



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Evaluierung geoelektrischer Tiefensondierungen
im Neogen und Pleistozän
des nördlichen Burgenlandes

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasser:	Gerald Kardeis
Matrikel-Nummer:	9220725
Studienrichtung (lt. Studienblatt):	Geologie (Studienzweig A-431)
Betreuer:	Univ. Prof. Dr. Hermann Häusler (Department für Umweltgeowissenschaften)

Wien, Mai 2009

Inhalt

1	Vorwort	5
2	Einleitung	6
3	Zusammenfassung.....	7
4	Geologie	9
4.1	Intramontane Becken	10
4.2	Wiener Becken.....	12
4.3	Eisenstädter Becken.....	13
4.3.1	Aufbau des Leithagebirges.....	14
4.3.2	Aufbau des Ruster Höhenzuges	15
4.3.3	Schichtfolge des Eisenstädter Beckens	15
4.4	Tektonik.....	20
5	Gleichstromgeoelektrik	23
5.1	Einleitung.....	24
5.2	Grundlagen	25
5.3	Sensitivität	30
5.4	Eindringtiefe	33
5.5	Elektrische Eigenschaften von Materialien.....	36
5.5.1	Elektronische Leitfähigkeit.....	36
5.5.2	Elektrolytische Leitfähigkeit.....	37
5.5.3	Grenzflächenleitfähigkeit.....	38
5.6	Multielektrodenanordnung.....	39
5.7	Inversion von Meßdaten	41
6	Modellierung geoelektrischer Widerstandsmodelle	43
6.1	Modelle.....	45
6.1.1	Widerstandsmodell 1.....	45
6.1.2	Widerstandsmodell 2.....	49
6.2	Fazit	53

7	Feldmessungen	54
7.1	Messung bei St. Margarethen	57
7.1.1	Geologie	57
7.1.2	Geoelektrik	64
7.1.3	Interpretation	65
7.2	Messung oberhalb des Steinbruchgeländes bei Oslip	68
7.2.1	Geologie	68
7.2.2	Geoelektrik	74
7.2.3	Interpretation	77
7.3	Messung entlang des Güterweges Oslip-Rust	80
7.3.1	Geologie	80
7.3.2	Geoelektrik	84
7.3.3	Interpretation	86
7.4	Messung am Spielplatz von Schützen am Gebirge	89
7.4.1	Geologie	89
7.4.2	Geoelektrik	92
7.4.3	Interpretation	100
8	Schlußkommentar und Ausblick	102
9	Danksagung	103
10	Literatur	104
11	Abbildungsverzeichnis	108
12	Anhang	113
12.1	Pseudosektionen und inv. Modelle der Messungen R1, R2 und R3 ..	113
12.2	Bohrprofile (GBA)	116
12.3	Verwendete Software	121
12.4	Standardparameter von RES2DINV	122

1 Vorwort

In Berührung mit der Gleichstromgeoelektrik kam ich im Frühjahr 2006 als Mitarbeiter einer Kampagne, in deren Rahmen Messungen gemacht wurden. Dadurch ergab sich ein Gespräch mit Herrn Univ. Prof. Dr. Häusler, in dem sich herausstellte, daß Bedarf für weitere Messungen im nördlichen Burgenland besteht und im Zuge dessen sogar ein Diplomarbeitsthema vergeben werden könnte.

2008 wurde mir das Verfassen dieser Diplomarbeit genehmigt. Zahlreiche Profile wurden aufgenommen, welche Herrn Univ. Prof. Dr. Häusler, der gerade die Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) verfaßte, näheren Aufschluß über einige Strukturen gaben.

Im Rahmen dieser Arbeit werden Profile von vier unterschiedlichen Orten zwischen Leithagebirge und Ruster Höhenzug beschrieben.

Ich stellte mich auch der Herausforderung, ein 3D Widerstandsmodell mit einer Pol-Pol (2D) Anordnung zu erzeugen. Dabei handelt es sich um eine Technik, welche bis dato nur sehr selten angewendet wurde.

Wichtig für mich ist neben den Messungen die Inversion der Daten – wie sich welche Parameter auf das Ergebnis auswirken – und natürlich die Interpretation der Widerstandsmodelle.

2 Einleitung

Das zentrale Thema dieser Diplomarbeit ist die Auswertung geoelektrischer Messdaten und die Interpretation invertierter Widerstandsmodelle.

Die Messdaten eines geoelektrischen Profils liegen in Form von scheinbaren Widerständen einer Pseudosektion vor. Es gilt nun, diese Pseudosektion in ein Modell umzuwandeln, welches eine bestmögliche Annäherung an die tatsächliche Widerstandsverteilung des untersuchten Untergrundes darstellt. Diese realitätsnahe Abbildung der Widerstandsverteilung wird durch die Inversion der scheinbaren in spezifische Widerstände bewerkstelligt.

Daraus ergeben sich folgende Fragen:

- Inwieweit stimmt das durch die Inversion erhaltene Widerstandsmodell mit den reellen geologischen Strukturen des gemessenen Untergrundes überein?
- Kann man bestimmten Widerständen bestimmte Lithologien zuordnen?
- Wie kann man ein Widerstandsmodell verwenden, um das nähere Umfeld des Untergrundes in geologischer Hinsicht zu interpretieren?

Ziel dieser Arbeit ist es, diese Fragen auf direktem oder auch indirektem Weg zu beantworten, aber auch die Grundlagen zu liefern, welche für das Verständnis notwendig sind.

3 Zusammenfassung

Im Rahmen der Diplomarbeit wurden nach einer Modellierung geoelektrischer Widerstandsmodelle mit dem Programm RES2DMOD vier geologisch unterschiedliche Bereiche des nördlichen Burgenlandes mit der Methode der Multielektrodengeoelektrik untersucht. Bei einer Messung wurde die Wenner-Anordnung mit den Ergebnissen der Schlumberger-Anordnung verglichen. Ziel der Arbeit war die Evaluierung der geophysikalischen Untergrunderkundung durch den direkten Vergleich mit geologischen Aufschlüssen.

Die geophysikalischen Messungen südlich von St. Margarethen ergaben einen Dreischichtfall, wobei durch Aufschlüsse in einer Baugrube und zwei Bohrungen die hangende Schicht als kryoturbate Wulkaschotter über tertiären Sanden interpretiert werden können, die von tonigen Ablagerungen des Pannonium unterlagert werden.

Die Messungen in einem Steinbruchgelände östlich von Oslip ergaben für den Leithakalk des Badenium hohe Widerstände, die von niedrigeren Widerständen der liegenden Sande unterlagert werden. Die faziellen Übergänge von Leithakalk zu Grobblockschutt und zur sandigen Fazies bilden sich im geophysikalischen Profil gut ab.

Die Untergrunderkundung des geologisch sehr detailliert kartierten Ruster Höhenzuges lässt eine gute Abgrenzung pleistozäner Wulkaschotter über Sedimenten des Pannonium und miozäner Leithakalke über Ruster Schottern des Karpatium zu. Die regional kartierten Störungen zwischen Ruster Höhenzug und Eisenstädter Becken sowie zwischen Leithakalk und Ruster Schottern sind im geoelektrischen Profil gut erfassbar.

Die komplexen geologischen Verhältnisse im Aufdomungsbereich von Leithakalk zwischen Tonen des Pannonium bei Schützen am Gebirge wurden mit einem Raster an 2D-Profilen und einem lokalen 3D-Modell mit Pol-Pol-Auslage erfasst. Eine Bohrung im Messgebiet ermöglicht die Interpretation der Ausdehnung der Leithakalkscholle, die hoch mineralisiertes Grundwasser führt. Durch einen Vergleich der Widerstandswerte aller Modelle bekommt man im

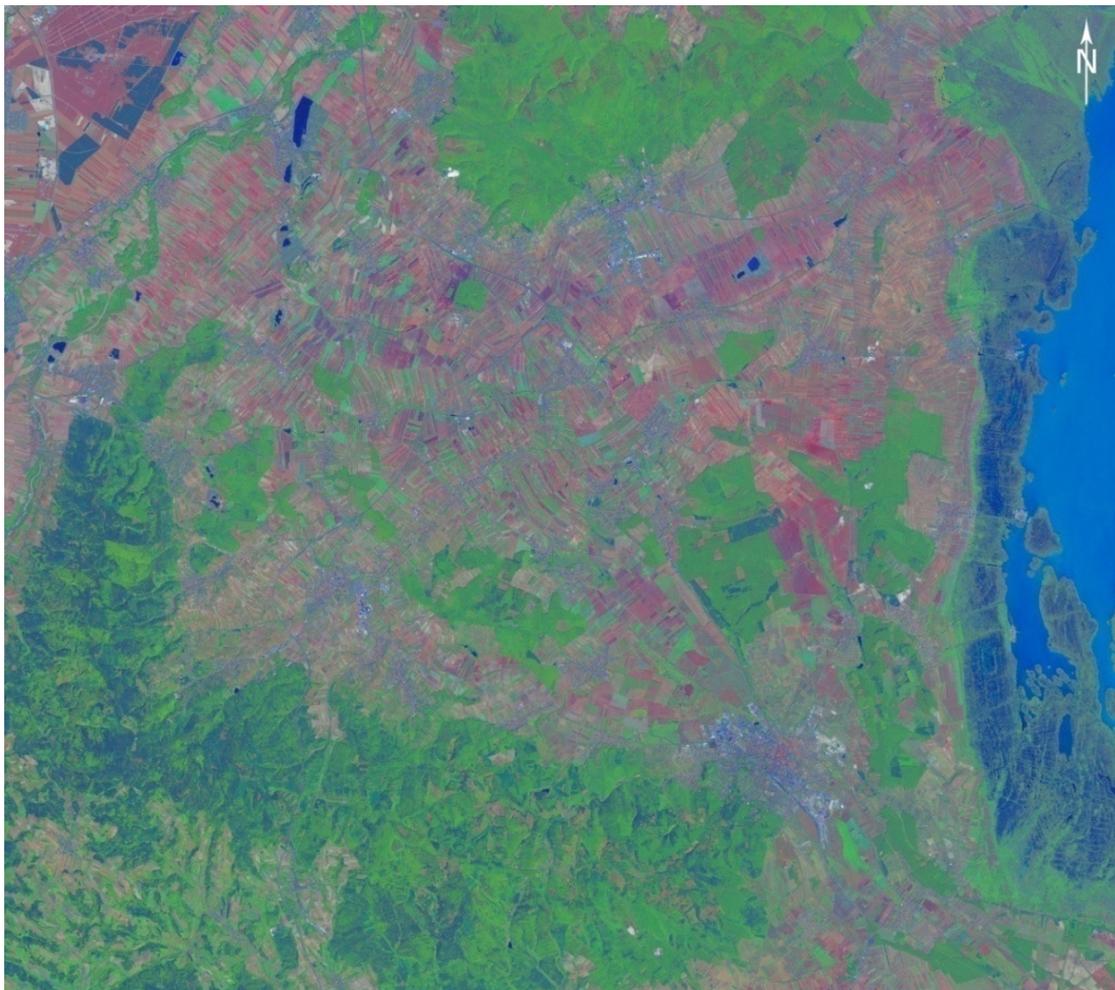
3D-Modell einen Wert von rund 60 Ohmmetern für die geringsten Widerstände des Kalkes. Um die Kalkscholle noch besser abzugrenzen, wären weitere Bohrungen erforderlich.

4 Geologie

Im regionalen Umkreis der Untersuchungsgebiete werden die geologischen Entwicklung und Gegebenheiten beschrieben.

Zu Beginn wird die Entstehung des Wiener Beckens erörtert, um dann auf die Genese und die Schichtfolgen des Eisenstädter Beckens, welches eine ähnliche Entwicklungsgeschichte erzählt, überzuleiten.

Die Informationen, welche für dieses Kapitel verwendet wurden, stammen aus den Publikationen von CHAHIDA (1970), DULLO (1982), FAUPL (2003), FUCHS (1965), HARZHAUSER & PILLER (2005), HÄUSLER (2009), KAPOUNEK (1939), KÜPPER (1957, 1962), OBERHAUSER (1980), PAHR (2000), PASCHER (1991), SCHMID (1968, 1972), SCHÖNLAUB (2000), SCHWENGBAUER (1993), THENIUS (1974), THEUER, F. & TRUCKSITZ (1996), TOLLMANN (1955, 1985), VENDEL (1973) und WESSELY (2000, 2006).



Landsat-Aufnahme des Eisenstädter Beckens

4.1 Intramontane Becken

In der Spätphase der alpin-karpatischen Überschiebungstektonik wurden durch die fortgesetzte N-S Kompression der Alpen Krustenteile infolge von Raumknappheit keilförmig nach Osten extrudiert. Das Zerbrechen des Gebirgskörpers der Ostalpen im Verlauf der neoalpinen Einengung führt zur Subsidenz einer Reihe intramontaner Becken.

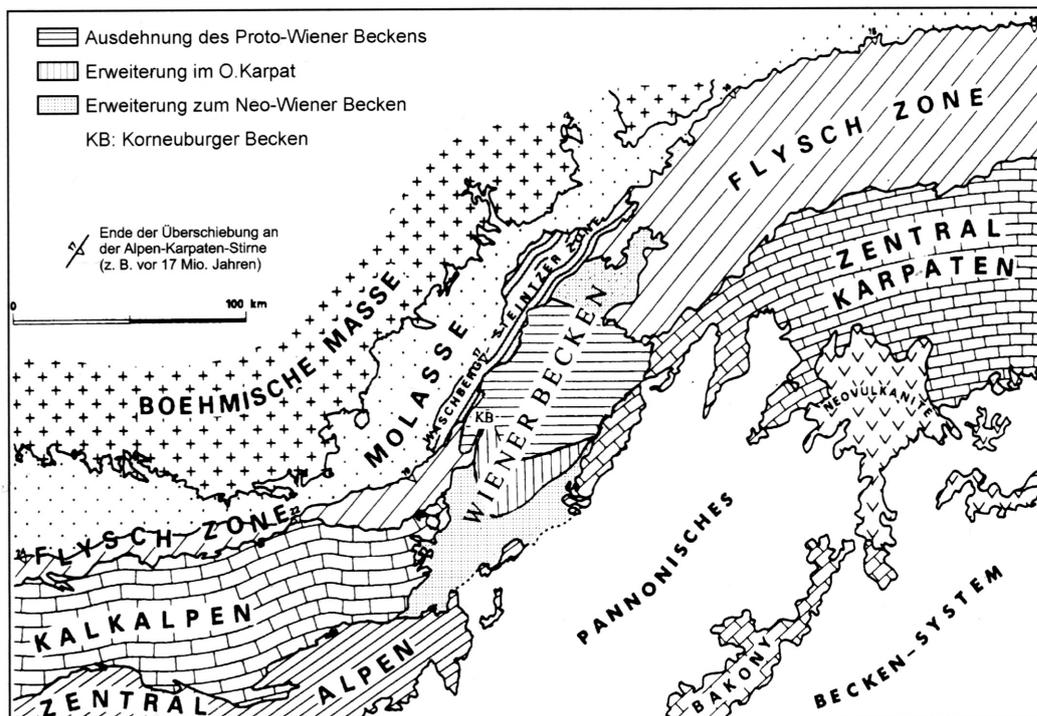


Abbildung 4.1.1: Lage des Wiener Beckens im Ostalpen-Westkarpaten-Abschnitt (WESSELY, 2000)

Ein derartiges Becken ist das Wiener Becken. Das Wiener Becken liegt im Grenzbereich, an dem die W-E streichenden Alpen gegen Nordosten umbiegen und in die Karpaten übergehen. Es ist ein tektonisches Zerrungsbecken und besitzt eine NNE-SSW streichende Spindelform von etwa 200 Kilometer Länge und 50 Kilometer maximale Breite.

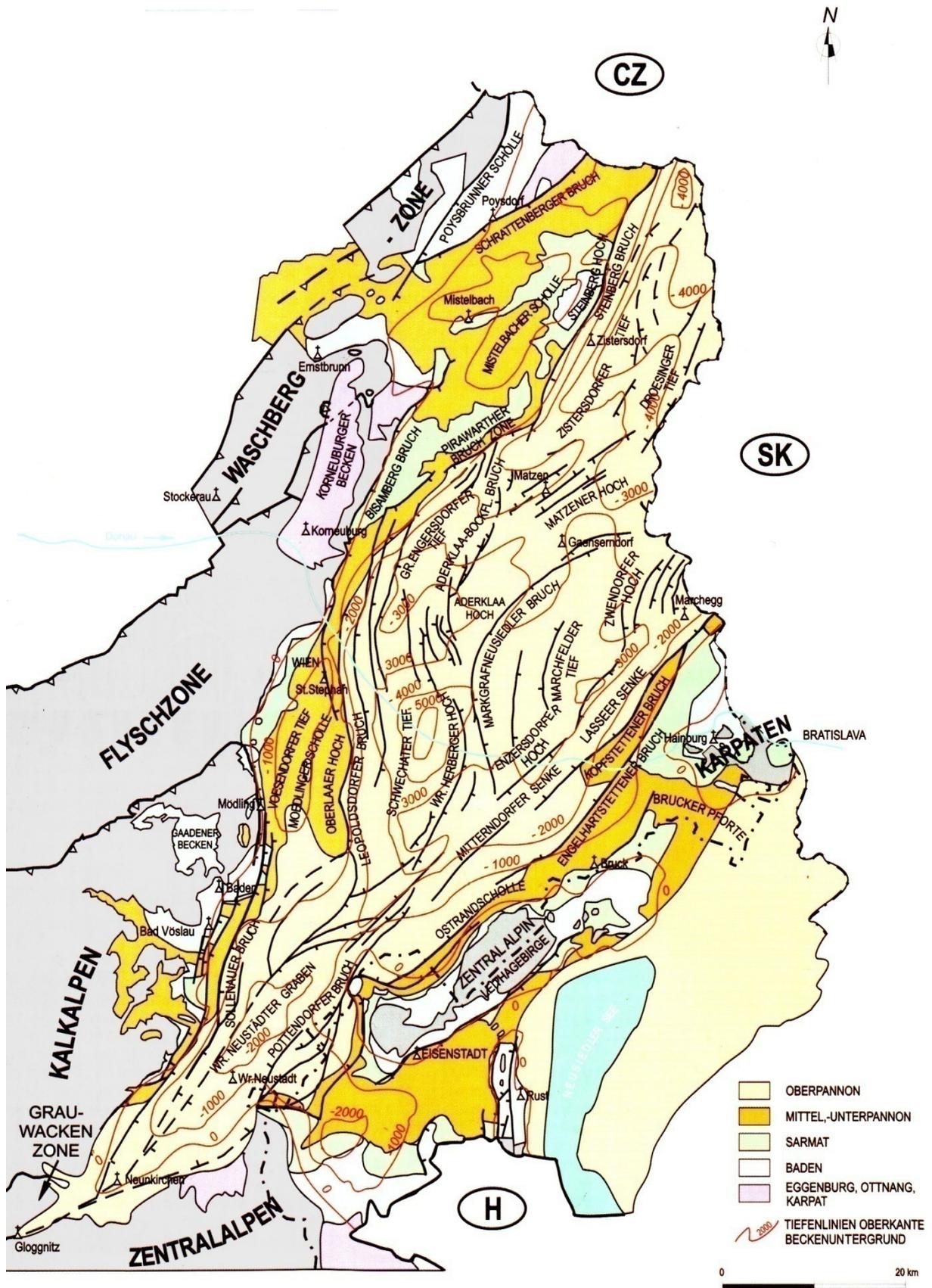


Abbildung 4.1.2: Oberflächengeologische Übersichtskarte des Miozäns des Wiener Beckens (WESSELY, 2006)

4.2 Wiener Becken

Kurze Zusammenfassung der Entstehungsgeschichte des Wiener Beckens:

Prä-Wiener Becken

Durch die Zerrung beim Auseinanderdriften (Rifting) von Kontinentalplatten im Bereich der Alpen und Karpaten begann im mittleren Jura die Bildung eines Riftbeckens im Kristallin der Böhmisches Masse und dem auflagernden Autochthonen Mesozoikum. Die Füllung des Beckens folgte durch Deltasedimente des Dogger. Mit Ende des Riftings im oberen Dogger begann die Sedimentation von Karbonaten. Nach einer Schichtlücke wurden sandige Mergel der Oberkreide sedimentiert. Das Becken stellt in der Kreide ein Passivrandbecken dar. Über das im Tertiär entstehende Vorlandbecken wurde die alpin-karpatische Einheit geschoben. Im Oligozän fand ein Vorschub der Decken statt.

Proto-Wiener Becken

Die alpin-karpatischen Decken schoben sich während des Eggenburgiums bis zum Ende des Karpatiums weiter über das Vorland in Richtung Nordwesten. Die dabei entstehenden Sedimente dieser Zonen reichten weit über die Decken, wo sie als Piggy-back-Becken auf dem Rücken der in Bewegung befindlichen Decken transportiert wurden. In Folge der Weiterbewegung entstanden durch die schräg seitliche Zerrung Abschiebungen (siehe Abbildung 4.2.1).

Neo-Wiener Becken

Im oberen Karpatium und Badenium setzte der Haupteinbruch des Beckens ein. Im Zuge dieses Pull-apart Stadiums erhielt das Becken seine heutige Form. Während die alpinen Decken im Karpatium ihre endgültige Position erreichten, wurden die Decken der Karpaten noch weiter nach Norden gedrängt. Dadurch entwickelte sich im Bereich zwischen den Alpen und Karpaten das Wiener Becken als ein Pull-apart Becken (Zerrungsbecken). Erdbeben belegen, daß die Absenkung des Wiener Beckens bis heute andauert (siehe Abbildung 4.2.1).

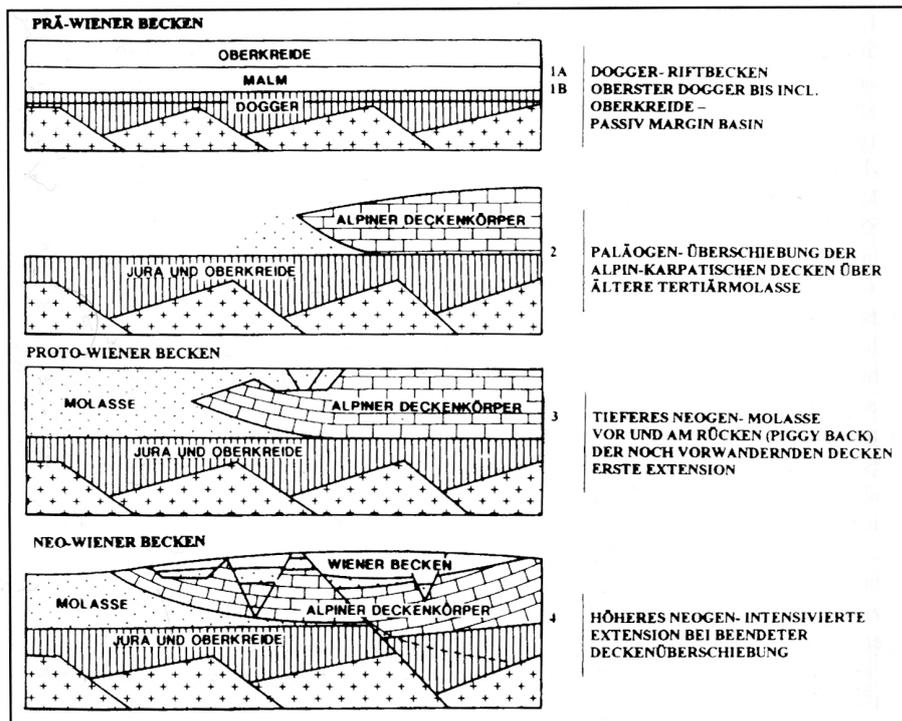


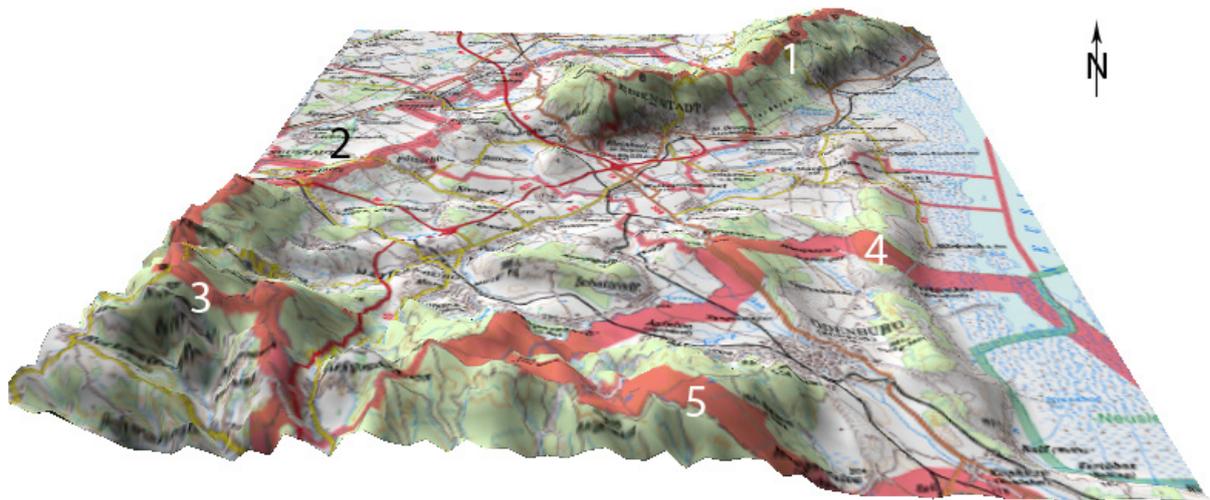
Abbildung 4.2.1: Stadien der Beckenentwicklung im Bereich des Wiener Beckens (WESSELY, 2000)

Den Untergrund des Wiener Beckens bilden die Flyschzone, die Nördlichen Kalkalpen, die Grauwackenzone und die zentralalpinen Einheiten.

4.3 Eisenstädter Becken

Das Eisenstädter Becken, auch Ödenburger Becken genannt, hat eine grundsätzlich ähnliche Entwicklungsgeschichte wie das Wiener Becken mit Schwerpunkt der Subsidenz im Badenium bis Pannonium. Es hat weitgehend ähnliche Schichtfolgen.

Das Eisenstädter Becken wird im Norden durch das Leithagebirge, im Osten durch den Ruster Höhenzug, im Süden durch den Brennbrennberg-Brentenriegel-Zug und im Westen durch das Rosaliengebirge und die Hochstruktur der Wiener Neustädter Pforte begrenzt.



- 1 Leithagebirge
- 2 Wiener Neustädter Pforte
- 3 Rosaliengebirge
- 4 Ruster Höhenzug
- 5 Brennberg

Abbildung 4.3.1: 8-fach überhöhtes DHM des Eisenstädter Beckens (mit AMAP generiert)

4.3.1 Aufbau des Leithagebirges

Das Grundgebirge wird ins Unterostalpin gestellt und besteht im Südwesten aus Grobgnais, ansonsten vorwiegend aus Glimmerschiefern. Im Nordwesten tritt Amphibolit auf, meist in dünnen Bändern, aber auch in größeren Körpern, gelegentlich mit Granat. Mit den Amphiboliten kommt auch Pegmatit oder Aplit vor.

Deutlich abgesetzt davon sind Gesteine sedimentärer Struktur. Dabei handelt es sich um die „Scharfeneckarkosen“ bestehend aus serizitreichen Arkosen und Konglomeraten mit Geröll von Quarz, Pegmatit, Gneis, feinsandig-glimmrigem Schiefer und grünlichen Serizitphylliten. Des weiteren folgen hangend noch Semmeringquarzit und dunkelgrauer Dolomit. Die Sedimente sind alpidisch überprägt (Grünschieferfazies) und stellen die permomesozoische Bedeckung des Grundgebirges dar.

Randlich wird das Leithagebirge von Leithakalk ummantelt, wobei an mehreren Stellen Semmeringquarzit und Dolomit durch die tertiäre Bedeckung ragen.

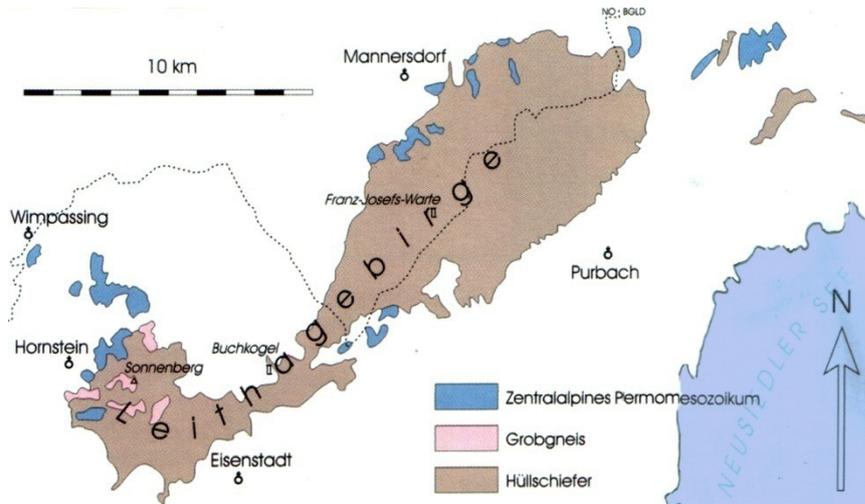


Abbildung 4.3.2: Der kristalline Kern des Leithagebirges (WESSELY, 2006)

4.3.2 Aufbau des Ruster Höhenzuges

Auch das Grundgebirge des Ruster Höhenzuges ist, wie das Leithagebirge, aus metamorphen Gesteinen des Unterostalpins aufgebaut, welche allerdings nur an drei Stellen aus der tertiären Bedeckung auftauchen. Die tertiäre Bedeckung setzt sich aus Sand, Sandsteinen, Schotter, Leithakalk und Ruster Schotter zusammen.

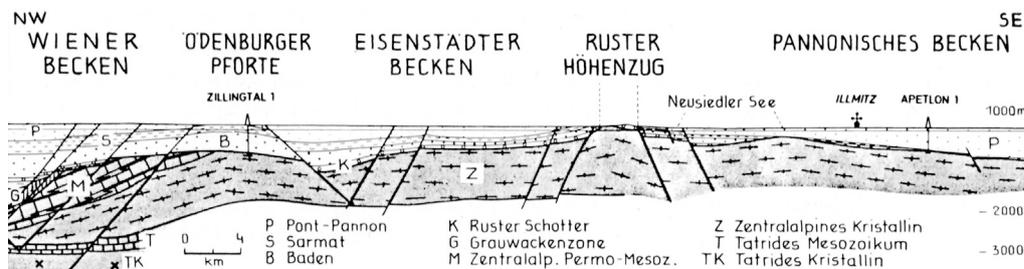


Abbildung 4.3.3: Profil durch das Eisenstädter Becken und die Neusiedlersee-Bucht des Pannonischen Beckens (TOLLMANN, 1985)

4.3.3 Schichtfolge des Eisenstädter Beckens

Ottwang

Brennberger Süßwasserserie

Diese bis zu 50 Meter mächtige Serie besteht aus Kohlschiefern, Tonen und Sanden mit Pflanzenresten, Unioschalen und Bythiniadeckeln.

Karpatium

Unterer Auwaldschotter

Über die Brennberger Süßwasserserie wurden fluviatil (Flußsystem aus dem Westen) die Unteren Auwaldschotter abgelagert. Diese bestehen aus kristallinen Material und Blockschutt. Sie bestehen aus Gneisen, Apliten, Glimmerschiefern und Biotitgraniten.

Hangend folgen die mindestens 300 Meter mächtigen Oberen Auwaldschotter. Diese bestehen aus weniger groben kalkalpinen und kristallinen Gesteinen und auch aus Material der Grauwackenzone.

Darüber befinden sich die Hochriegelschichten. Es handelt sich um limnische, pflanzenführende Sande, Tegel und Tone mit Lignitflözen an der Basis.

Der auflagernde Brennberger Blockstrom setzt sich aus bis zu 2m³ großen, schlecht gerundeten, unsortierten Blöcken kristallinen Schiefers, welcher in sandig-limnischer-tegeliger Grundmasse eingebettet ist, zusammen. Dies kann als Schlammstrom einer Mure interpretiert werden. Kalkalpines Material fehlt in dieser Schichtfolge.

Im obersten Karpatium bis ins basalste Badenium kommt der *Ruster Schotter* im Ruster Höhenzug zwischen Mörbischer Kristallin im Süden und dem Ort Schützen am Gebirge im Norden zur Ablagerung. Diese gutgerundeten Schotter aus dem Unterostalpin mit viel Grobgnais zeigen eine klare Korngrößenabnahme: von Blöcken im Süden zu Feinkies und Sand im Norden. Laut TOLLMANN (1985) sind umgelagerte Äquivalente im Leithagebirge in den Eisenstädter Sanden und Burgstallschottern, welche zur Stotzinger Bucht auf der Nordseite des Leithagebirges hinüber verfolgbar sind. Die Ruster Schotter stellen laut TOLLMANN (1985) Material dar, welches durch den „Ruster Fluß“ von Süden her über das spätere Leithagebirge in das Meer des zentralen Wiener Beckens geschüttet wurde. Am Rand des Leithagebirges wurde das Material marin aufgearbeitet.

Badenium

In der Oberen Lagenidenzone kommt erstmals eine marine Fazies zur Ablagerung. Das Leithagebirge erscheint, außer während der Hauptzeit, in der es eine flach überflutete Untiefe gewesen ist, als eine Insel. Es bildeten sich daher vorwiegend gewachsene Leithakalke. Die Faziesgliederung und die Diagenese des Leithakalkes wurden von DULLO (1983) untersucht. Eine detritäre Ausbildung des Leithakalkes findet man am Ruster Höhenzug.

Am Süd- und Südwestrand des Beckens wurden die 1200 Meter mächtigen marinen Mattersburger Basisschotter abgelagert. Die tiefere, etwa 500 Meter mächtige Einheit dieser Formation besteht aus Sanden und Schotter in Wechsellage mit braunen Tonmergeln der Oberen Lagenidenzone. Die höhere Einheit besteht aus dunkelgrauen Tonmergeln.

Die Mergelfazies des Badeniums besitzt Einschaltungen von Diatomitlagen und weist eine reiche Fauna auf.

Weiters tritt der Badener Tegel auf. Diese Mergelentwicklung findet man bei Großhöflein und in Eisenstadt am Sportplatz. Diese Beckenfazies zeigt eine reiche Mikrofauna.

Sarmatium

Die Randentwicklung des Beckens des Untersarmatiums setzt diskordant nach einer Schichtlücke im Obersten Badenium ein. Die Hauptverbreitung des Sarmatiums befindet sich zwischen Sauerbrunn, Mattersburg und Sopron. Dominiert wird diese Fazies von Sanden und Schotter, reich an Fossilien. Am Nordrand des Beckens findet man nur eine geringe Entwicklung des Samatiums vor. Bei Müllendorf besteht das Samatium auch aus detritärem Leithakalk.

Die Interpretation der Sedimente läßt folgenden Schluß zu: Eine Transgression im Untersarmatium, eine starke Hebung des Rahmens und somit eine Regression im Mittelsarmatium und eine Transgression im höheren Obersarmatium.

Die im Südteil des Beckens zu findenden basalen fluviatilen Schotter des basalen Obersarmatiums stellen von Süden her geschüttete, sekundär umgelagerte Obere Auwaldschotter dar.

Pannonium

Im unteren Unterpannonium (Pannon A) tritt eine Schichtlücke durch eine Regression auf, gefolgt von einer Transgression im höheren Pannonium. Diese Transgression zeigt sich in Sedimenten der Zone B in 210 Meter Höhe und in Zone C in 300 Meter Höhe am Leithagebirge. Der Hochstand hält nach dem Oberpannonium an. Detritäre Leithakalke spielen in der Randfazies nur noch eine untergeordnete Rolle. Pannone Sande reichen von Süden her weit ins Innere des Beckens. Der Foelikschocher südwestlich von Großhöflein repräsentiert die Zonen C-E. Dieser stellt eine fluviatile Umlagerung der Burgstallschotter dar. Es handelt sich um schräggeschichtete Schotter mit

hohem Fein- bis Mittelsandanteil. Die Komponenten sind zum Großteil Quarzit und Quarz, selten Glimmerschiefer und Granitgneis. Sie haben einen maximalen Durchmesser von 11 cm.

Generell kann festgestellt werden, daß die weite Ebene der Niederungen des zentralen Beckenbereiches des Eisenstädter Beckens durch pannonische Sedimente eingenommen wird, soweit diese nicht vom Pleistozän verhüllt sind.

Die Paratethys wird vom Miozänmeer abgeschnitten. Es entsteht ein riesiger See, welcher letztlich aussüßt. Dadurch kommt es zur Ablagerung toniger, sandiger Sedimente im Eisenstädter Becken. Die Fossilien der sarmatischen und pannonischen Ablagerungen zeigen diese zunehmende Aussüßung.

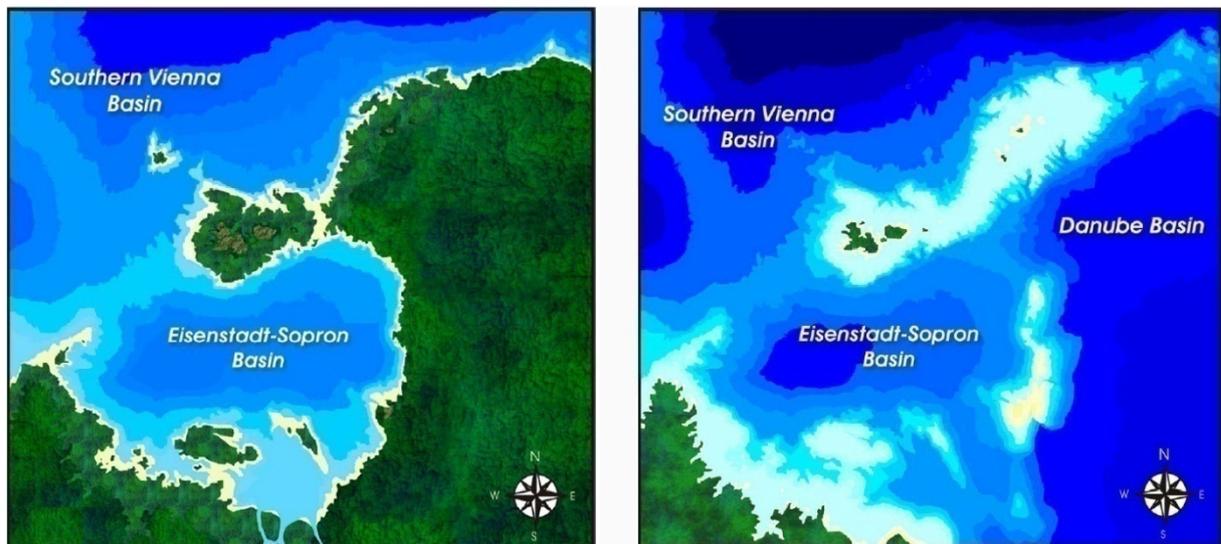


Abbildung 4.3.4: Paläogeographische Darstellung des Eisenstädter Beckens im frühen Badenium (links). Das Leithagebirge und das Gebiet östlich des Ruster Hügellandes waren nicht überflutet. Im Zuge der Transgression im Mittleren und Oberen Badenium wurden große Teile des Leithagebirges und des Ruster Hügellandes überflutet. Ab dem Pannonium bricht das Neusiedler Becken (Danube Basin) ein (rechts). (HARZHAUSER & PILLER, 2005).

Pontium/Pliozän

Durch die Verlandung des Binnensees war der Großteil des Eisenstädter Beckens frei von Wasserbedeckung. In Folge wurden fluviatil-terrestrischen und äolischen Sedimenten abgelagert. Im Bereich der Wiener Neustädter Pforte - von Zillingdorf bis Neufeld - reicht das Pont in den Westteil des Beckens herüber. Hierbei handelt es sich um die Lignit-Serie der Pforte.

Pleistozän

Schotter werden abgelagert. Zwei Terrassenniveaus werden der Wulka zugeschrieben. Diese sind nicht genau datierbar, werden jedoch für älter als Würm gehalten.

Eiszeitliche Süßwassertone mit einer Ostracodenfauna weisen auf einen im jüngsten Pleistozän und/oder ältesten Holozän bestehenden See hin, welcher den Großteil des Eisenstädter Beckens bedeckte. Nur das große Vorkommen in der Sulzbreiten südlich von St. Margarethen ist auf der Karte ausgeschieden; TOLLMANN (1955) und PASCHER (1991) erwähnen weitere Fundpunkte.

„Der Kartierung der Sulzbreiten als Seeton liegt eine einzige 1,2 Meter tiefe Bohrung zugrunde, in der FUCHS (1965, S. 181) in ca. 50-80 cm Tiefe eine *„schwarze, fette Moorerde“* anführt. Diese wird unterlagert von *„etwas Seekreidebildung und eine dünne, nur wenige Zentimeter dicke, über den mittelpannonen, feinen Sanden liegende Haut hellgrauer bis weißer Tone mit sehr viel feinem Quarzsand“*. Diese Tone enthielten eine individuenreiche Ostrakodenfauna des Quartärs neben umgelagerten Elementen des Unter- und Mittelpannons. Die Position des Bohrpunktes ist leider nicht bekannt. Da Dr. Werner Fuchs aber anführt, dass die Moorerde gegen Norden dünner wird, kann auf eine Bohrung in der südlichen Sulzbreiten geschlossen werden.“ (HÄUSLER, 2009).

Allerdings wurde im Sommer 2008 in den Sulzbreiten durch die Geologische Bundesanstalt eine 20 m-Bohrung abgeteuft. Es wurden ausschließlich Sande des Pannoniums angetroffen (ohne hangende Seetone, wie nach der geologischen Karte zu erwarten gewesen wäre).

Wulka

„Die Wulka entspringt im Rosaliengebirge bei Forchtenstein und mündet in den Neusiedlersee. Die mittlere Durchflussmenge des Flusses beträgt 1,2 m³/s.

Das Wulkatal und die Wulkaebene erstrecken sich zwischen der Zillingdorfer Platte und dem Leithagebirge im Norden, dem Rosaliengebirge im Westen und dem Ruster Höhenzug im Osten. Im Einzugsgebiet des Flusses befindet sich der unter Schutz gestellte Naturpark Rosalia-Kogelberg. Die Zuflüsse der Wulka sind Marzer Bach, Sulzbach, Nodbach und Eisbach.“ (www.wikipedia.org)

Im Eisenstädter Becken lassen sich zwei Terrassenniveaus unterscheiden, die beide der Wulka zugeschrieben, aber nicht genau datiert werden können. FUCHS (1965) stellt die höhere Flur, die gelb bis rot-braun gefärbte Quarze,

häufig Windkanter und nur untergeordnet Gneisgerölle enthält, in das ältere Quartär. Die tiefere Flur, deren Sedimente denen der höheren vergleichbar sind, hält er für jedenfalls älter als Würm.

Laut TOLLMANN (1985) sind die oben erwähnten eiszeitlichen Seetone auch in den Wulka-Niederungen nordöstlich von Wulkaprodersdorf zu finden.

STUFE EUR. PARATETHYS		EISENSTÄDTER BECKEN				LANDSEER BUCHT
PLEISTOZÄN		Süßwassertone, Seekreide, Löß Terrassenschotter				Deckenschotter, Löß
MESS.-ZANCL. ASTL.	ROMAN					
	DAC					
PONT	G H	Lignit. Serie der Pforte				Sande
	F					
TORTON	O. E	Foelik- schotter		Feinsande und Mergel		Sand, Tegel und Sande von Horitschon
	D					
PANNON	C	Detritär. Leithak. Kalkst.				Mergel
	U.					
	B					
	(A)					
SERAVALL	O.	Cerithiensst. Grobkongl.		Keine Ur- triesting	Sand-Schotterserie von Wiesen Mergelige Beckenfazies	Unter- bis obersarmatische Tegel, Sand und detritärer Kalk v. Kobersdorf u. Draßmarkt
	M.	Detritärer Leithak- kalk		Serpel- kalk		
	U.					
BADEN	O. Rotal. Z.	Lücke obertags				
	Bulim. Z.	gewachsen u. detritär Kongl.		Walbersdorfer Tegel		Mergel, Sande, Leithakalk
	M. Sandsch. Z.					
LANGHIAN	U. Lagen. Z.	Leithakalk Mattersbg. u. Burgstall-Schotter, Terebratelsande und Badener Tegel v. Eisenstadt				Ritzinger Sande
		Ruster Schotter				
BURDIGAL	KARPAT	Brennberger Blockstrom Hochriegel-Schichten mit Kohlenflözchen Obere Auwaldschotter Untere Auwaldschotter				
	OTTNANG	Brennberger Süßwasserserie mit Kohlenflöz				

Abbildung 4.3.5: Stratigraphie des Eisenstädter Beckens (TOLLMANN, 1985)

4.4 Tektonik

Am Rand des Leithagebirges läuft eine SW-NE streichende Bruchchar von Großhöflein über Eisenstadt nach oberhalb St. Georgen. Bei Eisenstadt erscheint dieses aus fünf hintereinander gestaffelten Brüchen bestehende System als antithetische Bruchtreppe, da beim Aufkippen der höheren Schollen jeweils Kristallinstreifen zwischen dem Tertiär herausgehoben worden sind. Am

Rand zum Ruster Höhenzug sind vier subparallel hintereinander geschaltete Brüche mit beckenwärts gerichteten Einfallen und staffelförmiger Absenkung kartiert (FUCHS, 1965).

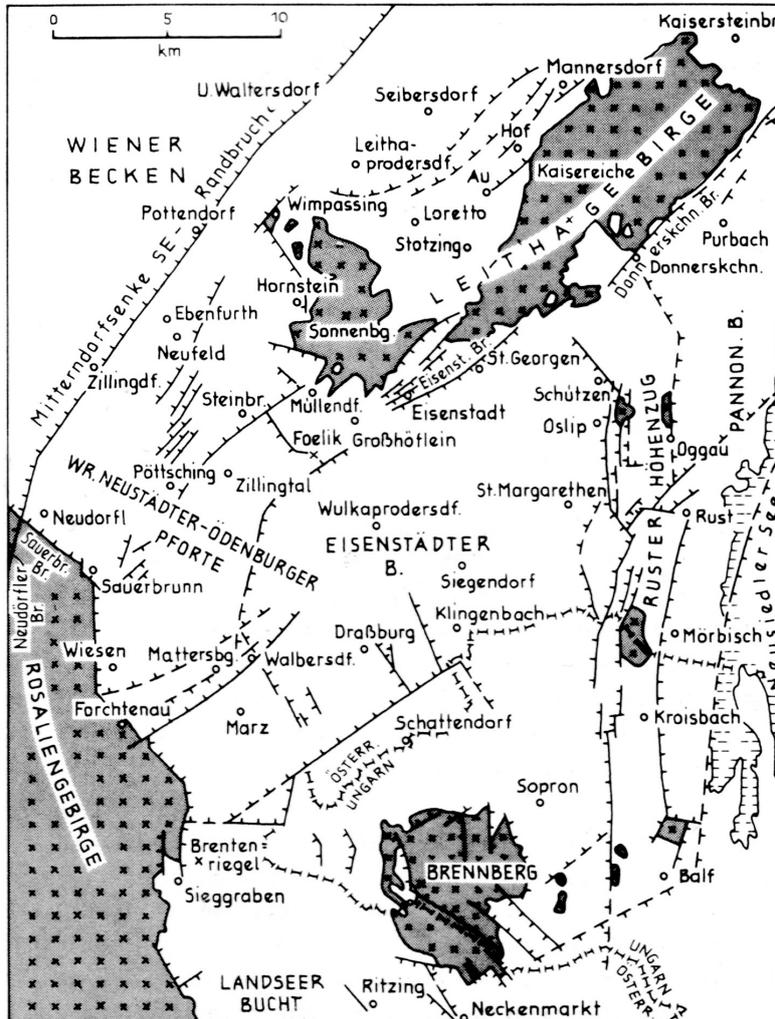


Abbildung 4.4.1: Tektonische Skizze des Eisenstädter Beckens (TOLLMANN, 1985)

Am Süd- und Südwestrand ist das Bruchsystem weniger genau erfaßt. VENDL (1973) schreibt über Brüche mit einigen hundert Metern Vertikalversatz an Stellen, wo das Pannonium an den Badener Tegel grenzt. Im Brennberger Braunkohlenrevier sind Treppenbrüche beobachtet worden. Am Ostrand des Rosaliengebirges zeichnen H. KÜPPER (1957) und CHAHIDA (1970) einen durchgehenden Bruch, weiter im Inneren aber bei Mattersburg und Marz ein ungestörtes beckenwärts gerichtetes, ziemlich flaches Einfallen der Schichten. Der Randbruch des Rosaliengebirges stellt bei Sauerbrunn die Ursache für des Austritt der Heilquelle dar (KÜPPER, 1962).

Eine bis zu 2 km breite, südwest ziehende Horststruktur in der Verbindungslinie Leithagebirge – Rosaliengebirge im Raum Zillingstal-Pötsching wurde durch Pfortebohrungen erschlossen.

Die tektonischen Bewegungen des Beckens an seinen Rändern halten bis in die jüngste Zeit an. Dies wird belegt durch die Einbeziehung des Pontiums in die Bruchtektonik der Wiener Neustädter Pforte, des Pannoniums entlang des Leithagebirge-Staffelbruchsystems und durch die noch offenen Kluftscharen parallel zur Längsachse des Leithagebirges, welche eine Aufwölbung um mindestens 200m anzeigen. Südlich von St. Margarethen hielt die Bewegung an den Randbrüchen der pannonen Sande noch bis nach dem Jungpleistozän an (FUCHS, 1965).

5 Gleichstromgeoelektrik

Dieses Kapitel gibt eine Einführung in die Theorie der Gleichstromgeoelektrik. Es werden die mathematischen Grundlagen angeführt. Weiters wird die Sensitivität erklärt, wobei auf die Arrays Wenner, Schlumberger und Pol-Pol näher eingegangen wird. Ein weiteres Unterkapitel geht auf die elektrischen Eigenschaften von Materialien ein. Abgeschlossen wird das Kapitel mit einer Erläuterung über die Multielektrodenanordnung.

Der Großteil an Informationen, welche für dieses Kapitel verwendet wurden, stammt aus den Publikationen von BARKER (1991), BENDER (1985), DEGROOT & CONSTABLE (1990), EDWARDS (1977), KNÖDEL & KRUMMEL & LANGE (1997), LOKE (2004), RÖMER & HÜBL & ARNDT (2002) und SASAKI (1992).



Bei der Durchführung geophysikalischer Sondierungen sollen geologische Strukturen aufgezeichnet werden. Die Messungen können an der Erdoberfläche, untertage (Bergwerk), aus der Luft, auf See, in Bohrlöchern, usw. getätigt werden. Die dadurch erhaltenen Daten müssen anschließend, um ein geologisches Modell zu erstellen, interpretiert werden.

Zu den geophysikalischen Methoden gehören die Seismik, Elektromagnetik, Magnetik, Gravimetrie, Geothermie, Radiometrie, die Geoelektrik, uvm. Die Methode der Gleichstromgeoelektrik fand im Zuge meiner Arbeit Verwendung.

5.1 Einleitung

Mit dem Verfahren der Gleichstromgeoelektrik mißt man die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes des Untergrundes. Der spezifische Widerstand ist vom Material abhängig und wird in Ωm (Ohmmeter) beziehungsweise in $\Omega\text{mm}^2 / \text{m}$ ($1\Omega\text{mm}^2 / \text{m} = 10^{-6}\Omega\text{m} = 1\mu\Omega\text{m}$) gemessen. Er ist der Kehrwert der elektrischen Leitfähigkeit, welche ein Maß dafür ist, wie gut ein Material elektrischen Strom leiten kann.

Um diese Messungen zu tätigen, wird eine 4-Punkt-Anordnung der Elektroden benutzt. Über die zwei Stromelektroden *A* und *B* erfolgt die Einspeisung von Gleichstrom oder niederfrequentem Wechselstrom. Dies führt zum Aufbau eines Potentialfeldes, welches durch die Leitfähigkeitsstrukturen des Untergrundes beeinflußt wird. Die Spannungsmessung erfolgt an den Elektroden *N* und *M*. Würde man die Spannung (= Potentialunterschied) über die Stromelektroden *A-B* direkt abfragen, würde der Gesamtwiderstand in unkontrollierbarer Weise vom Übergangswiderstand zwischen Elektrode und Boden abhängen.

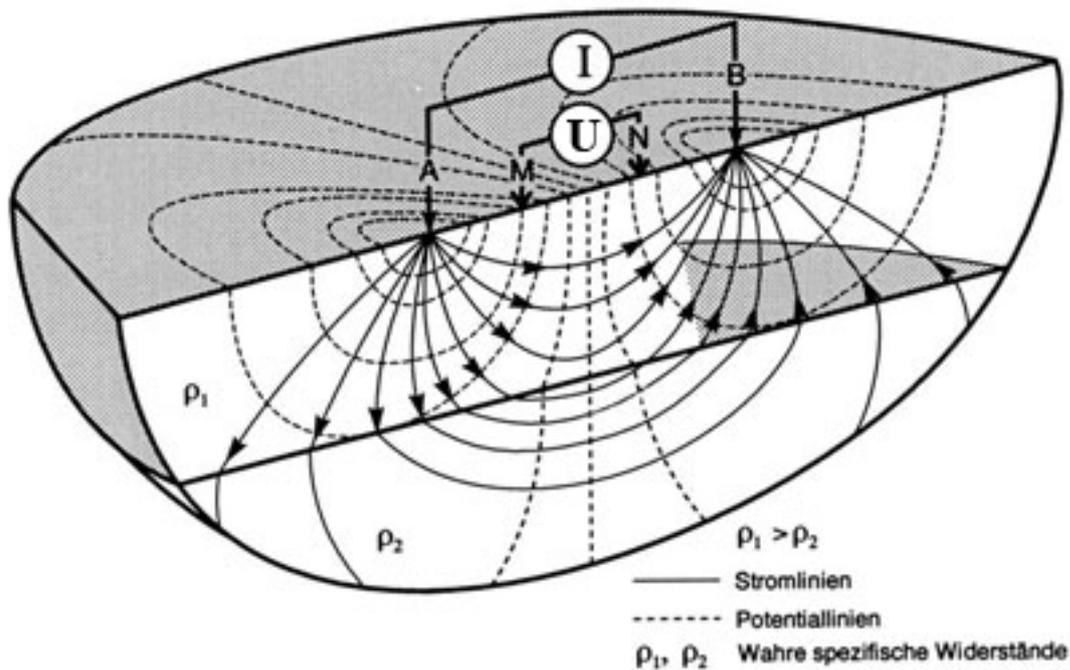


Abbildung 5.1.1: 4-Punkt-Anordnung der Gleichstromgeoelektrik

Je nach Beschaffenheit des Untergrundes kann der spezifische Widerstand variieren und dadurch Unterschiede in dessen Material zeigen. Daher ist die Gleichstromgeoelektrik für Tiefensondierungen ein gutes Diagnosewerkzeug. Die Anwendungsmöglichkeiten sind zahlreich. Neben der Bestimmung der Lithologie eignet sich diese Widerstandsmessung zur Erkundung von Erzkörpern, zur Grundwassererkundung, zur Untersuchung von Altlasten und zur Überprüfung von Dämmen und Deichen. Auch in der Archäologie wird die Technik eingesetzt.

Mitte der 90-er Jahre wurde die Multielektrodenanordnungen entwickelt, welche Aufnahme von 2D und 3D Modellen des Untergrundes ermöglicht.

5.2 Grundlagen

Das grundlegende physikalische Gesetz der Gleichstromgeoelektrik ist das *Ohmsche Gesetz*:

$$R = \frac{U}{I}$$

U bezeichnet die Spannung (Potentialdifferenz) und I die elektrische Stromstärke. Stromstärke und Spannung sind zueinander proportional (gilt in weiten Grenzen für fast alle homogenen Stoffe, insbesondere im

gegenständlichen Anwendungsgebiet der Erdwissenschaften). Die Proportionalitätskonstante ist der Widerstand R .

Für zylindrische Probekörper gilt: Der spezifische Widerstand ρ multipliziert mit l (Länge [m]) und dividiert durch q (Querschnitt [m²]) ist der Gesamtwiderstand.

$$R_{ges} = \rho \frac{l}{q}$$

Wählt man das Koordinatensystem so, dass der Strom in x-Richtung fließt, kann man für die elektrische Feldstärke

$$\vec{E} = -\nabla V = -\begin{pmatrix} \frac{\partial V}{\partial x} \\ \frac{\partial V}{\partial y} \\ \frac{\partial V}{\partial z} \end{pmatrix}$$

vereinfacht $|\vec{E}| = \frac{\partial V}{\partial x}$ schreiben.

Dieser Wert für U/l und die Stromdichte $|\vec{j}| = \frac{I}{q}$ in die Formel des Ohmschen Gesetzes eingesetzt ergibt:

$$|\vec{E}| = \rho |\vec{j}|$$

Wobei E die Einheit [V/m], der spezifische Widerstand ρ die Einheit [Ω m] und j die Einheit [A/m²] besitzen.

Im allgemeinen dreidimensionalen Fall sind der Stromfluß \vec{j} , der Feldvektor \vec{E} Vektoren und ρ ist demnach der Widerstandstensor.

Die Formel mit dem Leitfähigkeitstensor sieht wie folgt aus:

$$\vec{j} = [\sigma] \vec{E}$$

Im homogenen Halbraum sind die Flächen konstanter Stromdichte \vec{j} halbkugelförmig um den Quellpunkt angeordnet.

Im Abstand r von der Quelle ist der Betrag der Stromdichte $j=I/2\pi r^2$ und der Betrag der Feldstärke zwischen r und $r+dr$:

$$E = \frac{dV}{dr} = \rho j = \rho \frac{I}{2\pi r^2}$$

Durch Integrieren dieses Ausdrucks folgt:

$$V_1 - V_2 = U(\mathbf{r}) = I \frac{\rho}{2\pi r}$$

Da der Strom durch die Elektrode B wieder abfließt, überlagern sich die Potentialfelder von Quelle und Senke.

Also kann man den spezifischen Widerstand, welcher sich aus der Elektrodengeometrie, I und U ergibt, folgendermaßen ausformulieren:

$$\rho = k \frac{U}{I}$$

k ist der Geometriefaktor der Elektrodenkonfiguration, wobei

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right)}$$

ergibt.

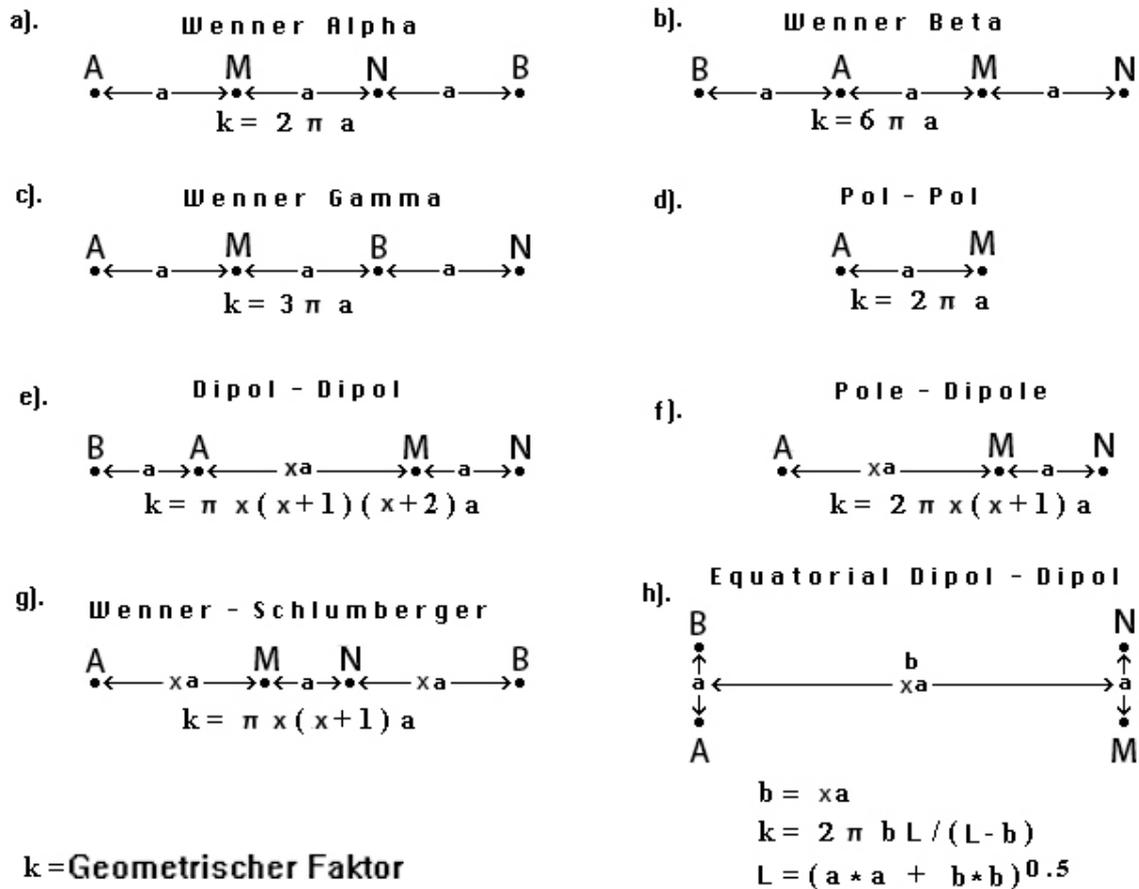
Somit würde k für die Wenner-Anordnung

$$k=2\pi a$$

und für die Wenner-Schlumberger-Anordnung

$$k=\pi x (x+1) a$$

sein. a steht dabei für den Kleinstabstand zwischen den Elektroden. Einige der gebräuchlichsten Elektrodenanordnungen der Widerstandsgeoelektrik können in Abbildung 5.2.1 betrachtet werden.



$k = \text{Geometrischer Faktor}$

Abbildung 5.2.1: Gebräuchlichste Elektrodenanordnungen in der Widerstandsgeoelektrik (nach LOKE, 2004)

Wird eine Messung über einem bezüglich des spezifischen Widerstandes nicht homogenen, beispielsweise geschichteten Untergrund vorgenommen, erhält man eine Widerstandsgröße, welche keine Materialkonstante mehr ist. Man nennt sie den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_a . In der Praxis wird man bei Messungen immer auf inhomogene Untergründe treffen. Um auf den spezifischen Widerstand für das zu erstellende Untergrundmodell rückzuschließen, werden Inversionsverfahren angewandt.

$$\rho_a = k \frac{U}{I}$$

Der scheinbare spezifische Widerstand ρ_a hängt also von der Beschaffenheit und somit von der Widerstandsverteilung des Untergrundes ab. Die Platzierung der Elektroden entscheidet über die Sektion, welche gemessen werden soll. Stehen die Stromelektroden nahe zueinander, so wird ein oberflächennaher Widerstand gemessen. Zunehmender Abstände der Elektroden ermöglicht das Messen von tiefer gelegenen Widerständen des Untergrundes. Diese Tatsache

macht es möglich, 2D beziehungsweise 3D Profile durch Versetzen und Variieren der Elektrodenabstände zu erstellen (siehe Abbildung 5.2.2).

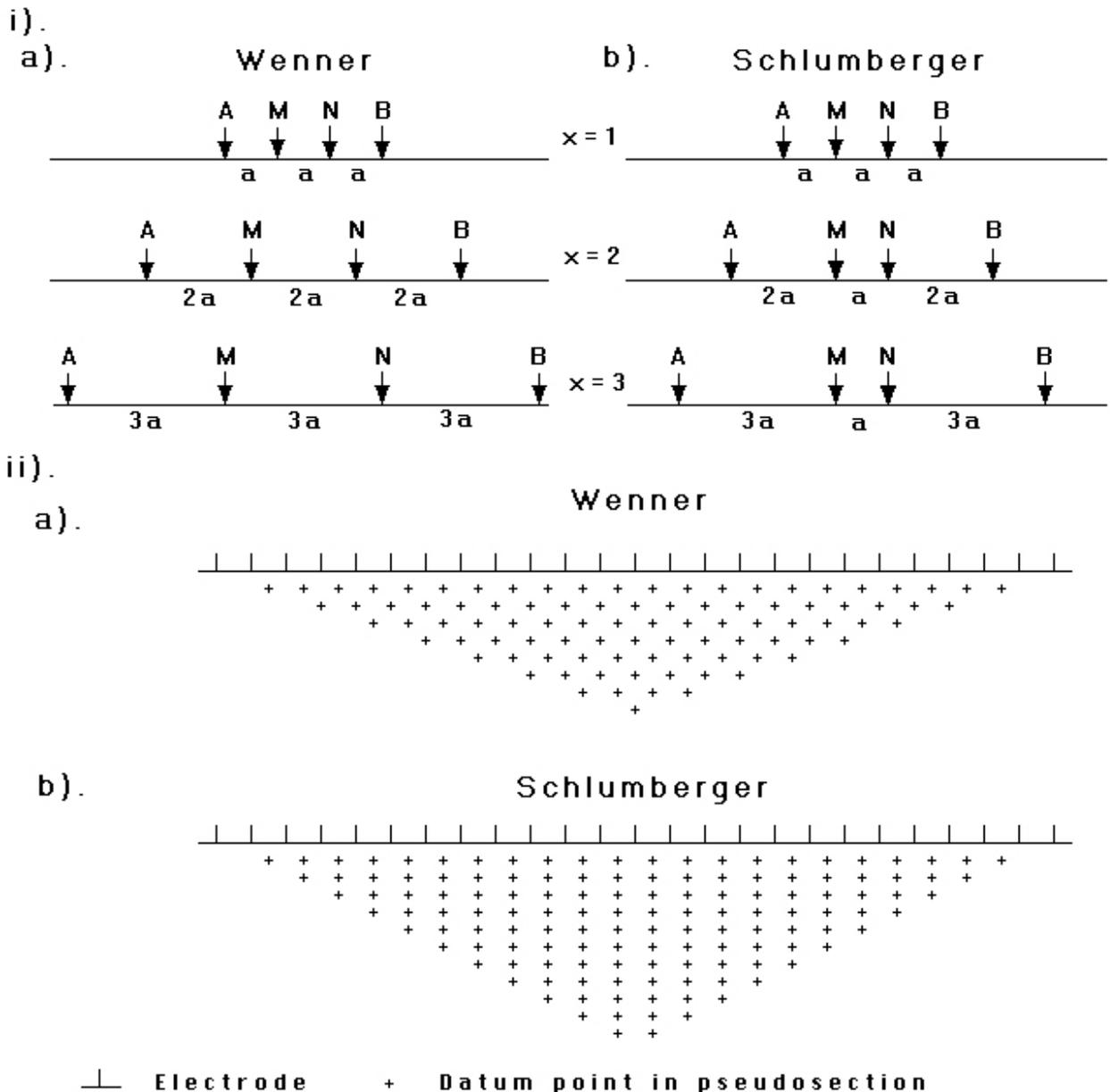


Abbildung 5.2.2: Array-Vergleich, Wenner und Schlumberger (nach LOKE, 2004)

Der Vorteil der Wenner-Anordnung ist die geringere Empfindlichkeit auf Störsignale und oberflächliche Inhomogenität auf Grund der Sensitivitätsverteilung. Die laterale Auflösung ist wiederum bei der Schlumberger-Anordnung besser, da diese von einem Tiefenlevel zum nächsten nur zwei Datenpunkte verliert, während dessen die Wenner-Anordnung drei Punkte einbüßt. Auch ein leichter Tiefenvorteil ist für das Schlumberger-Array gegeben, da mit einer Auslage mehr Tiefenlevel erreicht werden (siehe Abbildung 5.2.2).

Zur Erstellung des 3D-Modelles (Kapitel 7.4) wurden die Messungen mittels eines Pol-Pol-Array gemacht. Hierfür wurden die Elektroden in Form einer quadratischen Auslage gesetzt und über ein Kabelsystem verbunden, was die Ansteuerung verschiedener Positionen über ein Multielektrodensystem erlaubt. Zusätzlich mußten zwei „Außenelektroden“ platziert werden. Die Elektroden in der quadratischen Auslage stellen die Positionen B und M dar, während die beiden Außenelektroden die Rolle der Position A und N übernehmen.

Vorteil dieser Methode ist, daß dadurch ein sehr großer horizontaler Bereich abgedeckt wird und die Eindringtiefe die tiefste aller Arrays ist. Ein Nachteil dieser Methode ist die relativ schlechte Auflösung. Der Grund ist der große Abstand der Stromelektroden zueinander. Das bewirkt auch eine höhere Empfindlichkeit gegenüber anthropogen erzeugten Störsignalen. Ein weiterer Nachteil ergibt sich durch die Außenelektroden. Da diese in weiter Entfernung zu den anderen Elektroden platziert werden müssen, eignet sich nicht jedes Gebiet auf Grund des Platzangebotes, um eine solche Messung zu machen.

5.3 Sensitivität

Die Funktion der Sensitivität zeigt uns, welche Regionen jeweils zu welchem Anteil Einfluß auf den gemessenen scheinbaren Widerstand haben. Mit der Größe des Wertes der Funktion nimmt der Einfluß auf das Meßergebnis zu.

Die einzelnen Arrays haben auf Grund ihrer verschiedenen Elektrodenkonfigurationen unterschiedliche Sensitivitätswerte. Abbildung 5.3.1 und Abbildung 5.3.3 zeigen die Sensitivitätssektoren der Anordnungen Wenner und Schlumberger.

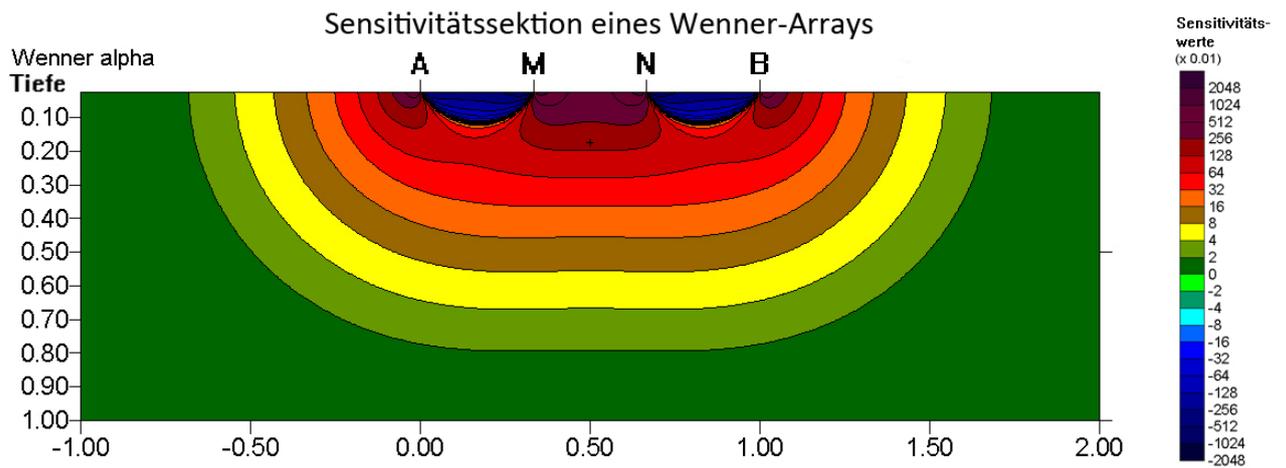


Abbildung 5.3.1: Sensitivitätssektion der Wenner-Anordnung (nach LOKE, 2004)

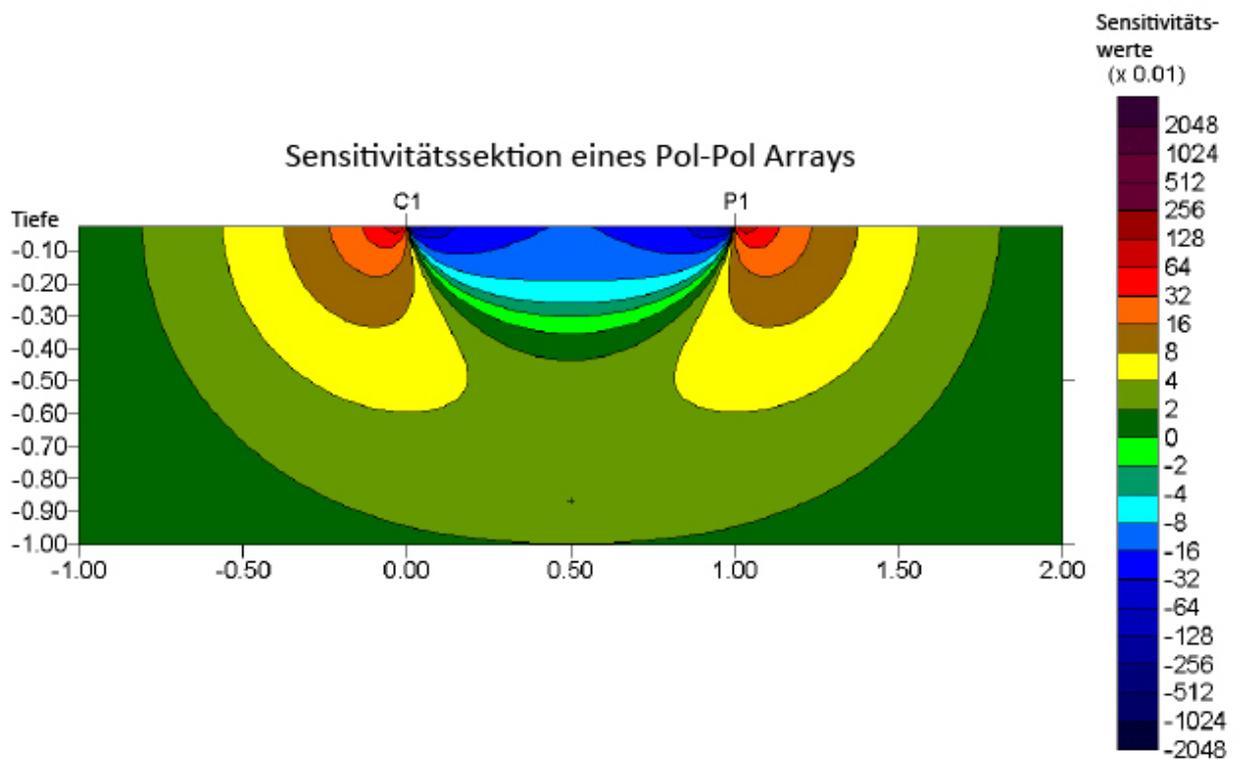


Abbildung 5.3.2: Sensitivitätssektion der Pol-Pol Anordnung (nach LOKE, 2004)

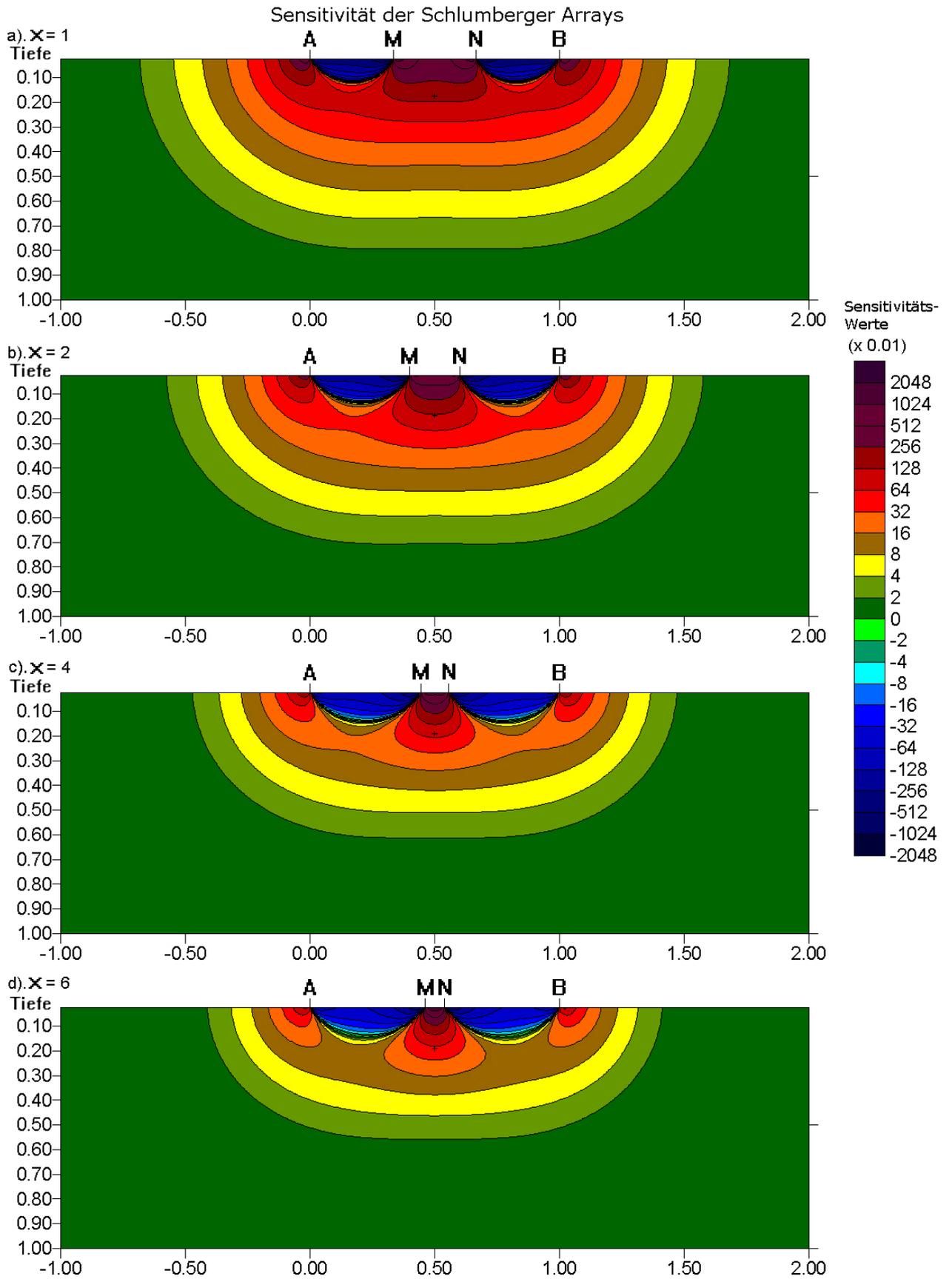


Abbildung 5.3.3: Sensitivitätssektoren der Schlumberger-Anordnung (nach LOKE, 2004)

Mit diesem variierenden Sensitivitätsmuster kann man die unterschiedlichen Widerstandswerte der verschiedenen Arrays, erhalten von ein und derselben geologischen Struktur, erklären.

Vergleicht man die Empfindlichkeitswerte der zwei Anordnungen von Abbildung 5.3.1 und 5.3.3 miteinander, so wird klar, daß wegen der breiteren, oberflächennahen Verteilung der hohen Sensitivitätswerte das Wenner-Array unempfindlicher gegen Rauschen und seichte inhomogene Anomalien ist (natürlich mit der Ausnahme $x=1$, denn hier sind beide Arrays gleich).

Nicht unerwähnt sollte die Auswirkung hoher positiver beziehungsweise hoher negativer Werte der Sensitivitätsfunktion bleiben. Der scheinbare Widerstand eines kleinen Körpers - platziert in den hohen negativen Bereich - mit höherem Widerstand als das ihm umgebene Material wird kleiner. Befindet sich derselbe Körper im Bereich der hohen positiven Sensitivität, so erhöht sich der scheinbare Widerstand.

5.4 Eindringtiefe

Die Eindringtiefe hängt von der Sensitivität ab. Abbildung 5.4.1 ist eine graphische Darstellung der Sensitivität auf der y-Achse und der Tiefe geteilt durch Elektrodenabstand auf der x-Achse eines Wenner-Arrays im eindimensionalen Fall. Um die Eindringtiefe festzulegen, werden zwei Lösungsvorschläge dargestellt.

Erster Vorschlag: Die Eindringtiefe wird über das Maximum der Sensitivitätskurve bestimmt. Der zum Maximum des y-Wertes zugehörige x-Wert gibt Auskunft über die Eindringtiefe.

Zweiter Vorschlag: Die Eindringtiefe wird mit jenem Punkt festgelegt, an dem sich die Linie, welche die Fläche unter der Kurve in zwei gleich große Segmente teilt, mit der x-Achse schneidet (mittlere Eindringtiefe). Das ist eine wesentlich zuverlässigere Annahme der Eindringtiefe (EDWARDS, 1977 und BARKER, 1991) und findet auch im Rahmen dieser Arbeit Verwendung. Im Zweidimensionalen ist diese sogenannte mittlere Eindringtiefe in Abbildung 5.3.1 und 5.3.3 durch ein Kreuz markiert.

In Tabelle 1 sind Beispiele für das Verhältnis Abstand zu Eindringtiefe der gebräuchlichsten Elektrodenanordnungen (Array Typen) zur Veranschaulichung angeführt. Wobei z_e die mittlere Eindringtiefe, a den Abstand zwischen den Elektroden und L die Gesamtlänge des Arrays verkörpern. x ist der

Multiplikationsfaktor von a , welcher bei den Anordnungen Schlumberger, Dipol-Dipol, Äquatorial Dipol-Dipol und Pol-Dipol auftritt (siehe Abbildung 5.2.1).

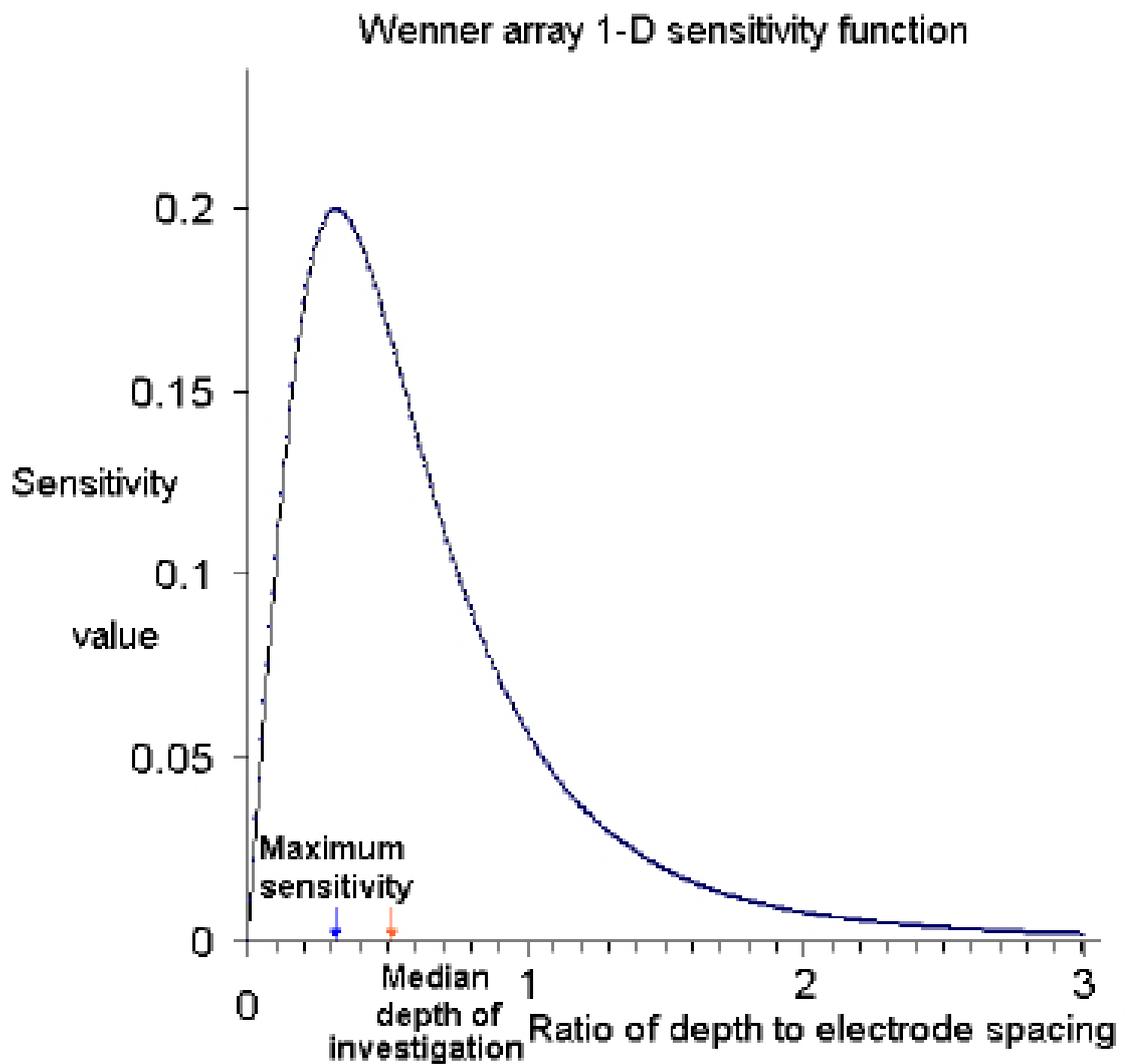


Abbildung 5.4.1: Die Sensitivität - aufgetragen auf die y-Achse - in Relation zum Verhältnis Tiefe zu Elektrodenabstand - aufgetragen auf der x-Achse (aus LOKE, 2004)

Anordnungen	z_e/a	z_e/L	Geometrischer Faktor
Wenner Alpha	0.519	0.173	6.2832
Wenner Beta	0.416	0.139	1.885
Wenner Gamma	0.594	0.198	9.4248
Dipol-Dipol			
x = 1	0.416	0.139	18.85
x = 2	0.697	0.174	75.398
x = 3	0.962	0.192	188.50
x = 4	1.220	0.203	376.99
x = 5	1.476	0.211	659.73
x = 6	1.730	0.216	1055.6
x = 7	1.983	0.220	1583.4
x = 8	2.236	0.224	2261.9
Äquatorial Dipol-Dipol			
x = 1	0.451	0.319	21.452
x = 2	0.809	0.362	119.03
x = 3	1.180	0.373	367.31
x = 4	1.556	0.377	841.75
Wenner - Schlumberger			
x = 1	0.519	0.173	6.2832
x = 2	0.925	0.186	18.85
x = 3	1.318	0.189	37.699
x = 4	1.706	0.190	62.832
x = 5	2.093	0.190	94.248
x = 6	2.478	0.191	131.95
x = 7	2.863	0.191	175.93
x = 8	3.247	0.191	226.19
x = 9	3.632	0.191	282.74
x = 10	4.015	0.191	345.58
Pol-Dipol			
x = 1	0.519		12.566
x = 2	0.925		37.699
x = 3	1.318		75.398
x = 4	1.706		125.66
x = 5	2.093		188.5
x = 6	2.478		263.89
x = 7	2.863		351.86
x = 8	3.247		452.39
Pol-Pol	0.867		6.28319

Tabelle 1: Mittlere Eindringtiefe im Vergleich zum Elektrodenabstand (nach LOKE, 2004)

z_e ist die mittlere Eindringtiefe, a ist der Abstand zwischen den Elektroden und L ist die Gesamtlänge des Arrays. x ist ein Multiplikationsfaktor von a

5.5 Elektrische Eigenschaften von Materialien

Im Allgemeinen bezeichnet diese Eigenschaft die Fähigkeit eines Körpers, elektrische Ladung zu transportieren. Die Leitfähigkeit σ wird über die elektrische Feldstärke \vec{E} und die Stromdichte \vec{j} definiert. Als SI-Einheit wird S/m (Siemens pro Meter) verwendet.

Auf der Erde vorkommende natürliche Materialien umfassen einen Wertebereich von 25 Dekaden. Dieser reicht vom Diamant (mit zirka 10^{-18} S/m ein perfekter Isolator) bis zu Silber (mit $61,39 \cdot 10^6$ S/m).

Den Kehrwert der elektrischen Leitfähigkeit stellt der spezifische Widerstand (ρ mit der Einheit [Ωm]) dar. Eine Auswahl an Materialien und deren Widerständen ist in Abbildung 5.5.1 dargestellt. Einige Materialien weisen einen breiten Wertebereich an Widerständen auf, da die Messungen von einem feuchten bis hin zu einem trockenen Zustand gemacht wurden. Auch die Anisotropie von Stoffen bewirkt unterschiedliche Widerstände.

Die Leitfähigkeit des elektrischen Stromes von Materialien der Erdkruste wird hauptsächlich durch drei verschiedene Arten definiert. Zum einen durch die *elektronische Leitfähigkeit*, zum anderen durch die *elektrolytische* Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit, aber auch durch die *Grenzflächenleitfähigkeit*.

5.5.1 Elektronische Leitfähigkeit

Dieses Prinzip setzt das Vorhandensein von freien Elektronen voraus, welche als Ladungsträger dienen können, wie es vor allem bei Metallen der Fall ist. Gesteinsbildende Mineralien sind im Allgemeinen den Nichtleitern zuzuordnen. Bei Nichtleitern ist der Abstand zwischen Leitungsband und Valenzband groß und es gibt keine freien Elektronen (zum Beispiel Quarz). Dies hat eine sehr geringe Leitfähigkeit mit Werten kleiner 10^{-8} S/m zur Folge. In diesem Bereich liegt die Leitfähigkeit von trockenem Gestein, welches keine Erzminerale oder Graphit beinhaltet. Lediglich Gesteine mit Erzminerale haben hohe Leitfähigkeiten.

Eine weitere Gruppe bilden die Halbleiter. Bei diesen ist die Beweglichkeit der Elektronen eingeschränkt. Leitungsband und Valenzband haben einen geringen Abstand. Ein Beispiel für einen natürlich vorkommenden Halbleiter ist der Pyrit.

Bei Metallen überlappen sich Leitungsband und Valenzband, dadurch können die Elektronen leicht vom Valenzband in das Leitungsband angehoben werden und folgen den äußeren elektrischen Feldern.

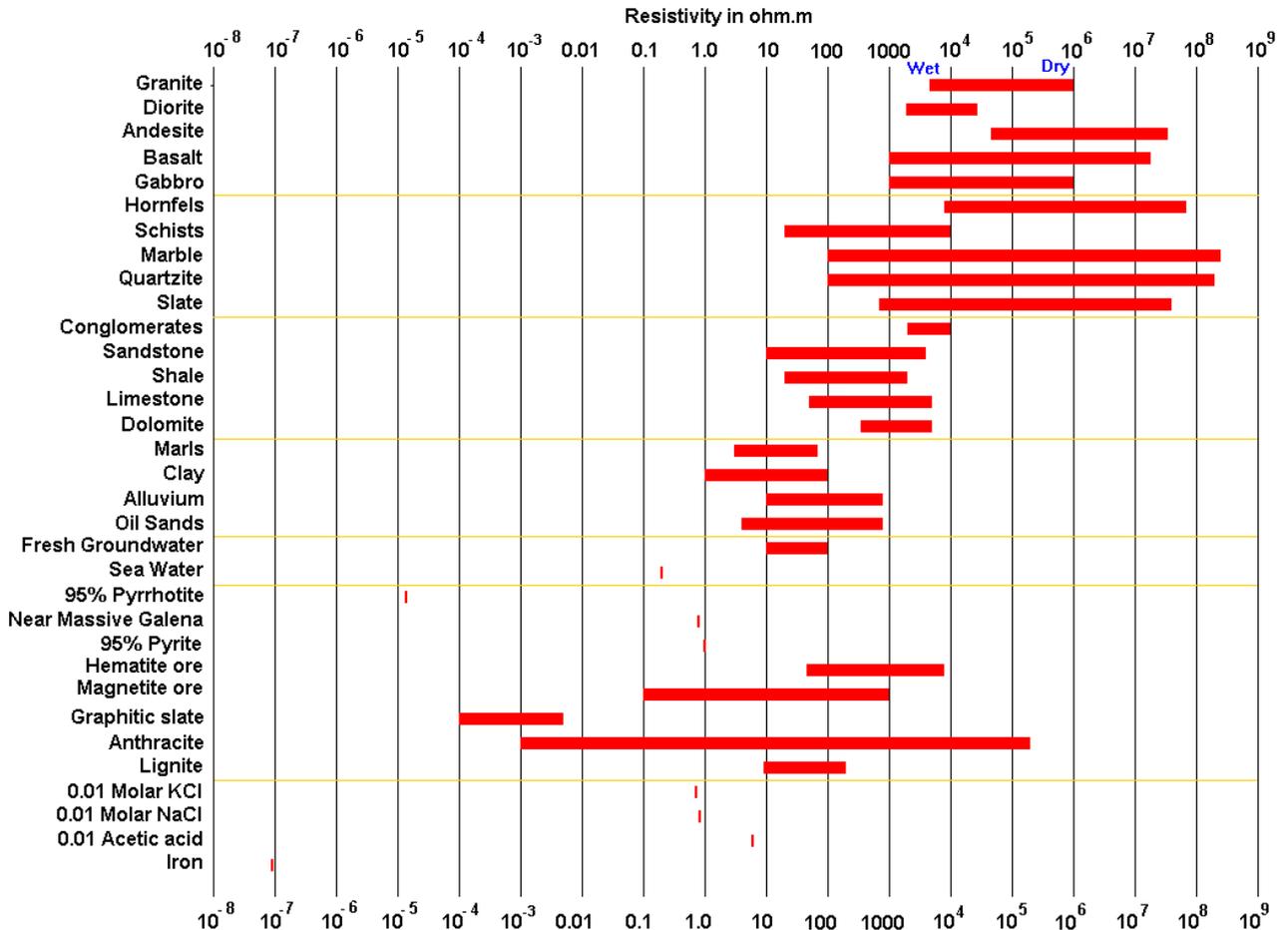


Abbildung 5.5.1: Widerstände verschiedenster Materialien (aus LOKE, 2004)

5.5.2 Elektrolytische Leitfähigkeit

Die elektrolytische Leitfähigkeit vollzieht sich in den Poren des Gesteins bei einer gewissen Wassersättigung. Der Ladungstransport geschieht über die ionisch geladenen Anteile gelöster Salze in der wässrigen Lösung. Beim Zustandekommen des Stromflusses spielt die galvanische Kopplung eine wesentliche Rolle. Die meisten oberflächennahen Gesteine sind nicht trocken, was die Tatsache mit sich bringt, daß ihre Leitfähigkeit im Wesentlichen – bei Abwesenheit von Tonmineralen - durch die Leitfähigkeit des Porenwassers bestimmt wird. Eine gute Näherung für die Leitfähigkeit in tonfreien Sedimenten ist die Archie-Gleichung:

$$\rho_0 = a \Phi^{-m} \rho_w S^{-n}$$

Mit:

ρ_0	elektrischer Widerstand des Gesteins
ρ_w	elektrische Leitfähigkeit des Porenfluids (zum Beispiel Wasser)
S	Sättigungsgrad
n	Sättigungskomponente ($n \approx 2$)
m	Zementationsexponent ($m \approx 2$)
Φ	effektive Porosität
a	Proportionalitätsfaktor (Werte zwischen 0.5 und 1)

Bei vollständiger Wassersättigung ist der Sättigungsgrad S gleich eins. Bei einer Teilsättigung des Bodens wirkt die Luft isolierend, wodurch die Leitfähigkeit abnimmt. Der Formationsfaktor F ist das Verhältnis von Gesamtwiderstand zum Widerstand der Porenflüssigkeit.

$$F = \frac{\rho_0}{\rho_w} \quad \text{mit} \quad F = a \Phi^{-m} S^{-n}$$

Erwähnt werden sollte hier auch die Tortuosität (lat. *tortuosus* „gewunden“). Diese beschreibt den Grad der Geschwungenheit der Transportwege (zum Beispiel von Fluiden) in den Poren poröser Materialien. Neben der Porosität und der Permeabilität ist die Tortuosität ein Parameter zur Beschreibung der Eigenschaften poröser Materialien.

5.5.3 Grenzflächenleitfähigkeit

Durch die Wechselwirkungen der Porenflüssigkeit mit der Gesteinsmatrix wird eine elektrische Doppelschicht (siehe Abbildung 5.5.2) ausgebildet; dadurch entsteht die Leitfähigkeit. Diese Doppelschicht (Sternschicht und diffuse Gouyschicht) bildet sich an der Grenzfläche zwischen den festen Gesteinsbestandteilen und dem Porenwasser.

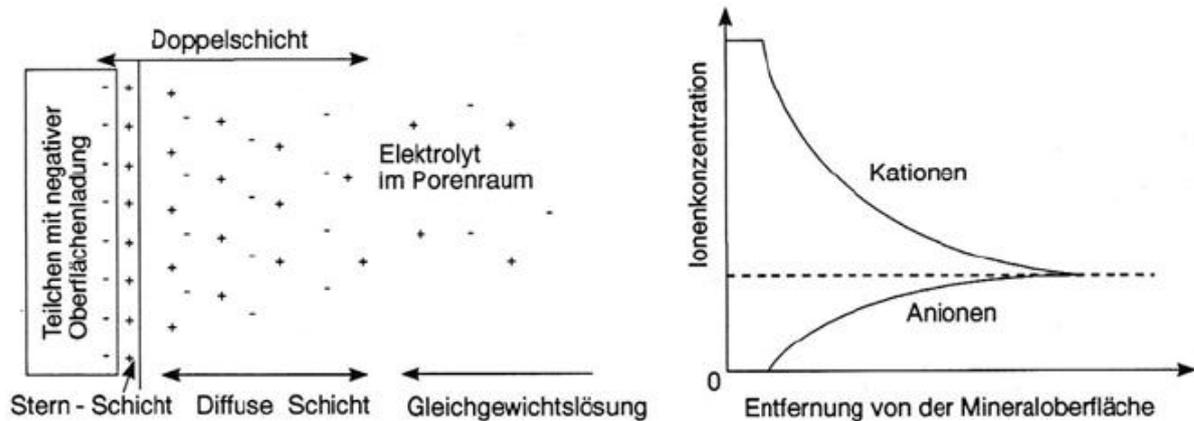


Abbildung 5.5.2: Ionenverteilung und Konzentrationsverlauf in der elektrischen Doppelschicht nach Gouy und Stern (aus KNÖDEL & KRUMMEL & LANGE, 1997)

Direkt an der Mineraloberfläche bildet sich eine negative Schicht, an welche eine positiv geladene Schicht angrenzt. Diese Doppelschicht bewirkt einen Stromfluss an der Kornoberfläche.

Hier kommt die Eigenschaft von Tonen zu tragen. Vor allem die hohe Kapazität der Tonminerale, Kationen zu tauschen, bewirkt diese Leitfähigkeit. Aber auch andere, nicht elektronenleitende Minerale, haben diese Eigenschaft.

Magmatite und Metamorphite haben im Allgemeinen eine geringe Leitfähigkeit, welche stark von der Klüftigkeit und der Fluidfüllung der Klüfte abhängt. Sedimentgesteine haben gegenüber den Magmatiten und Metamorphiten eine höhere Porosität und mehr Wassergehalt und somit eine bessere Leitfähigkeit. Noch besser wird der Strom im Allgemeinen durch unverfestigte, wassergesättigte Sedimente geleitet, da hier der Porenraum noch größer ist und die fast immer vorhandenen gelösten Salze die Leitfähigkeit des Fluids stark erhöhen.

5.6 Multielektrodenanordnung

Um qualitativ hochwertige Messungen für 2D beziehungsweise 3D Kartierungen durchzuführen, ist es sinnvoll, ein Gerät zu verwenden, welches einen prozessorgesteuerten Meßablauf mit Multielektrodenanordnung erlaubt. Multielektrodenverfahren verwenden eine größere Anzahl Elektroden (meist 20 bis 100 Elektroden, jedenfalls mindestens 5), welche über ein Kabelsystem und eine Schaltanlage mit einem gewöhnlichen Gleichstromgerät verbunden

sind (siehe Abbildung 5.6.1). Aus praktischen Gründen werden die Elektroden meist in gleichem Abstand in einer Linie gesetzt.

Während einer Messung werden eine Vielzahl möglicher Vier-Punkt-Elektrodenpositionen angesteuert und die Daten digital erfaßt. Die Meßwerte kann man in einer sogenannten Pseudosektion anschaulich darstellen. Diese enthält Punktinformationen über den scheinbaren Widerstand und die Pseudotiefe.

Es gelten die gleichen Einschränkungen bezüglich des Auflösungsvermögens bezüglich der Tiefe: eine horizontal Schicht, welche im einfachen Verfahren nicht aufgelöst werden konnte, kann auch im Multielektrodenverfahren nicht besser aufgelöst werden. Bei nicht horizontalen Schichten erhält man aber eine insgesamt bessere Auflösung, da bei den einfachen Verfahren die Abweichungen vom horizontal geschichteten Modell als falsche Schichten oder falsche Tiefen interpretiert werden können. Bei Multielektrodenverfahren hingegen - insbesondere bei Verwendung von Finite Differenz und Finite Element Methoden - können bessere Lösungsansätze gemacht werden.

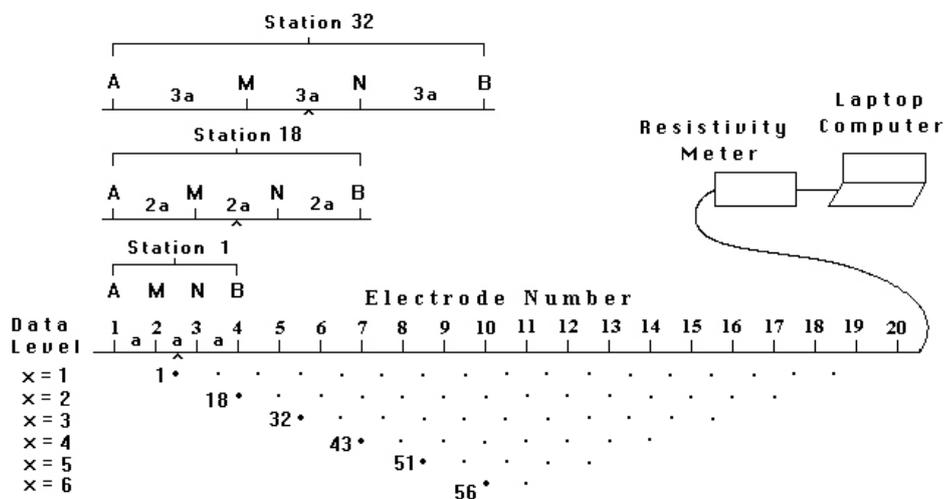


Abbildung 5.6.1: Meßprinzip einer Wenner-Sondierungskartierung (nach LOKE, 2004)

Um ein Profil aufzunehmen, welches länger als eine Auslage der Multielektrodenanordnung ist, wird die sogenannte „roll along“-Technik eingesetzt. Es handelt sich hierbei um das Versetzen der gesamten Anordnung um eine bestimmte Strecke. Wichtig dabei ist die Überlappung der einzelnen Auslagen. Diese gewährt eine lückenlose Aufnahme von Daten (siehe Abbildung 5.6.2).

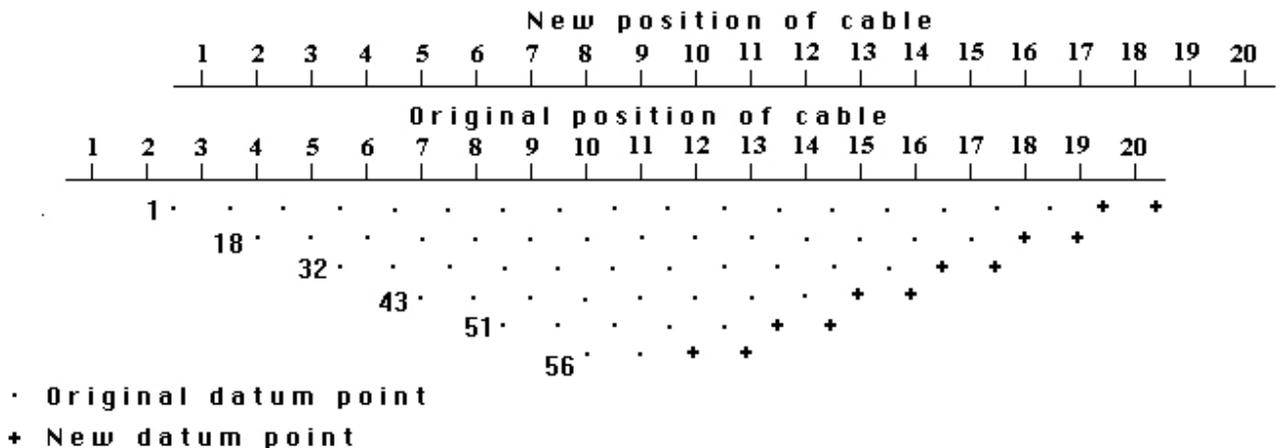


Abbildung 5.6.2: Das "roll along" Prinzip (aus LOKE, 2004)

5.7 Inversion von Meßdaten

Eine Aufgabe der Geophysik ist es, Modelle zu finden, mit deren Hilfe man sich eine Vorstellung der räumlichen Verteilung von Gesteinen des Untergrundes machen kann. Um ein repräsentatives Bild des Untergrundes darzustellen, werden diese Daten einer Inversion unterzogen, das heißt aus den Messdaten, welche in Form von scheinbaren Widerständen vorliegen, wird die räumliche Verteilung des spezifischen Widerstandes des Untergrundes errechnet.

Die Modellierung erfolgt mit Hilfe von Finite-Elemente- oder Finite-Differenzen-Verfahren. Der wesentliche Unterschied der beiden Prozesse liegt darin, daß beim Finite-Differenzen-Verfahren nur das Arbeiten mit rechteckigen Blöcken möglich ist. Zieht man allerdings topographische Informationen mit in die Auswertung ein, so kann nur die Finite-Element Methode angewendet werden.

Im Zuge dieser Arbeit wurde für das Invertieren zweidimensionaler Profile das Programm RES2DINV beziehungsweise für die dreidimensionale Auswertung RES3DINV verwendet. Die Programmroutine basiert auf der „smoothness-constrained least-squares“ Methode (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990; SASAKI, 1992). Ein Vorteil dieser Methode ist, daß die sogenannten „Dumping“ und „Flatness“ Faktoren individuell angepaßt werden können.

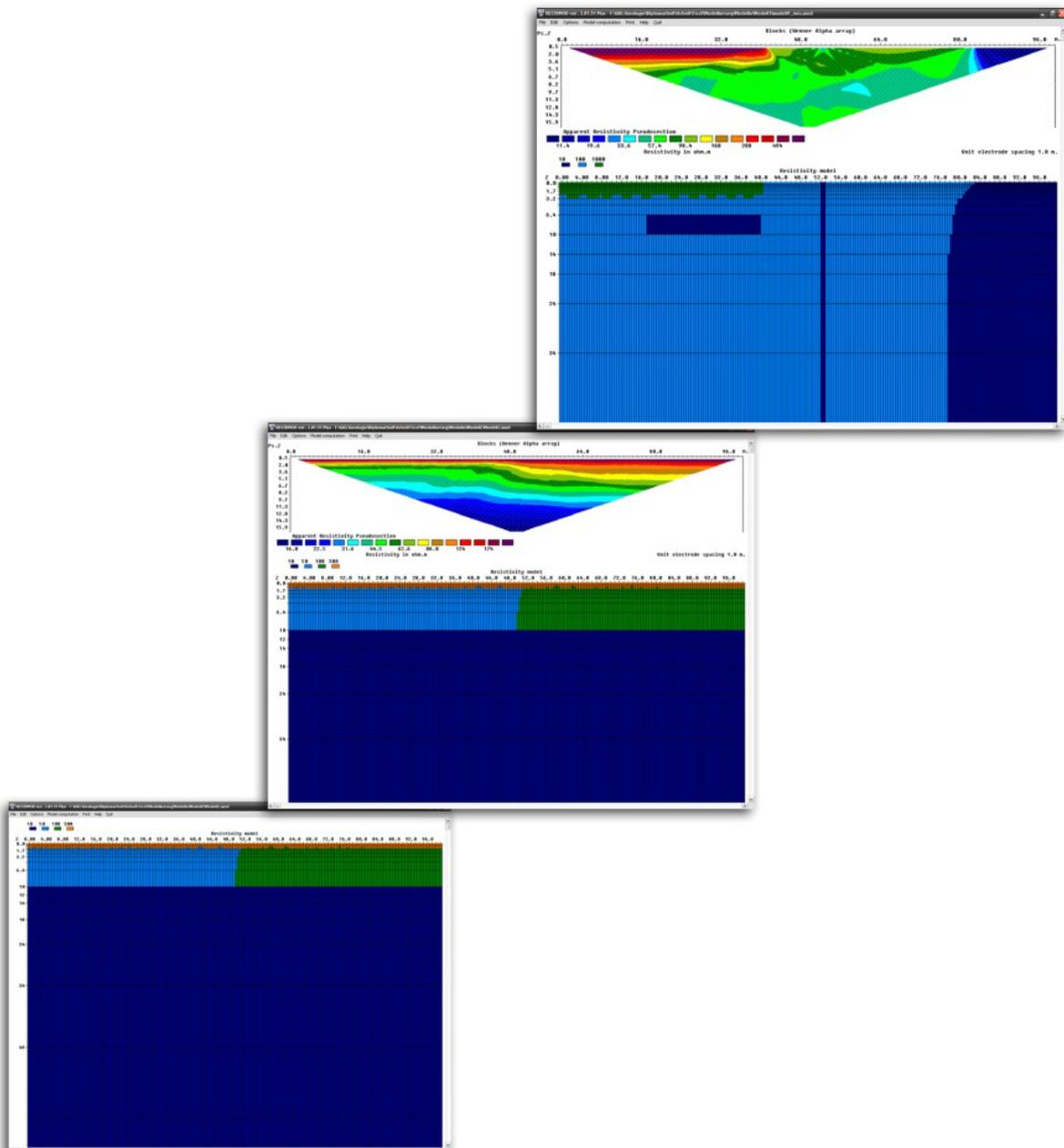
Mit dem Dumping-Faktor können Störsignale herausgefiltert werden. Wenn die Meßdaten ein großes Rauschen beinhalten, so ist es ratsam, diesen Faktor höher einzustellen (zum Beispiel auf 0.3).

Der Flatness-Faktor erlaubt eine horizontale beziehungsweise vertikale Gewichtung des Dumping-Faktors. Sind also die prominentesten Strukturen der Pseudosektion horizontal ausgerichtet, kann man, um die Inversionsparameter optimal einzustellen, eine kleinere Gewichtung auf den vertikalen Filter legen und umgekehrt.

Hat man alle Faktoren und Parameter eingestellt, startet man die Least-Squares-Inversion. Iterativ werden nun die errechneten scheinbaren Widerstände den gemessenen scheinbaren Widerständen angepaßt. Nach jedem Durchgang wird der RMS (Root mean square error – die Wurzel der Summe der Fehlerquadrate) angezeigt. Dieser gibt Auskunft über den Unterschied zwischen den errechneten und gemessenen Daten. Das heißt, je kleiner der RMS Fehler, desto besser stimmen errechnete und gemessene Daten überein. Die Iteration sollte gestoppt werden, sobald sich der RMS Fehler nur noch geringfügig ändert, was meist nach drei bis sechs Durchgängen der Fall ist. Das Abbrechen der Iterationen kann man mit dem Programm automatisieren.

6 Modellierung geoelektrischer Widerstandsmodelle

Um den Vorgang und die Parameter einer Inversion besser kennenzulernen, werden mit dem Programm RES2DMOD Modelle erstellt. Von diesen Modellen wurde auf die scheinbaren Widerstände rückgerechnet, um die dadurch erhaltene Pseudosektion unter Anwendung verschiedener Parameter zu invertieren. Für ein und dasselbe Modell werden Pseudosektionen eines Wenner und eines Schlumberger Arrays erstellt.



Im Kapitel 5 Gleichstromgeoelektrik wurde im Abschnitt Sensitivität festgehalten, daß die Möglichkeit, geologische Strukturen mit Hilfe geoelektrischer Untersuchungen aufzulösen, von der Empfindlichkeit der jeweiligen Anordnung abhängig ist.

Um dies zu veranschaulichen, wurde das Programm RES2DMOD verwendet. Dieses Programm erlaubt das Modellieren einfacher geologischer Phänomene, indem man einem definierten Raster unterschiedliche Widerstandswerte zuordnet. Aus diesem Modell werden dann im Zuge einer Vorwärtsmodellierung – unter Berücksichtigung der Sensitivität des gewählten Arrays – die zu erwartenden scheinbaren Widerstände errechnet, welche als Gesamtes eine Pseudosektion ergeben. Mit anderen Worten bedeutet dies, daß man eine Messung (des Modelles) simuliert.

Bevor man ins Feld zieht, um Messungen durchzuführen, ist es generell Usus, sich eine Vorstellung über die zu erwartenden Anomalien zu machen. Hier stellt sich die Frage, mit welcher Anordnung die besten Ergebnisse erreicht werden können. Dies geschieht mit Hilfe einer Modellierung.

Das Modellieren geologischer Untergrundstrukturen hat noch einen weiteren Vorteil. Hat man eine Pseudosektion des scheinbaren Widerstandes erstellt, so kann man diese invertieren. Das heißt, sämtliche einstellbaren Parameter des Inversionsprogrammes können auf ihre Auswirkungen hin getestet werden. Dies ermöglicht einen direkten Vergleich von einem selbst erstellten Modell mit dem Ergebnis der Inversion. Erkenntnisse daraus helfen, Inversionsergebnisse reell gemessener Daten besser zu interpretieren.

Zwei Modelle sind im Rahmen dieser Arbeit kreiert worden. Die dazugehörigen Pseudosektionen wurden für die Arrays Wenner und Schlumberger mit dem Programm RES2DMOD erstellt. Diese Pseudosektionen simulieren die Messung mit einer Wenner-Anordnung (siehe Abbildung 6.1.1 c und Abbildung 6.1.4 b), beziehungsweise mit einer Schlumberger-Anordnung (siehe Abbildung 6.1.1 b und Abbildung 6.1.4 c). Um natürlichere Bedingungen zu schaffen, wurde den errechneten Pseudosektionen ein drei prozentiges Rauschen (zufällige Störsignale) zugefügt.

Die anschließenden Inversionen der Pseudosektionen wurden mit dem Programm RES2DINV durchgeführt. Für jede Pseudosektion der Arrays Schlumberger und Wenner wurden unter Veränderung verschiedener Optionen vier Inversionen erstellt.

Die jeweils erste Inversion wurde mit den Standard-Parametern des Programmes erzeugt. Die Werte dieser Standard-Parameter können in Anhang 12.4 nachgelesen werden

Bei der jeweils zweiten Inversion wurde die Option „Halbe Zellenbreite“ verwendet; im Programm-Menü zu finden unter „Use model refinement“ – „Use model cells with widths of half the unit spacing“. Diese Option erlaubt es, die Zellen des Modelles auf die Hälfte des Elektrodenabstandes zu verringern. Damit kann man in den meisten Fällen eine Verfeinerung des Modelles erzielen. Ein Nachteil dieser Methode ist die erheblich längere Rechenzeit.

Neben der Option „Halbe Zellenbreite“ wurde bei den dritten und vierten Inversionen der „Flatness-Faktor“ variiert. Im Programm selbst wird diese Option unter „Inversion Dumping Parameters“ – „Vertical/Horizontal flatness filter ratio“ gewählt. Hierbei kann dem Dämpfungsfaktor eine bevorzugte Richtung gegeben werden. Die Standardeinstellung 1 ist ein neutraler Wert, welcher keine gesonderte Richtungsberücksichtigung vorsieht. Fallen bei der Betrachtung der Pseudosektion eher vertikale Strukturen auf, so kann man das Programm zwingen, ein Inversionsergebnis zu erzeugen, welches eben diese vertikalen Erscheinungen besser zur Geltung bringt. Dies wird erreicht, indem der Faktor erhöht wird (zum Beispiel auf 2,0). Im umgekehrten Fall – es sollen horizontale Phänomene verstärkt werden – ist der Faktor niedriger einzustellen (zum Beispiel auf 0,5). Der kleinste eizugebende Wert des Dämpfungsfaktorverhältnisses ist 0,3, der größte 4,0.

6.1 Modelle

6.1.1 Widerstandsmodell 1

Widerstandsmodell 1 (siehe Abbildung 6.1.1 a) besteht aus drei verschiedenen Widerständen. Die dominierende Füllung hat einen Widerstand von 100 Ohmmetern. Eine mit 1000 Ohmmetern angenommene Deckschicht befindet sich von null bis 40 Meter horizontal und von der Oberfläche bis in 3,2 Meter Tiefe. Weiter gibt es drei Bereiche, welche mit 10 Ohmmetern definiert wurden. Zum einen wurde eine saigere Schicht von einem Meter Breite bei Laufmeter 52 gesetzt, zum anderen kommt es bei Laufmeter 84 zu einem lateralen, scharfen Schichtübergang von 100 Ohmmetern zu 10 Ohmmetern. Der dritte Bereich ist ein Block, welcher sich unter der 1000 Ohmmeter

messenden Deckschicht befindet. Er ist 23 Meter lang und 3,6 Meter breit. Die linke obere Ecke befindet sich bei Laufmeter 17 in einer Tiefe von 6,4 Metern.

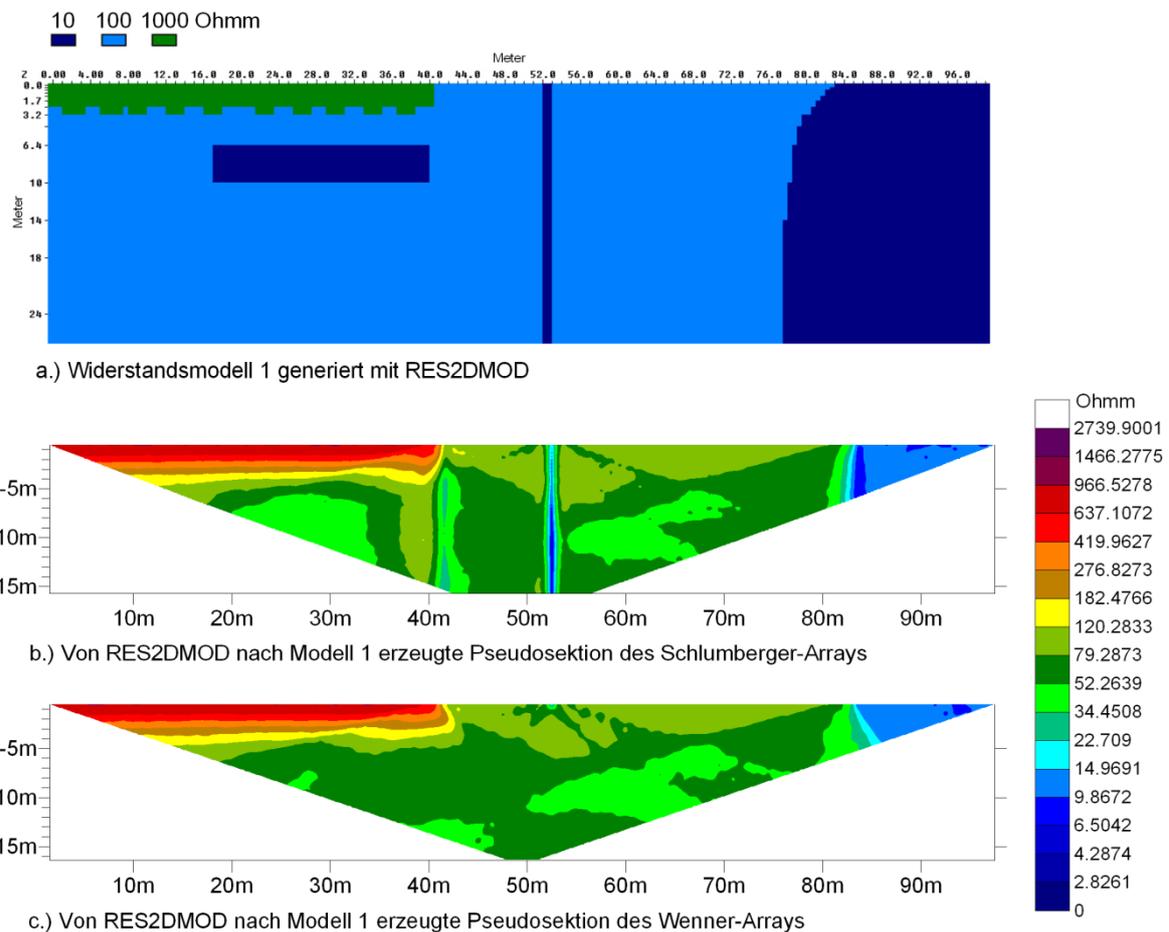


Abbildung 6.1.1: a.) Widerstandsmodell 1 mit den Widerständen 10, 100 und 1000 Ohmmetern.
 b.) Aus dem Modell resultierende Pseudosektion der Schlumberger-Anordnung.
 c.) Aus dem Modell resultierende Pseudosektion der Wenner-Anordnung.

Auf der Grundlage dieses Modelles wurden zwei Pseudosektionen (Wenner- und Schlumberger-Array) errechnet (siehe Abbildung 6.1.1 b und c).

Die *Inversionen der Schlumberger-Pseudosektion* können in Abbildung 6.1.2 betrachtet werden.

Abbildung 6.1.2 a zeigt die Inversion mit den Standard-Parametern. Man erkennt gleich, daß die vertikale Struktur (saigere, ein Meter breite Schicht) schlecht ausgebildet ist. Auch ist die Grundmasse (100 Ohmmeter) sehr unrein. Des Weiteren ist der Block unter der hochohmmetrischen Deckschicht nicht ideal ausdefiniert.

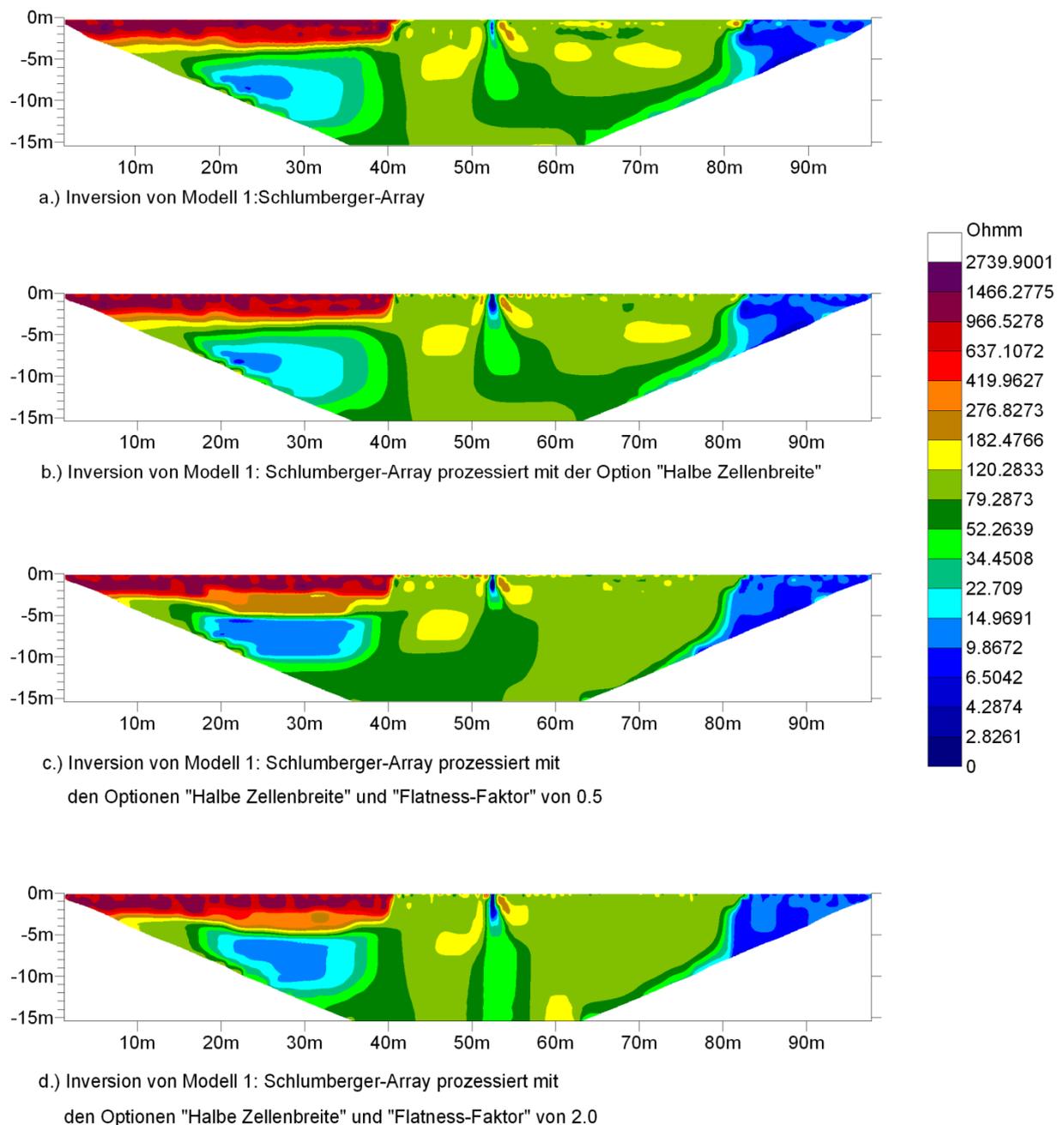


Abbildung 6.1.2: Inversionsergebnisse aus der Schlumberger-Pseudosektion:

a.) Inversion mit Standardparametern

b.) Inversion mit der Option „Halber Zellenbreite“

c.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 0,5“

d.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 2,0“

In Abbildung 6.1.2 b wurde die Option „Halbe Zellenbreite“ verwendet. Die wesentliche Verbesserung besteht darin, daß die Grundmasse nun feiner dargestellt wird.

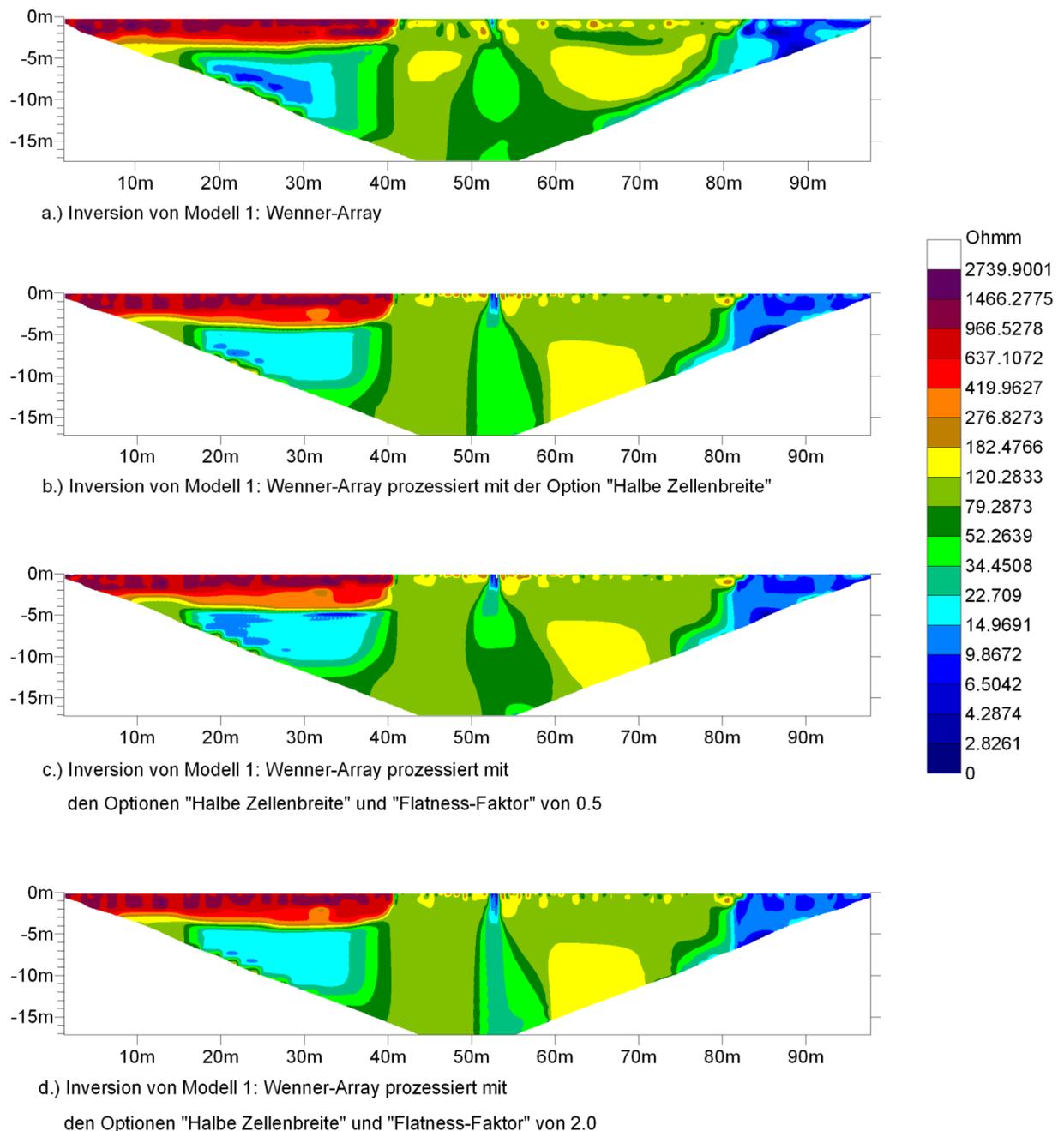


Abbildung 6.1.3: Inversionsergebnisse aus der Wenner-Pseudosektion:

- a.) Inversion mit Standardparametern
- b.) Inversion mit der Option „Halber Zellenbreite“
- c.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 0,5“
- d.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 2,0“

In Abbildung 6.1.2 c und Abbildung 6.1.2 d wurde der Flatness-Faktor variiert. Vergleicht man die beiden Abbildungen, so kann man den Effekt gut beobachten. Während links in Abbildung 6.1.2 c der 10 Ohmmeter-Block unter der Deckschicht mit dem hohen Widerstand deutlicher nach der Vorgabe im

Widerstandsmodell dargestellt wird, fällt die Form der saigeren Schicht im Zentrum in Abbildung 6.1.2 d schlechter aus.

Die *Wenner-Inversionen* (Abbildung 6.1.3) bieten ein ähnliches Bild. Eine deutliche Verbesserung des Inversionsergebnisses gegenüber der Verwendung der Standardparameter (Abbildung 6.1.3 a) wird durch die Wahl der Option „Halbe Zellenbreite“ erreicht (Abbildung 6.1.3 b).

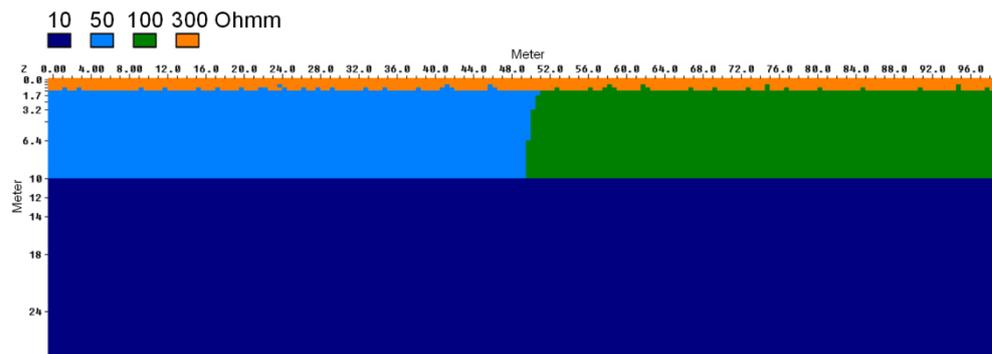
Das Verändern des Flatness-Filters zeigt die erwarteten Effekte. Während beim Verhältnis 0,5 (Abbildung 6.1.3 c) die Darstellung der saigeren Schicht mangelhaft ist, wird der Block unter der Deckschicht konkreter definiert. Bei einem Verhältnis von 2,0 (Abbildung 6.1.3 d) wird die saigere Schicht am besten dargestellt, der Block erfährt hingegen eine vertikale Zerrung.

Die Schlumberger- und Wenner-Inversionen zeigen, daß der Geoelektrik das Auflösen schmaler, saigerer Anomalien Schwierigkeiten bereitet und daß eine Deckschicht mit hohem Widerstand darunterliegende Strukturen verzerrt.

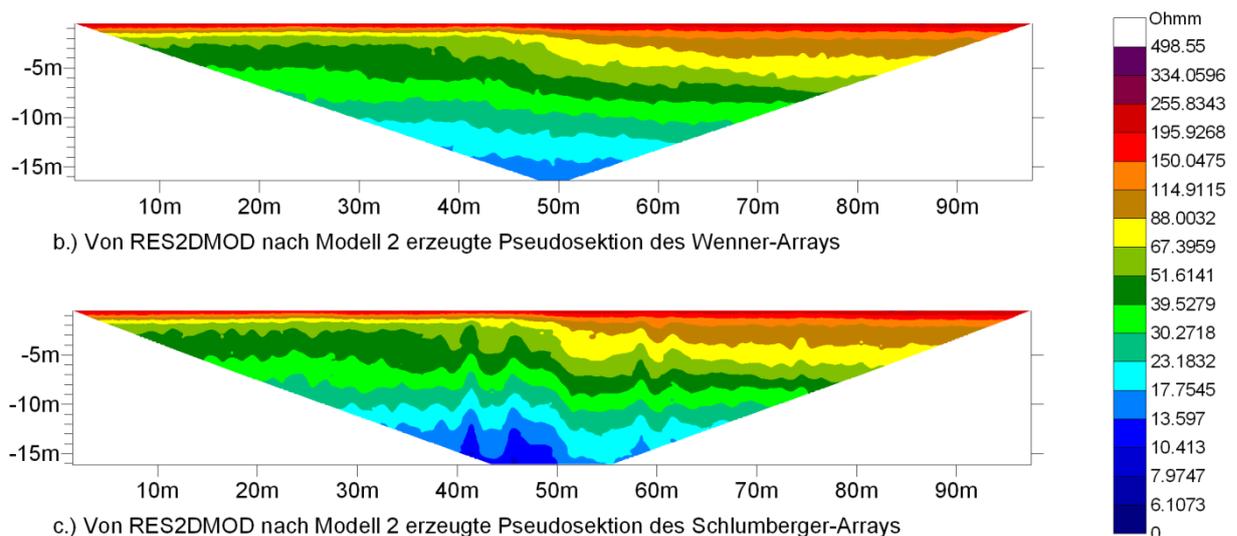
6.1.2 Widerstandsmodell 2

Widerstandsmodell 2 (siehe Abbildung 6.1.4 a) besteht aus vier verschiedenen Widerständen. Zuoberst befindet sich eine 1,20 Meter dicke Deckschicht mit einem Widerstand von 300 Ohmmetern. Darunter befindet sich eine 8,80 Meter mächtige Schicht, welche im linken Bereich 50 Ohmmeter aufweist und ab Laufmeter 52 einen Widerstand von 100 Ohmmetern hat. Die Schicht darunter hat einen Widerstand von 10 Ohmmetern.

Auch hier wurden aus dem Modell Pseudosektionen für die Wenner- und Schlumberger-Anordnung (siehe Abbildung 6.1.4 b und Abbildung 6.1.4 c) erstellt und diese invertiert.



a.) Widerstandsmodell 2: Generiert mit RES2DMOD



b.) Von RES2DMOD nach Modell 2 erzeugte Pseudosektion des Wenner-Arrays

c.) Von RES2DMOD nach Modell 2 erzeugte Pseudosektion des Schlumberger-Arrays

Abbildung 6.1.4: a.) Widerstandsmodell 2 mit den Widerständen 10, 50, 100 und 300 Ohmmetern.
 b.) Aus dem Modell resultierende Pseudosektion der Wenner-Anordnung.
 c.) Aus dem Modell resultierende Pseudosektion der Schlumberger-Anordnung.

Die *Inversionen der Schlumberger-Pseudosektion* können in Abbildung 6.1.5 betrachtet werden. Hier erkennt man einen deutlichen Unterschied zwischen einer Inversion mit Standardparametern (Abbildung 6.1.5 a) und einer Inversion mit der Option „Halbe Zellenbreite“ (Abbildung 6.1.5 b). Nicht nur, daß die einzelnen Bereiche feiner dargestellt sind, auch die Schichtgrenzen werden Abbildung 6.1.5 b klarer angezeigt.

Für Abbildung 6.1.5 c und d wurde der Flatness-Faktor variiert. Während ein Faktor von 0,5 das Inversionsergebnis klar verbessert, tritt bei einem Faktor von 2,0 eine eindeutige Verschlechterung im Vergleich zum Widerstandsmodell 2 ein, vor allem in der untersten Schicht zu sehen.

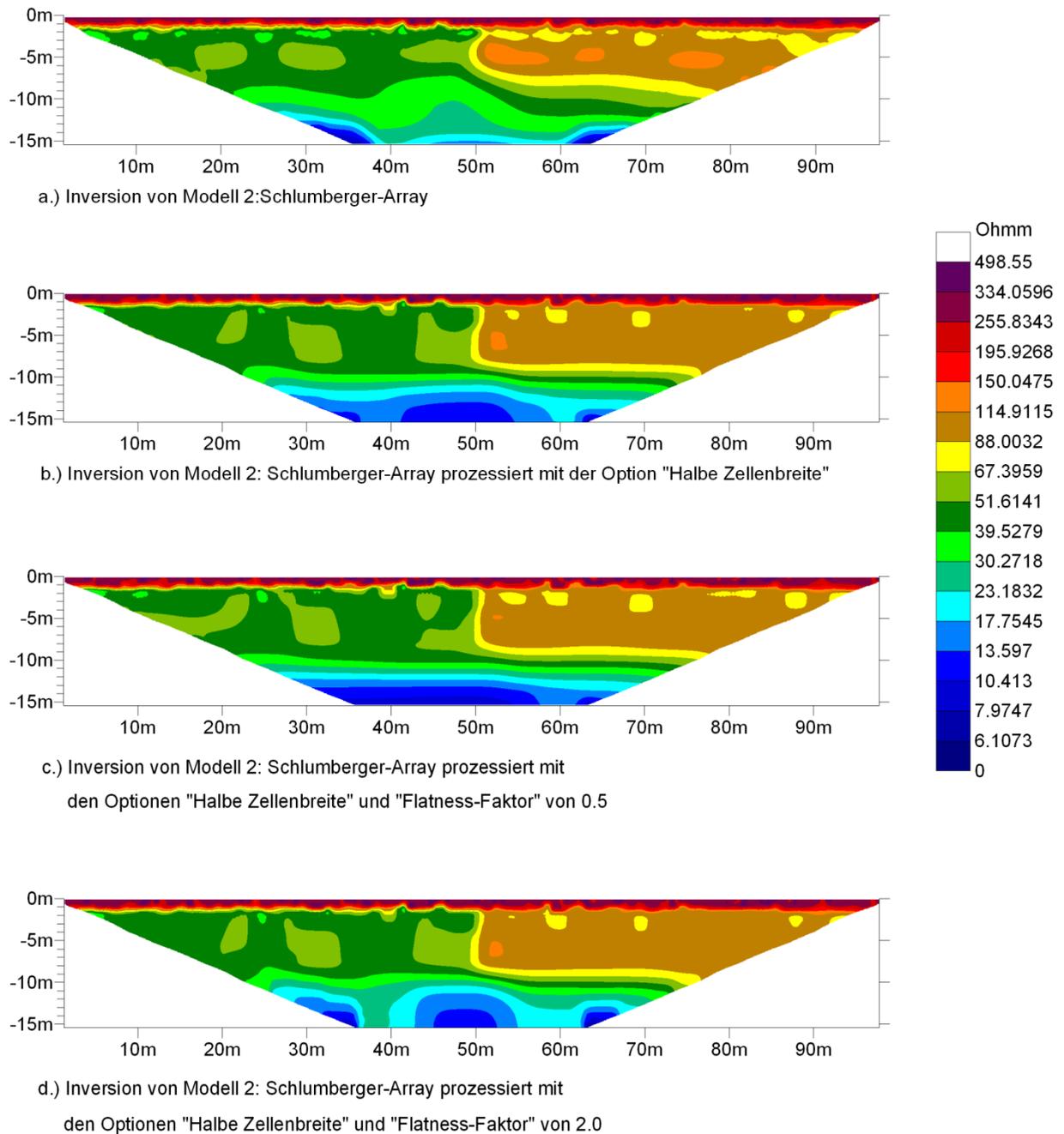


Abbildung 6.1.5: Inversionsergebnisse aus der Schlumberger-Pseudosektion:

a.) Inversion mit Standardparametern

b.) Inversion mit der Option „Halber Zellenbreite“

c.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 0,5“

d.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 2,0“

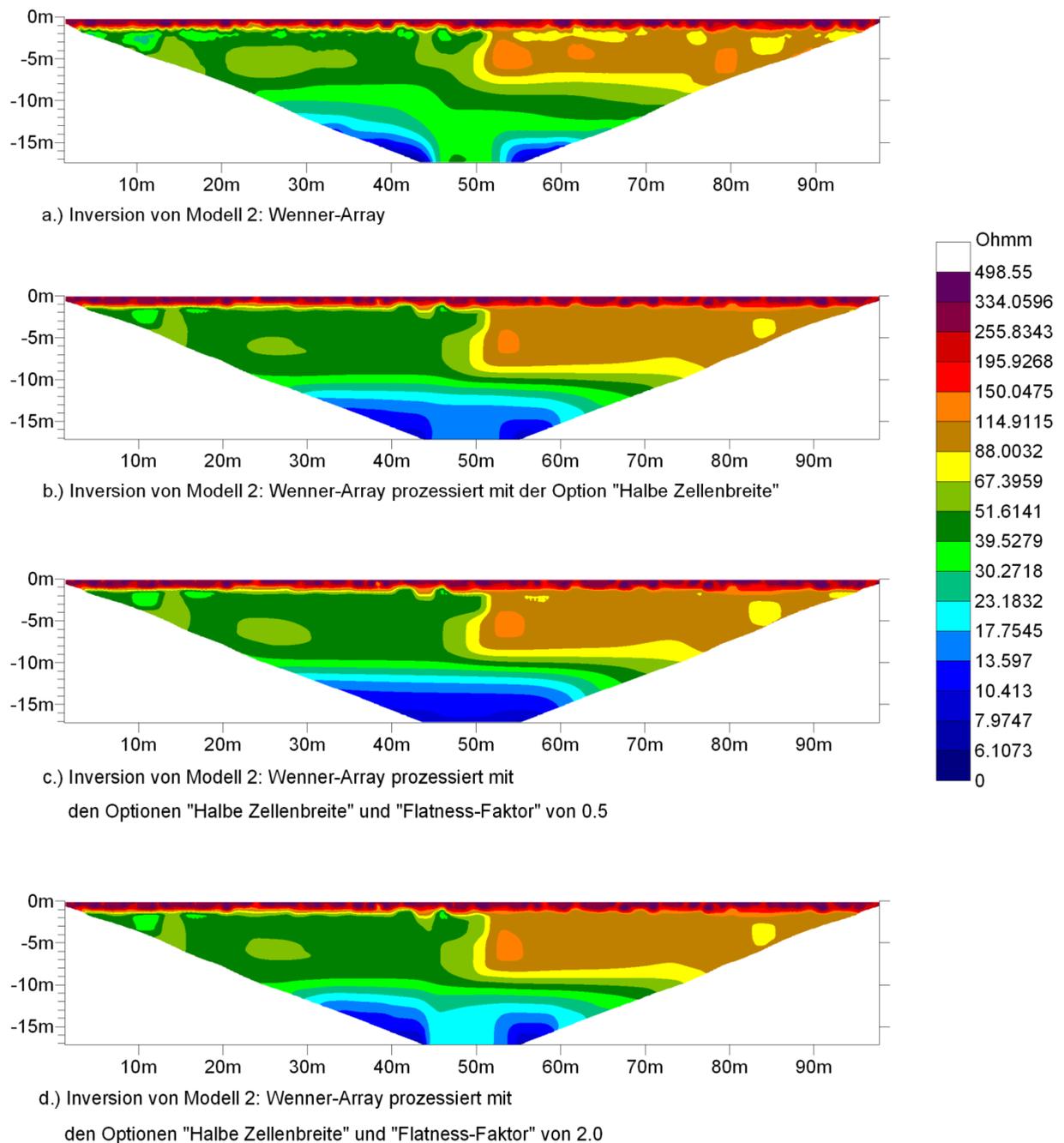


Abbildung 6.1.6: Inversionsergebnisse aus der Wenner-Pseudosektion:

a.) Inversion mit Standardparametern

b.) Inversion mit der Option „Halber Zellenbreite“

c.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 0,5“

d.) Inversion Mit den Optionen „Halbe Zellenbreite“ und „Flatness-Faktor 2,0“

In Abbildung 6.1.6 sind die *Inversionen der Wenner-Pseudosektion* abgebildet. Auch hier sieht man einen extremen Unterschied zwischen der Inversion mit Standardparametern (Abbildung 6.1.6 a) und der Inversion mit der Option „Halbe Zellenbreite“ (Abbildung 6.1.6 b). Die einzelnen Widerstandsbereiche

werden Abbildung 6.1.6 b sauberer dargestellt und auch die Schichtgrenzen sind deutlicher zu erkennen.

Wiederum wurden verschiedene Flatness-Faktoren, welche einmal die horizontalen (Faktor 0,5) und einmal die vertikalen Strukturen (Faktor 2,0) veranschaulichen, für die Inversion in Abbildung 6.1.6 c und d eingesetzt. Wie auch bei der Schlumberger-Messung bekommt man bei Verwendung des Faktors 0,5 ein gutes Ergebnis. Setzt man als Flatnessfaktor die Zahl 2,0 ein, so verschlechtert sich das Inversionsergebnis gegenüber dem von Abbildung 6.1.6 b – am deutlichsten zu erkennen an der untersten Schicht.

6.2 Fazit

Beide Arrays, Schlumberger und Wenner, kamen mit der Auflösung der simulierten Messdaten im Zuge der Inversion annähernd gleich gut oder schlecht zurecht. Zu erkennen war die Schwäche beider Arrays, schmale, vertikale Strukturen aufzulösen. Man darf sich nicht von der offenbar gut erfaßten vertikalen Schicht in der Pseudosektion des Schlumberger-Arrays (Abbildung 6.1.1 b) täuschen lassen. Würde die horizontale Schicht im Modell von oben nur ca. zwei bis drei Meter in die Tiefe gehen anstatt ganz durchgezogen zu sein, würde dies ein nahezu gleiches Bild ergeben. Dieser Effekt entsteht dadurch, weil die Meßpunkte des Schlumberger-Arrays sich in den unterschiedlichen Tiefenleveln direkt untereinander befinden, während die des Wenner-Arrays jeweils um die Hälfte versetzt liegen (siehe Kapitel 5, Abbildung 5.2.2).

Auch haben beide das Problem, die Randbereiche darzustellen und es kommt zu Artefaktausbildungen. Die Artefaktbildungen können auch oberflächennahe beobachtet werden, vor allem in den Inversionen nach Widerstandsmodell 1.

Die Verwendung des Flatness-Faktors ist nur dann ratsam, wenn bei den Messungen die zu erfassen erwünschten Phänomene entweder eine bevorzugte vertikale oder horizontale Richtung einnehmen.

Die Verwendung der Option „Halbe Zellenbreite“ brachte in beiden Fällen deutliche Verbesserungen und ist vor allem dann anzuwenden, wenn oberflächennah höhere Widerstände zu verzeichnen sind.

7 Feldmessungen

Vorstellung der Profile, gemessen an vier verschiedenen Orten zwischen Leithagebirge und Ruster Höhenzug.



Die geoelektrischen Messungen wurden in mehreren Kampagnen im Jahr 2008 an vier verschiedenen Orten durchgeführt. Für die Messungen wurde das Gerät GeoTom MK4E100-RES/IP (Firma Geolog2000: www.geolog2000.de) verwendet.

Ein optimales Team für die Durchführung einer Messung besteht aus vier Personen. Die Dauer von einer Messung hängt von mehreren Faktoren ab, wie zum Beispiel: Wetterfaktoren, Widerstand des zu messenden Untergrundes, Verhältnisse entlang der Meßstrecke (Büsche, hohes Gras oder andere Unwegsamkeiten des Geländes) und so weiter.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden an vier verschiedenen Orten zwischen Leithagebirge und Ruster Höhenzug geoelektrische Messungen vorgenommen.

1. Messung bei St. Margarethen:

Diese 198 Meter lange Messung erfaßt das Pleistozän und das Pannonium. Auf Grundlage der Interpretation der invertierten Daten, zweier Bohrprofile und Aufschlüssen wurde ein geologisches Profil erstellt.

2. Messung oberhalb des Steinbruchgeländes bei Oslip:

Der gemessene Bereich wird dem Badenium zugeordnet. Diese 98 Meter lange Messung erlaubt, einen Aufschluß direkt mit dem Widerstandsmodell zu vergleichen. Außerdem werden die Arrays Wenner und Schlumberger miteinander verglichen.

3. Messung entlang des Güterweges Oslip-Rust:

Für dieses 1196 Meter lange Profil wurde die roll-along-Methode angewendet. Die maßgeblichen Lithologien des Profils haben karpatisches, badenisches, pannones und pleistozänes Alter. Laut geologischer Karte 78 Rust werden zwei Störungen überquert.

4. Messung am Spielplatz von Schützen a. G.:

Ziel der Messung: den laut der Bohrung W315 in vier Meter Tiefe angefahrenen Kalk (Badenium) in Form eines 3D Modelles darstellen. Zu diesem Zweck wurde ein 76x76 Meter großes Quadrat mit einer Pol-Pol (2D) Auslage abgedeckt. Als Referenz wurden drei Wennerprofile gemessen.

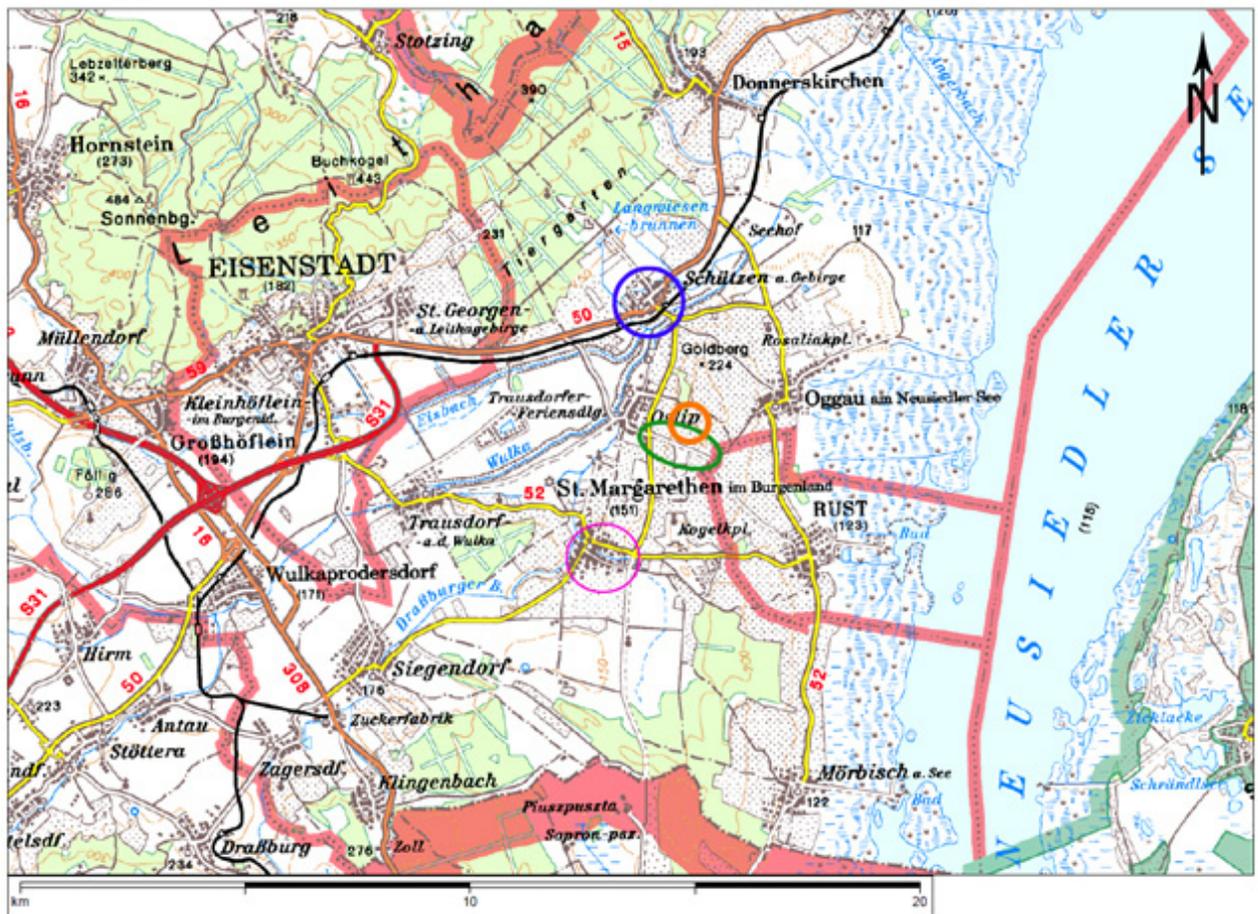


Abbildung 6.2.1: Lage der Meßlokationen:

Rosa Markierung: Messung St. Margarethen.

Orange Markierung: Messung Oberhalb des Steinbruchgeländes bei Oslip.

Grüne Markierung: Messung entlang dem Güterweg Oslip-Rust.

Blaue Markierung: Messung Schützen a. G.

(Karte erstellt mit AMap)

7.1 Messung bei St. Margarethen

Dieses Profil wurde am südöstlichen Ende von St. Margarethen aufgenommen. St. Margarethen liegt südöstlich von Eisenstadt und westlich von Rust.

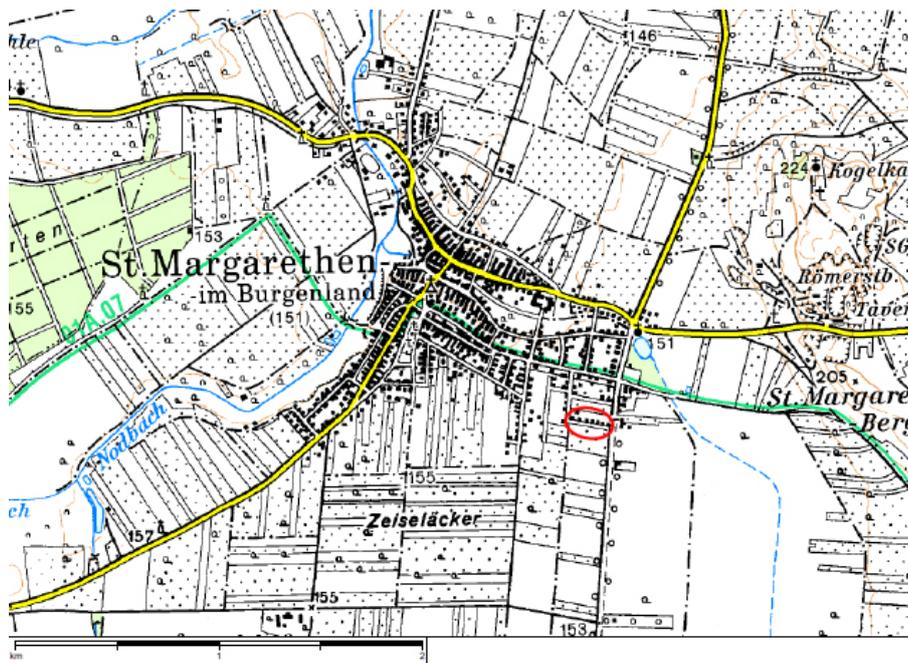


Abbildung 7.1.1: Umgebung St. Margarethen (aus Austrian Map Fly)

7.1.1 Geologie

Die für dieses Profil relevanten Lithologien sind nach der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) der „Tiefe Terrassenschotter“ (Pleistozän), „Sand, Sandstein“ (Pannonium) und „Ton“ (Pannonium).

Tiefer Terrassenschotter (Pleistozän)

Die Tiefen Terrassenschotter setzen sich ausschließlich aus den Ablagerungen der Paläowulka zusammen. Es handelt sich um einen parautochthonen Verwitterungsrest von Schotter, einen sogenannten Restschotter. Hauptsächlich besteht dieser mittel- bis grobkörnige Kies aus gelb bis rotbraun gefärbtem Quarz. Als Nebengemengteile kommen Quarzit-, Gneis-, Glimmerschiefer- und Pegmatitgerölle vor. Die Sortierung des Kiesel ist schlecht bis extrem schlecht.

Die Komponenten entsprechen grob den Schichtfolgen im großen unteralpinen Einzugsgebiet des Wulkabeckens zwischen Leithagebirge und Rosaliengebirge.

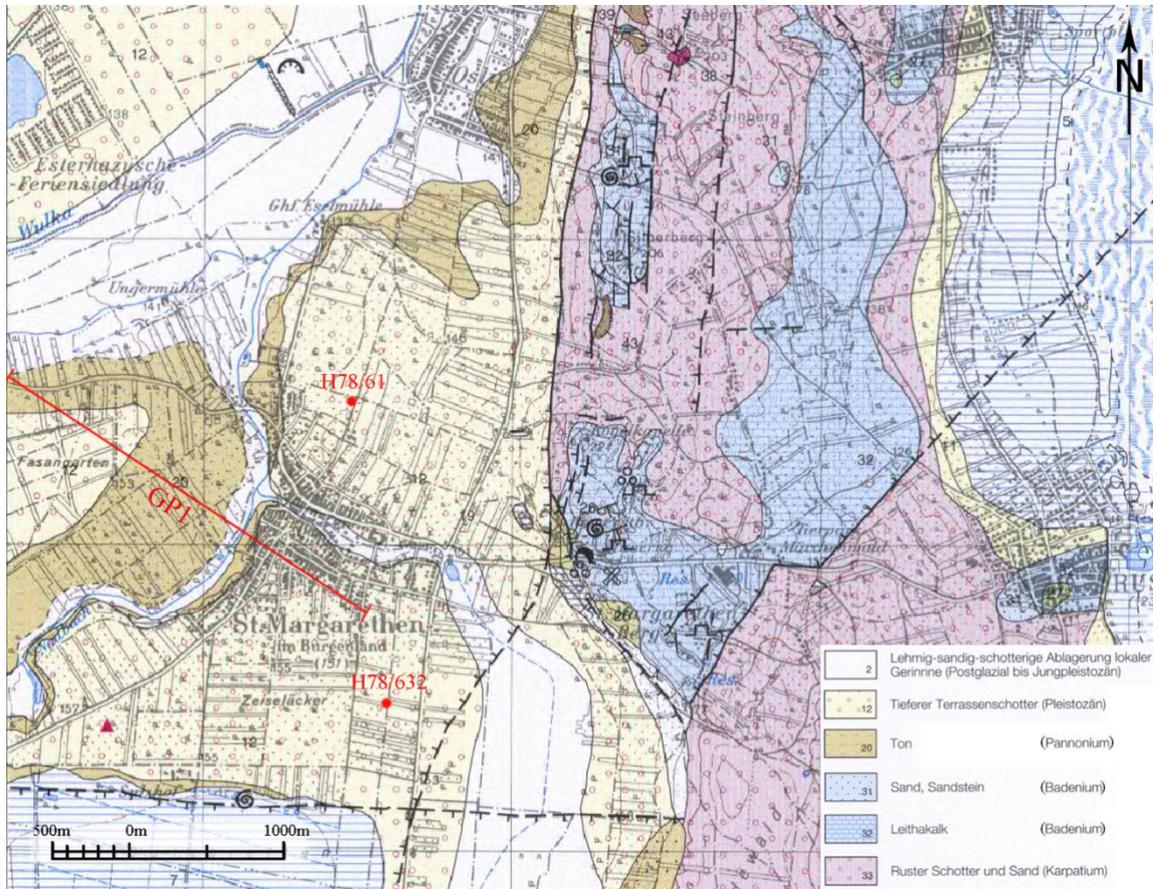


Abbildung 7.1.2: Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000

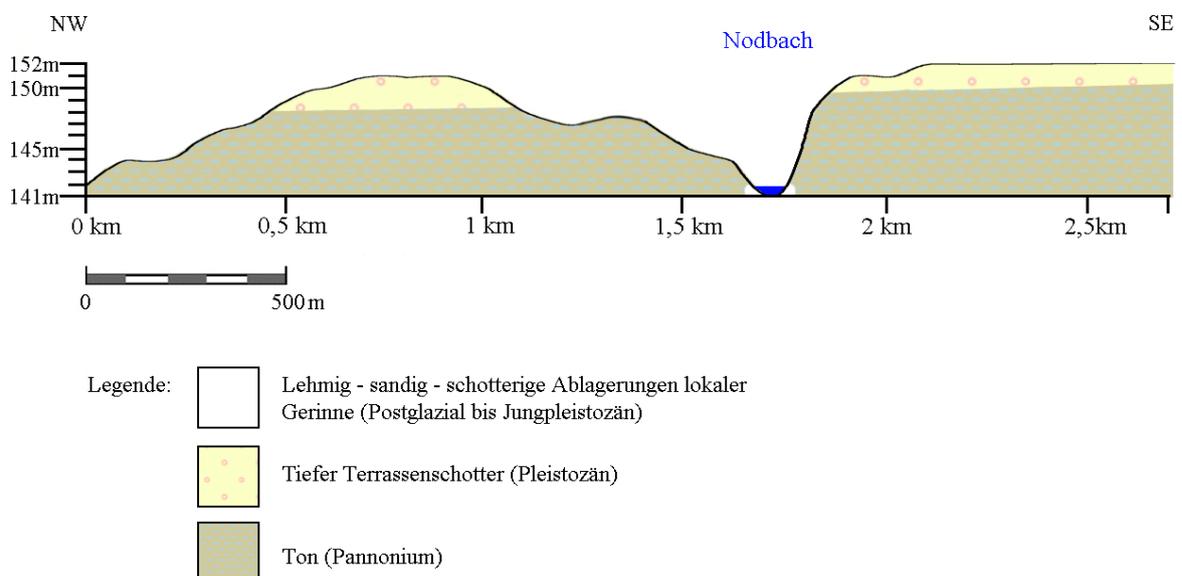


Abbildung 7.1.3: Geologisches Profil GP1 nach der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000

Die Tiefen Terrassenschotter sind nur 0,5 bis wenige Meter mächtig und haben somit nicht das Potential, einen bedeutenden Grundwasserkörper auszubilden.

Sand, Sandstein (Pannonium)

Im Sommer 2008 teufte die Geologische Bundesanstalt eine 20 m-Bohrung in den Sulzbreiten ab. Dabei wurden nur Sande des Pannoniums angetroffen (ohne hangende Seetone, wie man laut der geologischen Karte erwartet hätte). Bei diesen pannonen Sanden handelt es sich um einen mäßig sortierten, tonfreien siltigen Sand.



**Abbildung 7.1.4: Baugrube am südöstlichen Ortsende von St. Margarethen (Blickrichtung Nord)
Hangend: Tiefer Terrassenschotter (Pleistozän)
Liegend: Sand (Pannonium)**

Weiters tritt der pannone Sand in einem Aufschluß einer Baugrube (Sommer 2008, siehe Abbildung 7.1.4 und 7.1.8) im Liegenden der „Tieferen Terrassenschotter“ am südöstlichen Ortsende von St. Margarethen auf. Abbildung 7.1.9 zeigt die Lage der Baugrube auf einem Orthofoto.

Die Kornsummenkurve der hellen siltigen Sande im Liegenden der Terrassenschotter (Abbildung 7.1.4: RH08-265) entspricht den pannonen Sanden der Bohrung Sulzbreiten (Abbildung 7.1.6: Kornsummenkurven RH08-325 und RH08-370).

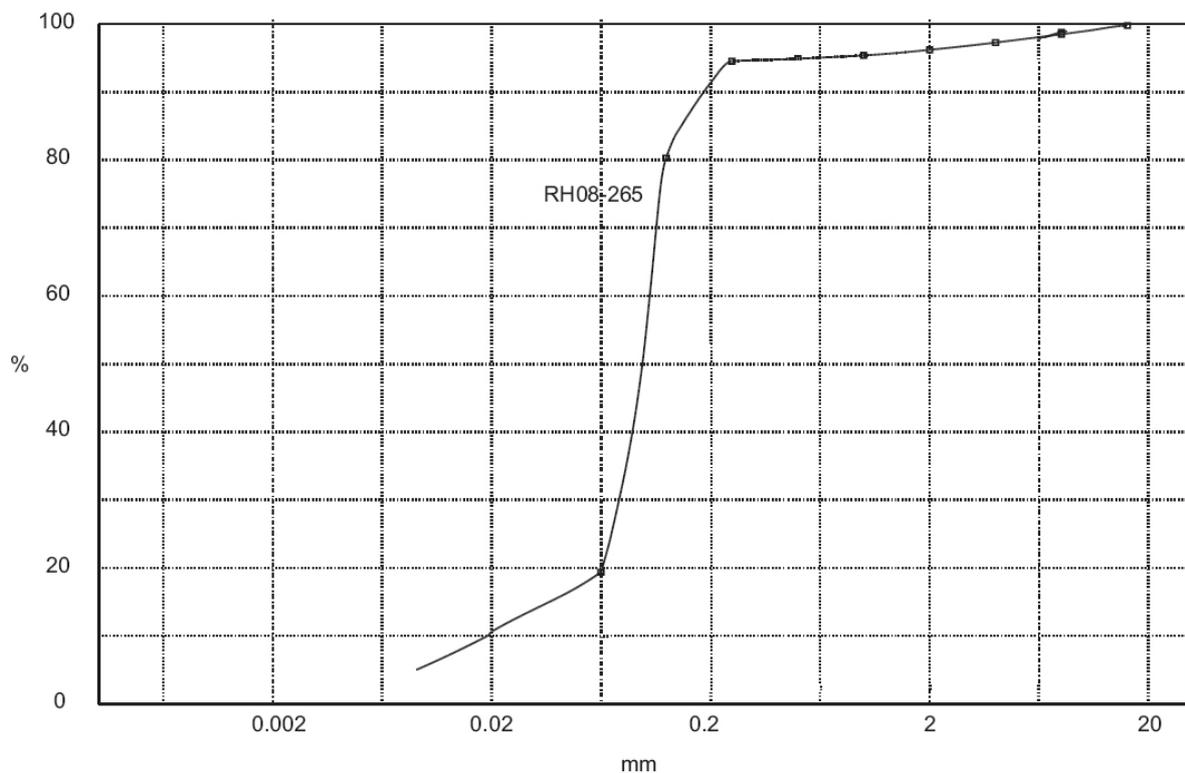


Abbildung 7.1.5: Kornsummenkurve RH8-265 (pannoner Sand) Probennahme: südöstliches Ortsende von St. Margarethen, Baugrube (aus HÄUSLER, 2009)

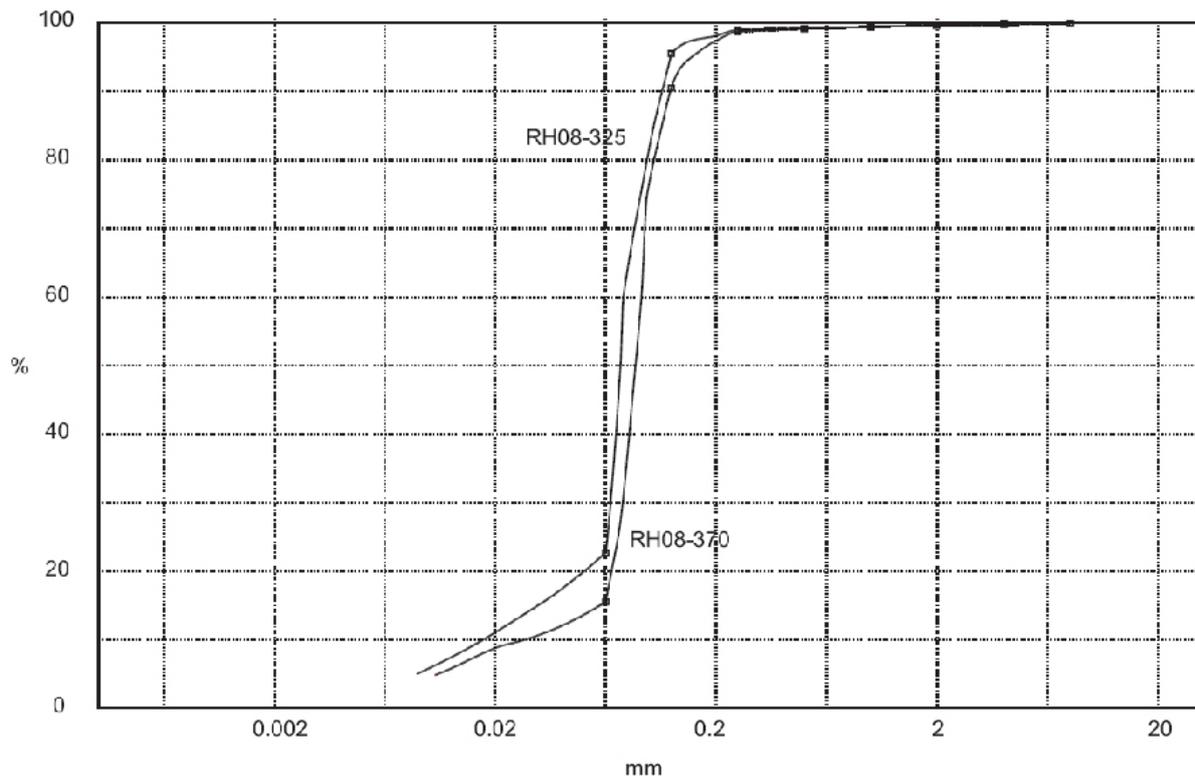


Abbildung 7.1.6: Kornsummenkurve RH8-325 und RH8-370 (pannoner Sand). Die Probe stammt aus der Sulzbreiten (aus HÄUSLER, 2009)

Ferner treten pannoner Sande im Hangenden der sarmatischen Schichten am Nordrand des Leithagebirges auf. Im namensgebenden Ortsteil „Sandberg“ von Mannersdorf ist in der ehemaligen Sandgrube „Sassmann“ ein Mahlzahn des Menschenaffen *Dryopithecus brancai* (SCHLOSSER) gefunden worden (SCHWENGBAUER, 1993).

Auch an einem nördlich der Straße Siegendorf – St. Margarethen gelegenen Fischteich ist dieser pannoner Sand aufgeschlossen.

Ton (Pannonium)

„Reine Tone des Pannonium bilden die Erosionsbasis der Nebenbäche der Wulka südwestlich von Oslip und sind am Hangfuß des Ruster Höhenzuges, bis auf Höhe der Csellemühle, nördlich von Oslip, kartiert worden. Entlang des Nodbaches sind Richtung Siegendorf zahlreiche Fischteiche und Badeteiche in den unterpannonen Tonen angelegt worden.“ (HÄUSLER, 2009).

Abbildung 7.1.3 zeigt das Profil GP1, welches auf Grundlage der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) erstellt wurde. Abbildung

7.1.2 zeigt einen Ausschnitt dieser Karte. Die rote Linie auf dem Ausschnitt markiert die Strecke von Profil GP1.

In Abbildung 7.1.8 sieht man sackartige Deformationen entlang der Schichtgrenze zwischen dem „Tiefen Terrassenschotter (Pleistozän)“ und dem pannonen Sand. Diese werden als fossile Zeugen einer Eiszeit gedeutet. Man nennt dieses Phänomen Kryoturbbation. Die Entstehung dieser Böden findet in den weichen, im Sommer aufgetauten Bereichen der Dauerfrostzonen statt. Verantwortlich dafür sind Ausgleichsbewegungen der wassergesättigten Bodenschichten. Es kommt zu Ausbildungen von Spezialformen in Abhängigkeit von der Frosteinwirkungtiefe, der Schneedecke, dem Wechsel von Frost und Auftauen, der Bodenzusammensetzung und weiteren regionalklimatischen Gegebenheiten.

Schema
einer Kryoturbbation

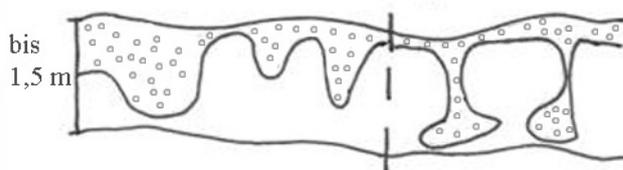


Abbildung 7.1.7: Schema einer Kryoturbbation

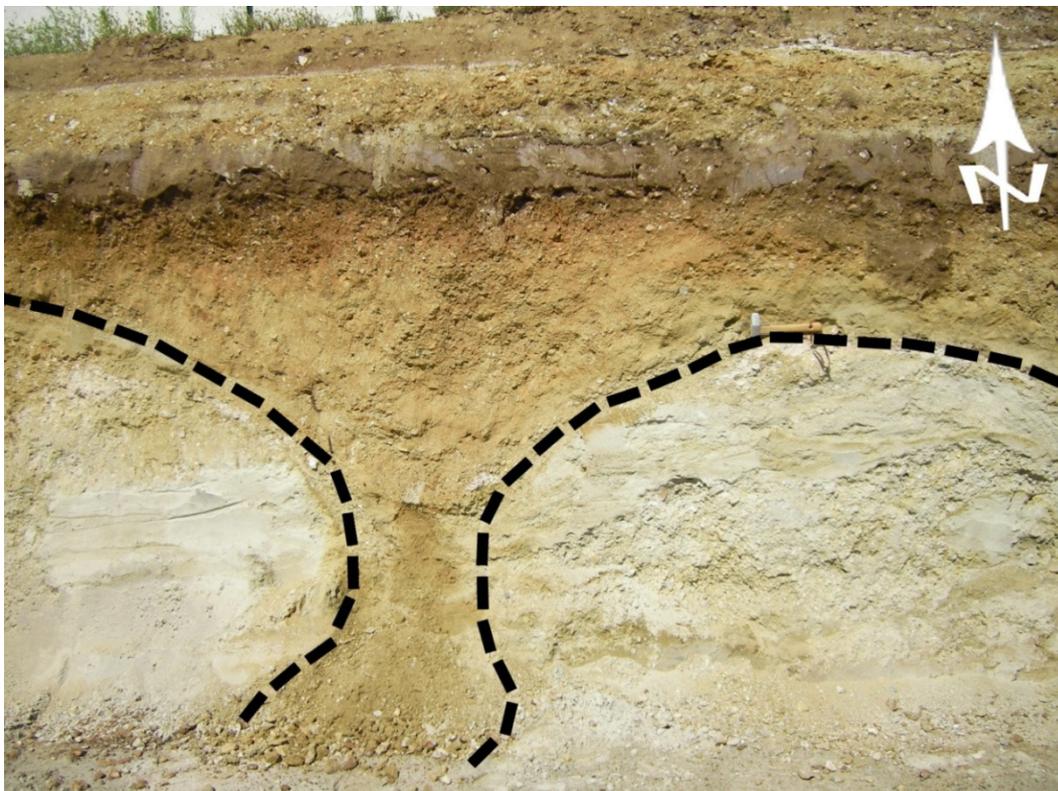


Abbildung 7.1.8: Aufnahme der Baugrube im Südosten von St. Margarethen: Kryoturbbation (Blickrichtung: Süden). Die strichlierte Linie begrenzt pannonen Sand (grau) und den pleistozänen „Tiefen Terrassenschotter“ (braun).

Protokoll der Bohrungen H78/632 und H78/61:

H78/632: St. Margarethen; 2008; Endtiefe 8 m:

- 0,00-0,30 m: Humus
- 0,30-1,00 m: Grobkies, sandig
- 1,00-1,70 m: Mittelkies, mittelsandig-grobsandig
- 1,70-2,10 m: Feinsand-Mittelsand, kalkig
- 2,10-2,50 m: Feinsand, vereinzelt Feinkies
- 2,50-8,00 m: Feinsand, schluffig

H78/61: St. Margarethen; 1938; Endtiefe 53,26 m:

- 0,00-3,50 m: lehmiger Schotter (Quartär)
- 3,50-33,10 m: Wechsellagerung 5-10 m-mächtiger toniger Sande und sandiger Tone (Pannonium)
- 33,10-53,26 m: graublauer Tonmergel (Pannonium)

Die Positionen der Bohrungen sind in Abbildung 7.1.2 markiert. Die Bohrprofile sind in Anhang 12.2 abgebildet.



Abbildung 7.1.9: Orthofoto der Lokation des Profiles

7.1.2 Geoelektrik

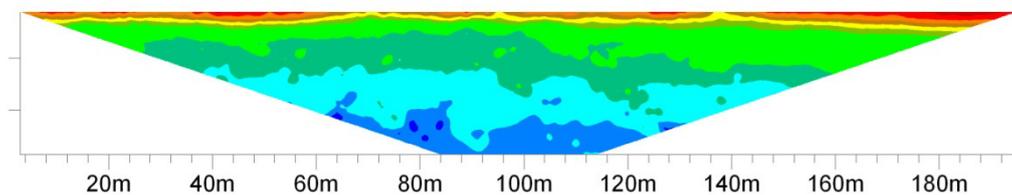
Das Profil wurde am südöstlichen Ortsrand von St. Margarethen aufgenommen (siehe Abbildung 7.1.9). Die Messung folgte über eine Wenner-Anordnung. Die Elektroden wurden in einen Abstand von 2 Metern gesetzt. Die Ausrichtung der Meßstrecke ist ESE-WNW, die Länge beträgt 198 Meter.

Für die Inversion der Daten wurde das Programm RES2DINV verwendet. Es wurden fünf Iterationen durchgeführt. Nach der fünften Iteration hat die Pseudosektion der errechneten scheinbaren Widerstände gegenüber der Pseudosektion der gemessenen scheinbaren Widerstände einen RMS Fehler von 3,6%. Abbildung 7.1.10 zeigt die beiden Pseudosektionen und das Modell.

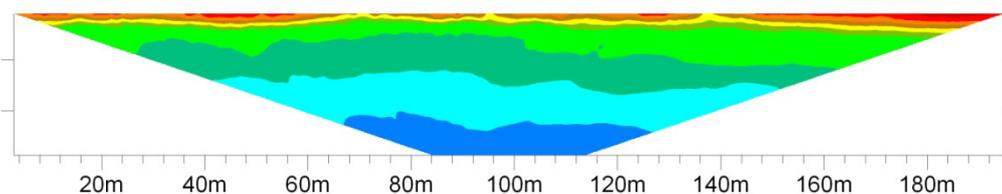
Der Durchschnitt der Widerstände liegt bei 123 Ohmmetern. Der kleinste Widerstand beträgt 4,7, der größte liegt bei 603 Ohmmetern.

Messung St. Margarethen

1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstand



2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstand



3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles

RMS Fehler: 3,6%

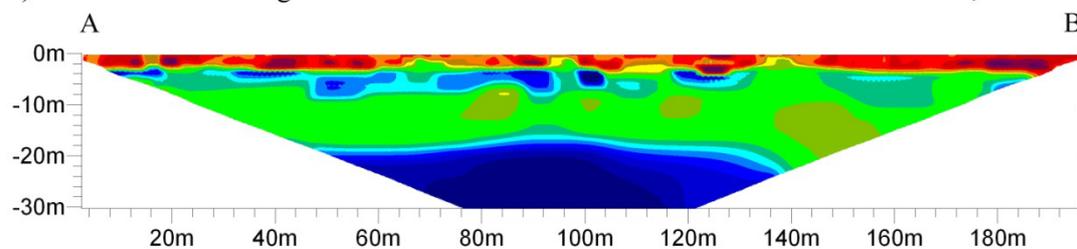


Abbildung 7.1.10: Geoelektrisches Profil der Messungen von St. Margarethen.

- 1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstandes.
- 2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstandes.
- 3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles.

7.1.3 Interpretation

Laut der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) und den Erkenntnissen, welche aus einer direkt neben dem geoelektrischen Profil gelegenen Baugrube (Sommer 2008) gewonnen werden konnten, kann folgendes erwartet werden:

- Hangend, zwei bis drei Meter mächtig, die *Tiefen Terrassenschotter (Pleistozän)*
- Darunter *Sand (Pannonium)*
- und im Liegenden des pannonen Sandes *Ton (Pannonium)*

Betrachtet man nun das Modell, so fallen sofort drei Bereiche auf (siehe Abbildung 7.1.11):

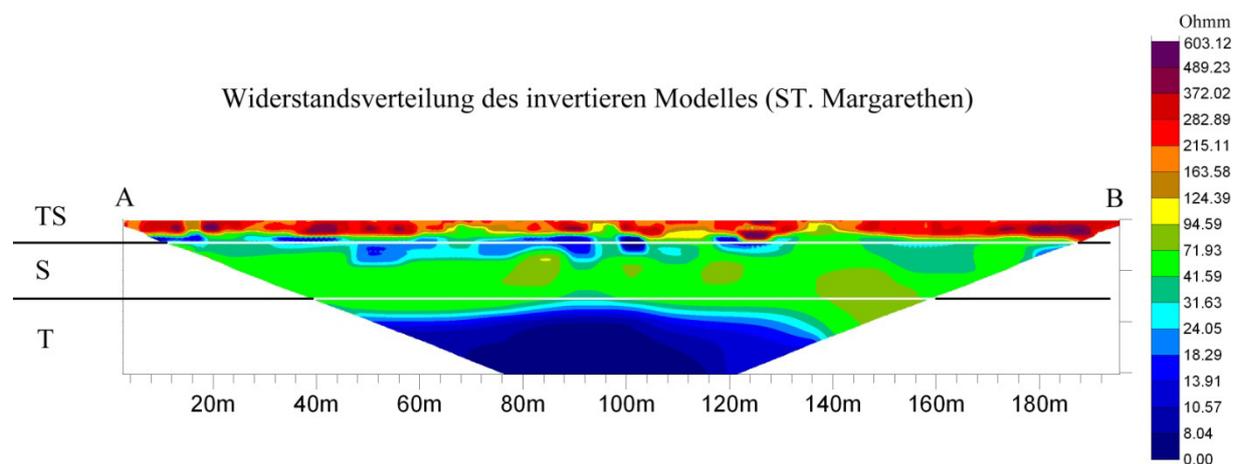


Abbildung 7.1.11: Widerstandsmodell von St. Margarethen grob in drei Bereiche geteilt:
TS: Hohe Widerstände, durchschnittlich über 300 Ohmmeter -> Tiefer Terrassenschotter.
S: Widerstände durchschnittlich um die 55 Ohmmeter -> Sand (Pannonium).
T: Niedrige Widerstände, durchschnittlich ca. 10 Ohmmeter, Ton (Pannonium)

Der obere Bereich des Modelles – gekennzeichnet mit TS – ist durch hohe Widerstände geprägt. Der durchschnittliche Widerstand liegt bei rund 300 Ohmmetern.

Hierbei handelt es sich um den *Tiefen Terrassenschotter*. Das belegen die Erkenntnisse, welche aus der Baugrube gewonnen wurden. Außerdem sind die Widerstandswerte dieser Höhe durchaus realistisch für Kies.

Der gewellte Übergang zur darunter liegenden Schicht belegt das Phänomen der Kryoturbation, welche bereits im Aufschluß der Baugrube zu erkennen war.

Im Liegenden der Tiefen Terrassenschotter befindet sich ein Bereich mit einem durchschnittlichen Widerstand von 55 Ohmmetern. Dieser Bereich steht für den *pannonen Sand*, wiederum belegt durch den Aufschluß der Baugrube. Die *pannonen Sande* sind hier durchschnittlich 6,5 Meter mächtig.

Für die augenscheinliche Inhomogenität dieser Schicht gibt es drei Ansätze einer Erklärung:

- 1) Lokale Zementierung der *pannonen Sande* verursachen höhere Widerstände.
- 2) Die Wassersättigung ist in einigen Bereichen höher beziehungsweise niedriger. Eine höhere Sättigung senkt den Widerstand und umgekehrt.
- 3) Der hohe Widerstand der Deckschicht sorgt für eine leichte Verzerrung der Empfindlichkeit der Messung.

Wahrscheinlich ist, daß alle drei Fälle einen mehr oder weniger großen Einfluß auf die Inhomogenität zu haben.

Im Liegenden der *pannonen Sande* findet man einen Bereich mit durchschnittlich etwa 10 Ohmmetern Widerstand. Ein solch niedriger Widerstand läßt auf Ton schließen. Mit einem Blick auf die geologische Karte (siehe Abbildung 7.1.2) kann leicht festgestellt werden, daß hierfür nur der *pannonische Ton* in Frage kommen kann.

Des Weiteren kann davon ausgegangen werden, daß die Schichten subhorizontal liegen. Die Aufwölbung, welche speziell bei der Tonschicht zu sehen ist, entsteht durch Randeffekte der Inversion.

Auf Grund dieser Fakten und der Tatsache, daß der *pannone Sand* an einem nördlich der Straße Siegendorf – St. Margarethen gelegenen Fischteich aufgeschlossen ist und der Bohrungen H78/632 und H78/61 wird Abbildung 7.1.3 korrigiert und in Abbildung 7.1.12 neu dargestellt:

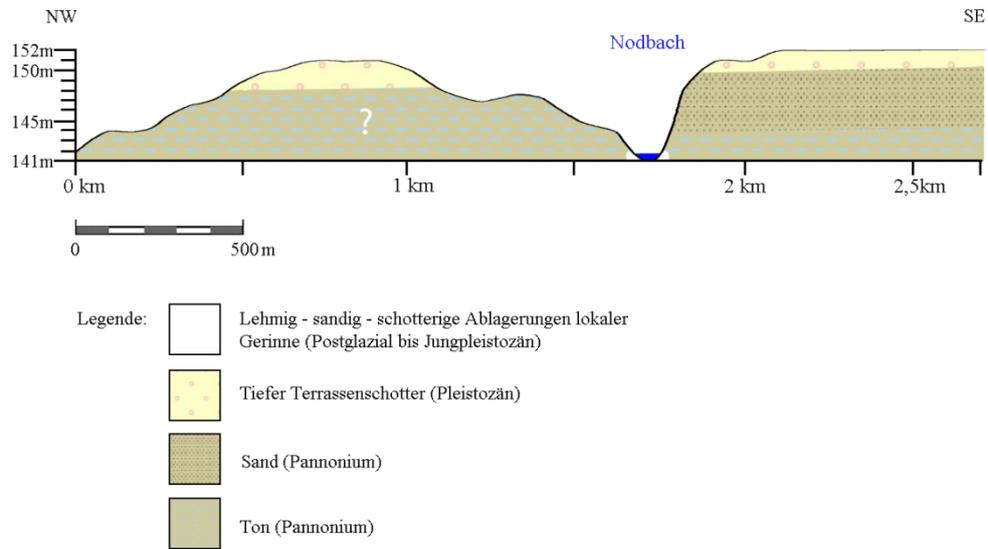


Abbildung 7.1.12: Geologisches Profil GP1 verändert unter Berücksichtigung des geoelektrischen Profiles

7.2 Messung oberhalb des Steinbruchgeländes bei Oslip

Das Profil wurde oberhalb eines Steinbruchgeländes aufgenommen. In diesem Bruch wurde ehemals Kalkstein gewonnen, heute wird nur noch der Sand im Liegenden des Kalkes abgebaut. Das Steinbruchgelände ist entlang des Güterweges zu finden, welcher die Orte Oslip und Rust verbindet, ca. 500 Meter östlich von Oslip.

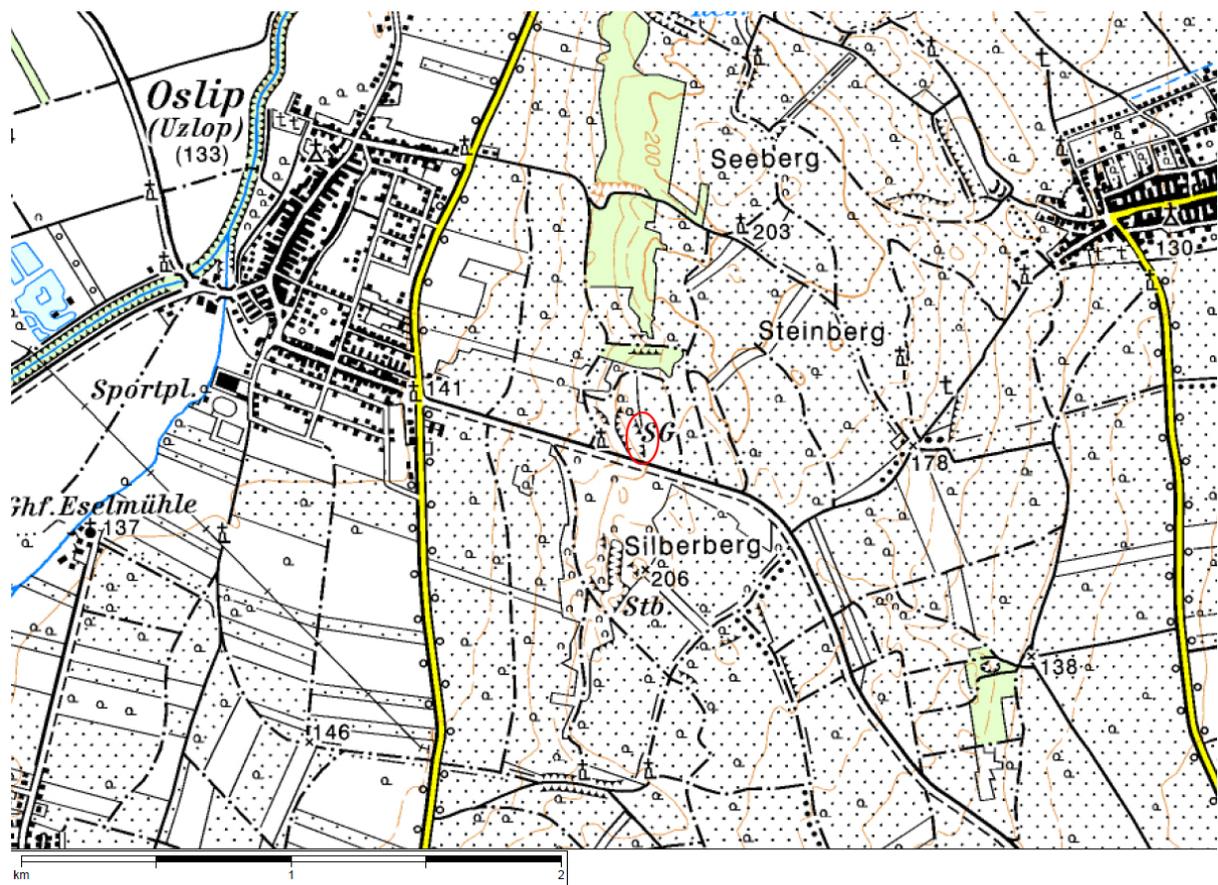


Abbildung 7.2.1: Lokation der Sandgrube/ des Steinbruches an der Verbindungsstraße Oslip-Rust (aus Austrian Map Fly)

7.2.1 Geologie

Geologisch ist das Profil am Westrand des Ruster Höhenzuges situiert. „Die Kartierung des Leithakalkes lässt in Verbindung mit den in den zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossenen Bruchstrukturen klar die gegen Westen, zum Mattersburg-Eisenstädter Neogenbecken hin gerichteten Bruchstufen erkennen. Insgesamt bildet der Ruster Höhenzug einen Nord-Süd verlaufenden Horst, dessen Flanken von Oslip bis Fertörákos durch lokale Horst- und Grabenstrukturen gegliedert sind. Zahlreiche Aufschlüsse zeigen

Bruchstrukturen und Harnische, die einen Einblick in die lokale Entwicklungsgeschichte des Ruster Höhenzuges ermöglichen.“ (HÄUSLER, 2009)

Die für dieses Profil relevanten Lithologien sind laut der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) der „Leithakalk“ (Badenium) und „Sand, Sandstein“ (Badenium). Nicht in der geologischen Karte zu finden ist im Hangenden des Leithakalk(schuttes) die badenische Sand-Kies Wechsellagerung.



Abbildung 7.2.2: Panorama Sandgrube/Steinbruch Oslip

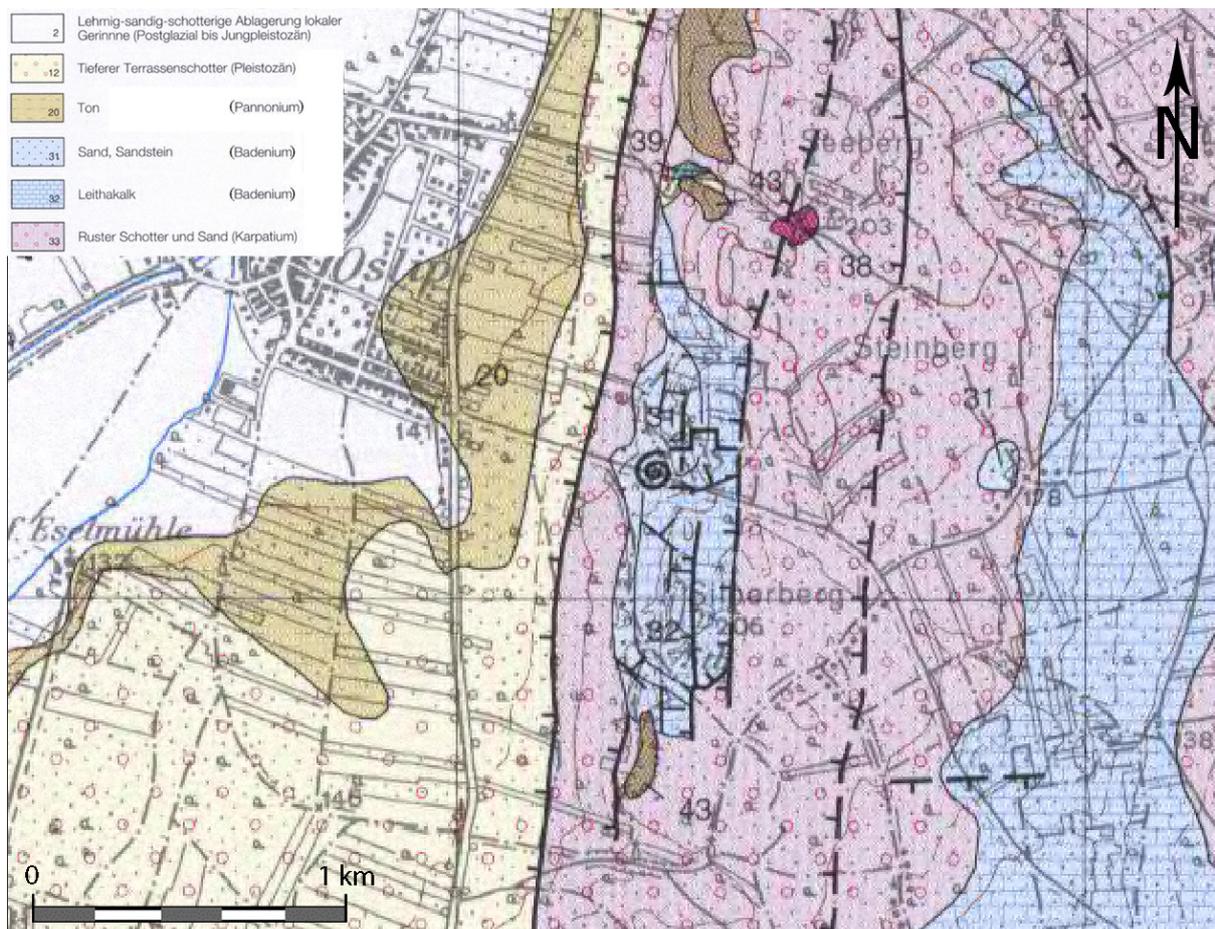


Abbildung 7.2.3: Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000

Sand-Kies Wechsellagen (Badenium)

Diese Schicht besteht aus Wechsellagerungen von Sand und Kies. Sie weist einen hohen Kalkgehalt auf. Nebengemengteile sind Sandsteingerölle und Kristallinfragmente. Die Entstehung wird als fluviatil gedeutet. Aufgrund der Tatsache, daß darin keine Fossilien des Sarmatiums gefunden werden können, wird diese Schicht nicht dem Sarmatium zugeordnet. Abbildung 7.2.4 zeigt eine Detailaufnahme dieser Sand-Kies-Wechsellagerung.



Abbildung 7.2.4: Heller Bereich: Wechsellagerung Sand-Kies

Leithakalkschutt

Hierbei handelt es sich um Bruchstücke des angrenzenden Leithakalkes. Die Größe der Bruchstücke reicht von 2-3 Metern bis zu Millimeter Durchmessern. Wobei die größeren Komponenten im Süden zu finden sind und gegen Norden

hin kleiner werden. Des Weiteren sind die Komponenten sehr schlecht gerundet.

Ursache für den Leithakalkschutt könnte ein Brandungsmilieu gewesen sein, welches aus der direkt südlich angrenzenden Leithakalkschicht das Material gelöst hat.



Abbildung 7.2.5: Heller Bereich: Leithakalkschutt

Leithakalk (Badenium)

Der badenische Leithakalk ist ein typischer Fossilkalk. Korallen (*Tarbellastrea*), Bivalven (*Lithophaga*, Austern), Cirripedier (*Pyrgoma*), Kalkalgen (früher als „Lithothamnien“ bzw. Nulliporen bezeichnet) und Echinodermaten (HARZHAUSER & PILLER, 2007) stellen Fossilien dar, welche in diesem Kalk gefunden werden können.

In einigen Steinbrüchen (zum Beispiel der Steinbruch der Firma Hummel, der ehemaliger Steinbruch der Firma Kummer oder der Römersteinbruch) wird und wurde der Leithakalk abgebaut. Im Römersteinbruch befindet sich die

„Stephanswand“, deren Stein ab 1841 den Restaurierungsarbeiten am Wiener Stephansdom vorbehalten war.

Die unterschiedlichen Ausbildungen des Leithakalkes haben unterschiedliche Eigenschaften, wie beispielsweise die Härte, welche von mürbe bis polierfähig reicht.

Sand, Sandstein (Badenium)

„Mächtiger fossilführende Sande des Badenium sind nur in dieser Sandgrube kartiert worden, wo sie im Liegenden der Leithakalke abgebaut werden. Sandiges Badenium tritt auch am westlichen Ortende von Rust und nordnordwestlich von Oggau auf. Ein schmales Vorkommen befindet sich nördlich von Neusiedl am See. Nördlich des Hackelsberges wurde Kalksand in zwei Gruben für Bauzwecke gewonnen (FRANZ & LOUB, 1961). Wo Sande lokal karbonatisch zementiert wurden, kommen Sandsteinlagen vor.“ (HÄUSLER, 2009).



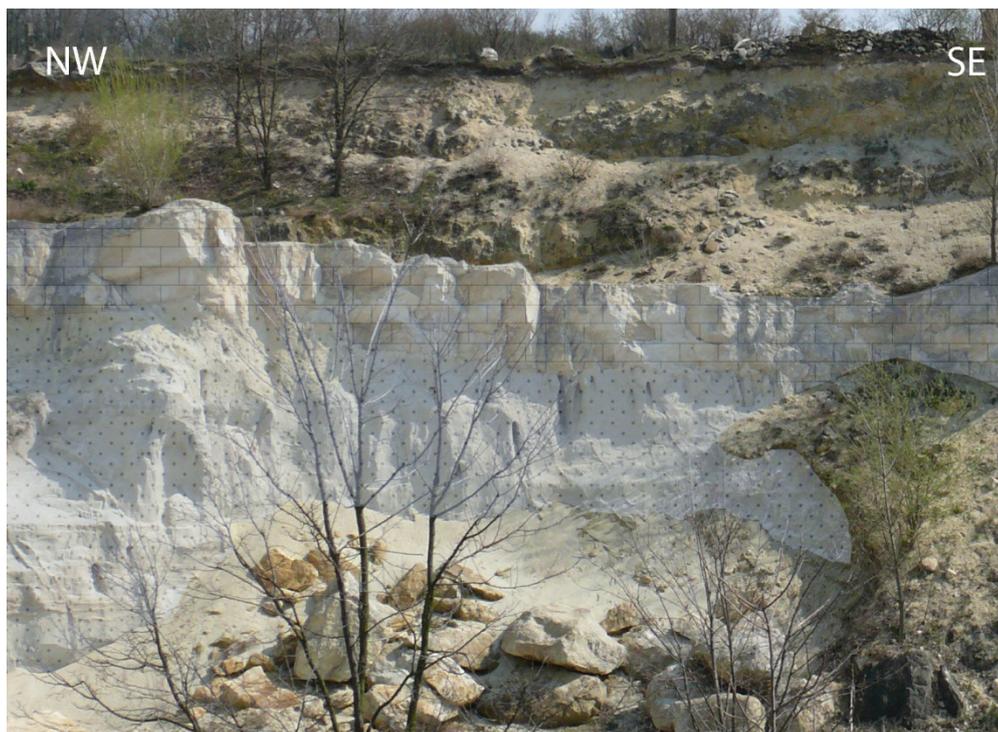
Abbildung 7.2.6: Sand (Badenium) mit „deformation bands“

Nebenbei sei erwähnt, daß es sich bei den hervortretenden Strukturen um „deformation bands“ handelt. Diese zeigen lokale Horst- und Grabenstrukturen, welche parallel zum Ruster Höhenzug ausgebildet sind. Diese hier im Sand des Badenium aufgeschlossenen Strukturen (siehe Abbildung 7.2.6) werden als Extensionsstrukturen interpretiert.

Schichtfolge

Schichtfolge vom Liegenden zum Hangenden:

- Sand (Badenium).
- Leithakalk beziehungsweise lateral davon Leithakalkschutt.
- Badenische Sand-Kies Wechsellagen.



Legende:



Abbildung 7.2.7: Aufgenommen im nördlichen Teil der Sandgrube Oslip: Sand (Badenium) im Liegenden vom Leithakalk (Badenium)



Legende:

 Leithakalk
(Badenium)

 Sand-Kies Wechsellagen
(Badenium)

 Leithakalkschutt
(Badenium)

 Hangschutt

Abbildung 7.2.8: Aufnahme des südlichen Teiles des Steinbruches Osliip: Leithakalk (Badenium), Leithakalkschutt (Badenium) im Liegenden der Sand-Kies Wechsellage (Badenium)

7.2.2 Geoelektrik

Das Profil wurde oberhalb des Steinbruches in durchschnittlich 15 Metern Abstand vom Rand aufgenommen (siehe Abbildung 7.2.9).

Es wurden zwei unterschiedliche Arrays über dieselbe Meßstrecke angewendet. Die erste Messung erfolgte über eine Wenner-Anordnung, die zweite über eine Schlumberger-Anordnung.

Die Elektroden wurden jeweils in einen Abstand von 2 Metern gesetzt. Die Ausrichtung der Meßstrecke ist WNW-ESE, die Länge beträgt 98 Meter.



Abbildung 7.2.9: Orthofoto der Lokation des Profils

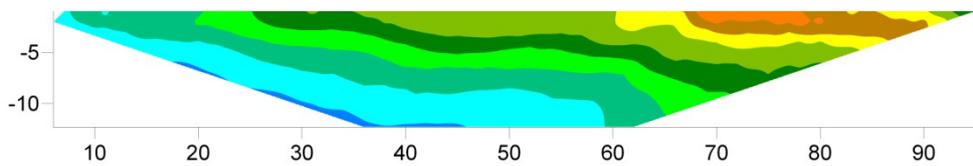
Für die Inversion der Daten wurde das Programm RES2DINV verwendet. Im Zuge der Modellierung des Schlumberger-Arrays wurden fünf Iterationen durchgeführt. Nach der fünften Iteration hat die Pseudosektion der errechneten scheinbaren Widerstände gegenüber der Pseudosektion der gemessenen scheinbaren Widerstände einen RMS Fehler von 1,8%. Der kleinste Widerstand beträgt 47,69, der größte liegt bei 1979 Ohmmetern.

Für das Wenner-Array wurden sechs Iterationen durchgeführt. Nach der sechsten Iteration hat die Pseudosektion der errechneten scheinbaren Widerstände gegenüber der Pseudosektion der gemessenen scheinbaren Widerstände einen RMS Fehler von 0,92%. Der kleinste Widerstand beträgt 37,

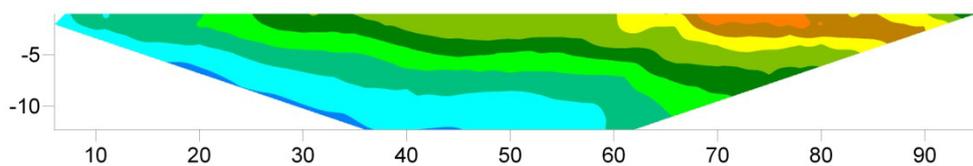
der größte liegt bei 1360 Ohmmetern. Abbildung 7.2.10 zeigt die beiden das Wenner-Array, Abbildung 7.2.11 das Schlumberger-Array.

Messung Wenner-Array - Steinbruch bei Oslip

1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstand



2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstand



3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles mit einem RMS Fehler von 0,92%

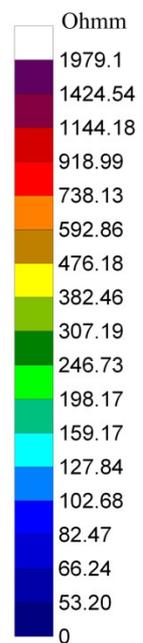
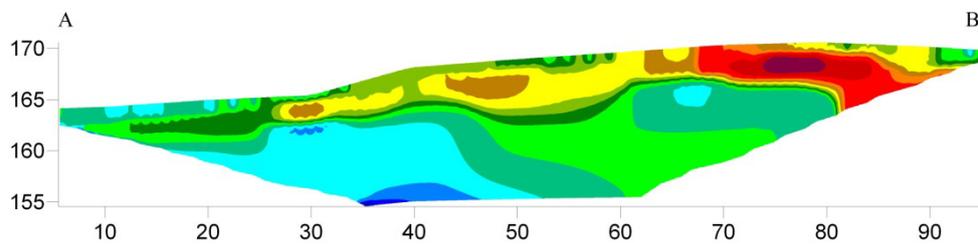
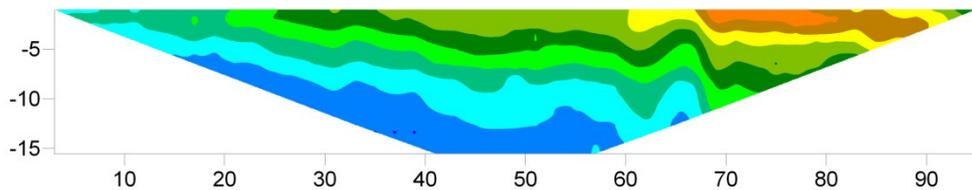


Abbildung 7.2.10: Geoelektrisches Profil des Wennerarrays - Steinbruch Oslip.

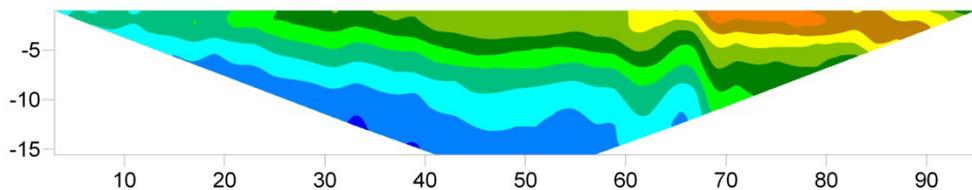
- 1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstandes.
- 2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstandes.
- 3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles.

Messung Schlumberger-Array - Steinbruch bei Oslip

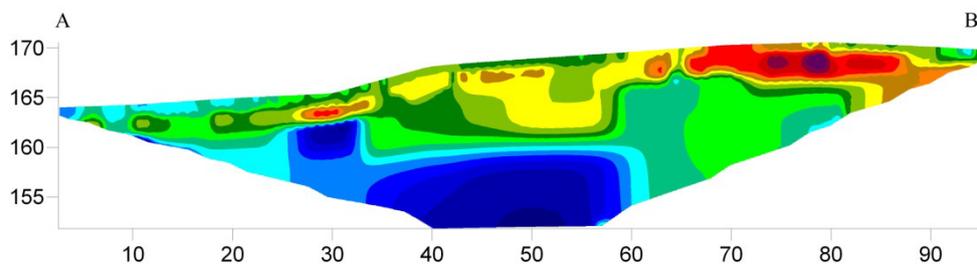
1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstand



2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstand



3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles mit einem RMS Fehler von 1,8%

**Abbildung 7.2.11: Geoelektrisches Profil des Schlumberger-Arrays - Steinbruch Oslip.****1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstandes.****2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstandes.****3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles.**

7.2.3 Interpretation

Aus Abbildung 7.2.7 und 7.2.8 werden folgende Lagerungsverhältnisse der Schichten erwartet:

- Im Liegenden Sand (Badenium)
- Darüber Leithakalk mit lateral anschließenden Leithakalkschutt (Badenium)
- Im Hangenden Wechsellagerung von Sand und Kies (Badenium)

Betrachtet man nun die Modelle, so können drei Bereiche ausgeschieden werden (siehe Abbildung 7.2.12).

Messung Steinbruch bei Oslip

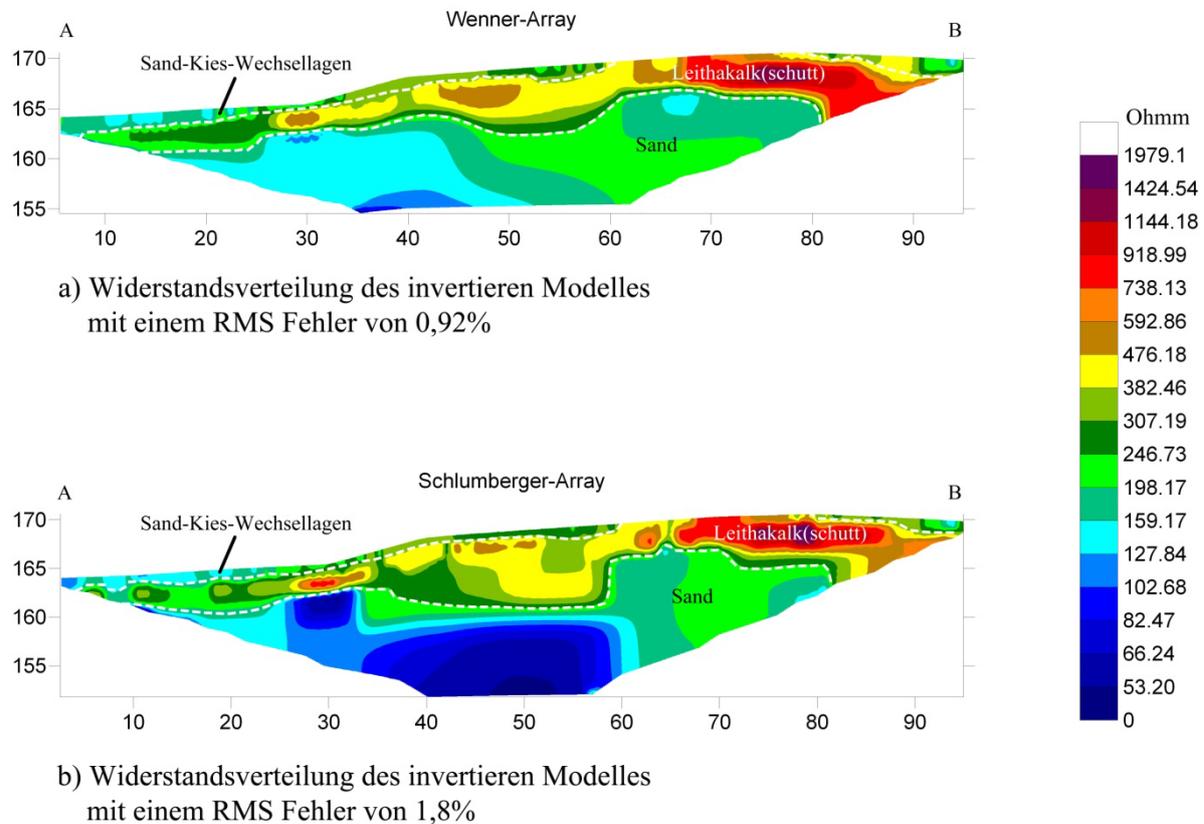


Abbildung 7.2.12: Widerstandsmodelle des Steinbruches "Oslip" in drei Bereiche geteilt:

Sand-Kies-Wechsellagen:

Wenner, Schlumberger: Die Widerstände, welche im Durchschnitt um die 130 Ohmmeter liegen.

Leithakalk(schutt):

Wenner, Schlumberger: Von rechts nach links geringer werdender Widerstand:

Rechts: Durchschnittswert der Widerstände: ca. 900 Ohmmeter

Mitte: Durchschnittswert der Widerstände: ca. 450 Ohmmeter

Links: Durchschnittswert der Widerstände: ca. 300 Ohmmeter

Sand:

Wenner, Schlumberger: Von rechts oben nach Mitte-links unten: geringer werdender Widerstand:

Werte fallen von ca. 200 auf ca. 50 Ohmmeter

Wenner-Modell

Der obere Bereich des Wennermodelles – gekennzeichnet mit „Sand-Kies-Wechsellagen“ – ist durch Widerstände von durchschnittlich 130 Ohmmetern geprägt. Widerstandswerte dieser Höhe sind durchaus realistisch für diese Schicht.

Im Liegenden der Sand-Kies-Wechsellagen befindet sich der Bereich mit den höchsten Widerständen. Die Widerstandswerte in dieser Zone nehmen von Süden nach Norden ab. Während die Werte am rechten Rand durchschnittlich 900 Ohmmeter haben, fallen diese über die Mitte (durchschnittlich 450 Ohmmeter) nach links hin (im Durchschnitt 300 Ohmmeter) ab. Somit stellt der rechte Rand den anstehenden Leithakalk dar beziehungsweise 2-3 Meter große Blöcke davon. Der Grund, warum die Widerstände dieser Schicht von rechts über die Mitte nach links abnehmen, ist damit zu erklären, daß die Komponenten des Leithakalkschuttes immer kleiner werden. Diese Tatsache kann vor Ort beobachtet werden und ist in Abbildung 7.2.8 festgehalten.

Im Liegenden des badenischen Leithakalkes findet man den Bereich mit den geringsten Widerständen. Es ist eine Zonierung der Widerstände zu erkennen, welche einem groben Trend folgt: Haben die Widerstände rechts oben einen durchschnittlichen von 200 Ohmmetern, so fallen diese gegen Mitte-links unten auf 50 Ohmmeter. Diese Schicht wird als Sand (Badenium) angesprochen. Da die höheren Widerstände dieser Schicht in Kontaktbereich zum Kalk auftreten, kann davon ausgegangen werden, daß gelöstes Karbonat der hangenden Leithakalke diese Sande lokal verfestigt haben.

Vergleich Wenner- Schlumberger-Array

Vergleicht man die Modelle beider Arrays, so fällt auf, daß sich diese in den prominenten Strukturen deutlich ähneln. Den größten Unterschied erkennt man in dem Bereich, welcher als Sand (Badenium) angesprochen wird. Das Schlumbergermodell zeigt hier viel geringere Widerstände.

Hauptgrund dafür sind die unterschiedlichen Geometriefaktoren der Arrays, welche die Sensitivität beeinflussen. Verstärkt wird dieser Effekt durch den Umstand, daß die hangende Schicht hohe Widerstände zeigt, was die Ergebnisse der Messung beider Arrays beeinflusst.

7.3 Messung entlang des Güterweges Oslip-Rust

Das Profil wurde entlang des Güterweges aufgenommen, welcher Oslip mit Rust verbindet.

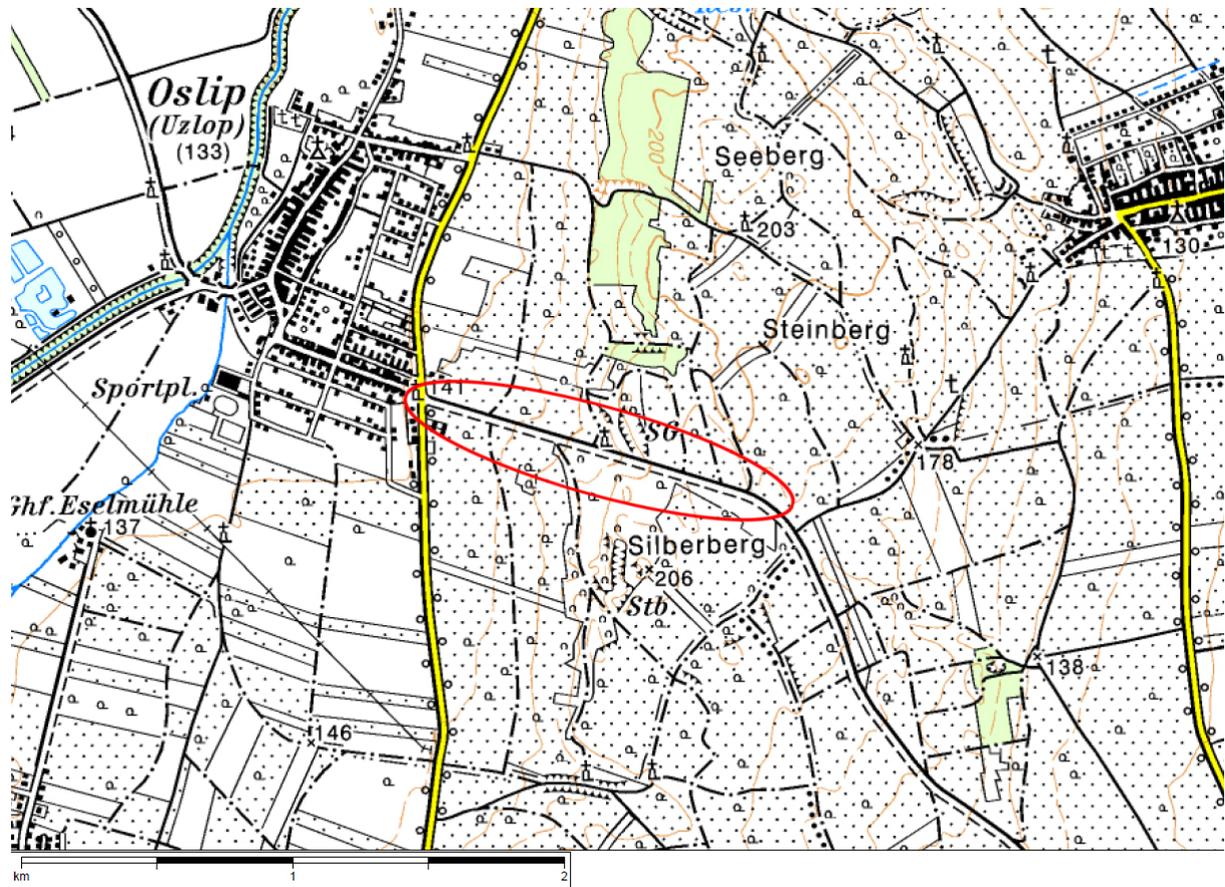


Abbildung 7.3.1: Position des Profils an der Verbindungsstraße Oslip-Rust (aus Austrian Map Fly)

7.3.1 Geologie

Dieses Profil wurde an den Westrand des Ruster Höhenzuges gelegt. Wie schon im Kapitel „7.2 Messung oberhalb des Steinbruchgeländes bei Oslip“ erwähnt, lassen Kartierungen von Leithakalk diverser Steinbrüche gegen Westen – zum Eisenstädter Becken hin - gerichtete Bruchstaffeln erkennen. Insgesamt bildet der Ruster Höhenzug einen Nord-Süd verlaufenden Horst, dessen Flanken von Oslip bis Fertörákos durch lokale Horst- und Grabenstrukturen gegliedert sind. Das Profil wurde so gelegt, daß es über zwei dieser Störungen, welche auf der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) ersichtlich sind, reicht.

Die für dieses Profil relevanten Lithologien sind der „Tiefe Terrassenschotter“ (Pleistozän), „Sand, Sandstein“ (Pannonium), „Ton“ (Pannonium), „Leithakalk“ (Badenium), Sand, Sandstein (Badenium) und „Ruster Schotter“ (Karpatium).

Tiefer Terrassenschotter (Pleistozän)

Die Tiefen Terrassenschotter setzen sich ausschließlich aus den Ablagerungen der Paläowulka zusammen. Dieser parautochthone Verwitterungsrest von mittel- bis grobkörnigem, schlecht bis extrem schlecht sortiertem Kies ist bereits in Kapitel 7.1.1 beschrieben.

Sand, Sandstein (Pannonium)

Bei diesen pannonen Sanden handelt es sich um einen mäßig sortierten, tonfreien siltigen Sand (siehe Kapitel 7.1.1).

Ton (Pannonium)

Eine genauere Ausführung der Tone des Pannonium, welche die Erosionsbasis der Nebenbäche der Wulka südwestlich von Oslip bilden, ist in Kapitel 7.1.1 nachzulesen.

Leithakalk (Badenium)

Die Lithologie des fossilreichen badenischen Leithakalkes ist in Kapitel 7.2.1 definiert.

Sand, Sandstein (Badenium)

Die mächtigeren, fossilführenden Sande des Badenium im Liegenden der Leithakalke sind in Kapitel 7.2.1 geschildert.

Ruster Schotter und Sand (Karpatium)

In der Literatur wird diese Schichtfolge auch als „Ruster Schotter“ (KAPOUNEK, 1938) oder „Ruster Formation“ (ZORN, 2000) bezeichnet. Natürliche Aufschlüsse fehlen im „Ruster Schotter und Sand“. Beobachtungen aus künstlichen Aufschlüsse von metergroßen Kristallinkomponenten am

Rande der Bauschuttdeponie der Gemeinde Mörbisch, sandreichem „Ruster Schotter und Sand“ in einer Baugrube am Hang westlich von Mörbisch (HÄUSLER, 2009) und die Beschreibung von FUCHS (1965) liefern folgende Zusammenfassung der Komponenten:

„Die Sande, die die Hauptmasse der „Ruster Schotter“ stellen, und die Schotter bestehen ausschließlich aus kristallinem Material. Grauer bis hellweißer Quarz, feinkörniger Quarzit und häufig stark zersetzter Grobgnais bilden mehr als zwei Drittel der Schottermasse. Sehr oft sind auch feingeschieferter Gneise anzutreffen. Den Rest machen dann, meist untergeordnet, Glimmerschiefer und hornblendeführende Gneise aus“ (FUCHS, 1965).

„In einem Aufschluß westlich von Rust - im „Schaffgrubenwald“ - beschreibt FUCHS (1965) eine Wechsellagerung grober Schotterlagen mit Geröllen bis über einen Meter Durchmesser und mit Lagen grober, kreuzgeschichteter Sande. Für diesen häufig angetroffenen Sedimenttyp schließt er auf einen fluviatilen Transport.“ (nach HÄUSLER, 2009)

Der Schotter besteht aus Kristallinkomponenten einer unterostalpinen Schichtfolge.

Der „Ruster Schotter und Sand“ hat laut FUCHS (1965) eine Mächtigkeit von 100 Metern und überlagert offensichtlich diskordant das kristalline Grundgebirge, welches am Nord- und Südrand des Ruster Höhenzuges großflächig aufgeschlossen ist.

Abbildung 7.3.3 zeigt das geologische Profil entlang der Meßstrecke, welches auf Grundlage der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50000) erstellt wurde.

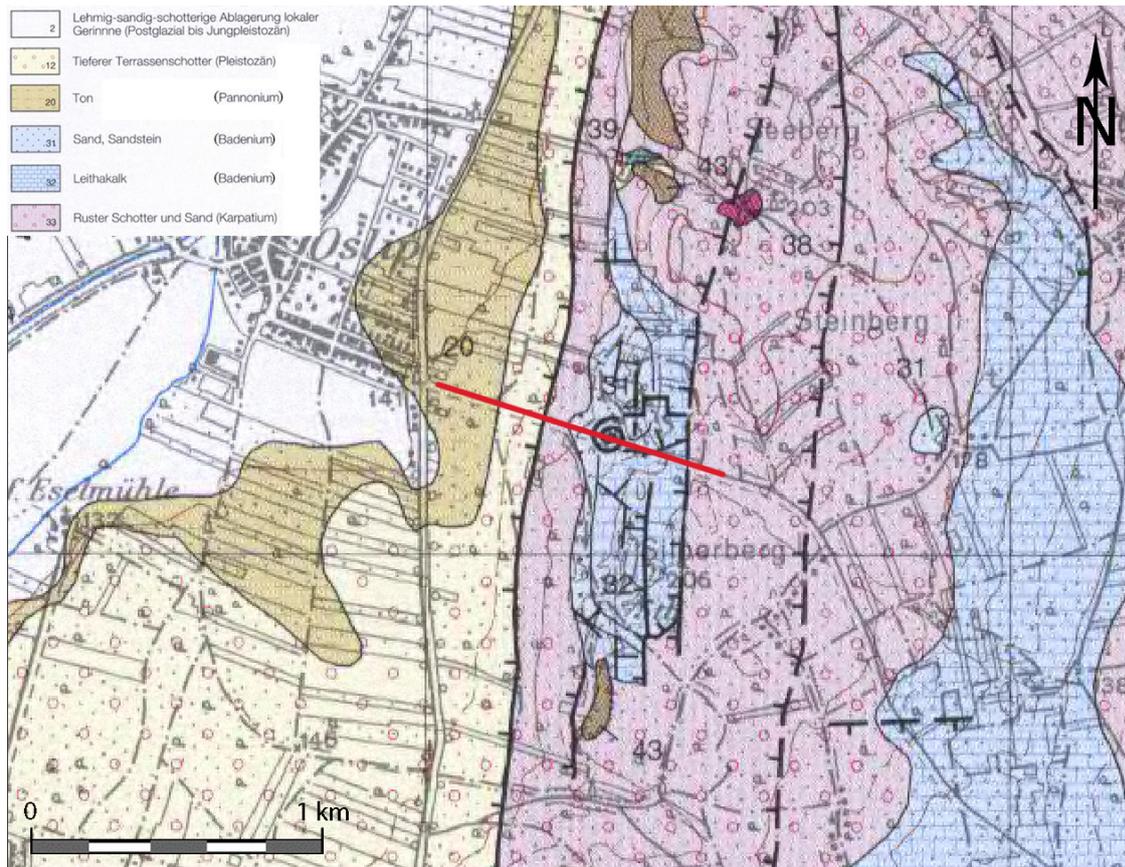


Abbildung 7.3.2: Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000. Die rote Linie markiert die Meßstrecke.

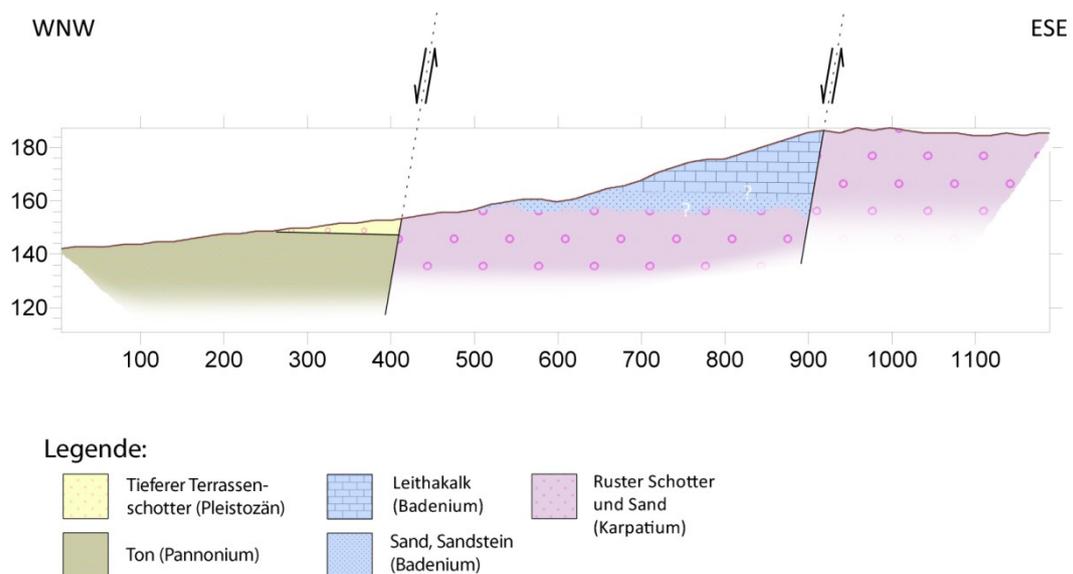


Abbildung 7.3.3: Geologisches Profil nach der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000

7.3.2 Geoelektrik

Das Profil wurde entlang des Güterweges Oslip-Rust aufgenommen (siehe Abbildung 7.3.4).

Die Elektroden wurden jeweils in einen Abstand von 4 Metern gesetzt. Die Ausrichtung der Meßstrecke ist WNW-ESE, die Länge beträgt 1196 Meter. Eine Auslage mißt bei dem gewählten Elektronenabstand 396 Meter. Um die gesamte Länge der Meßstrecke zu erfassen, wird die sogenannte „roll along“-Technik eingesetzt. In diesem Fall wurde die Auslage jeweils mit einer Überlappung von 50% versetzt. Abbildung 7.3.5 soll dies graphisch verdeutlichen.



Abbildung 7.3.4: Orthofoto der Lokation des Profils

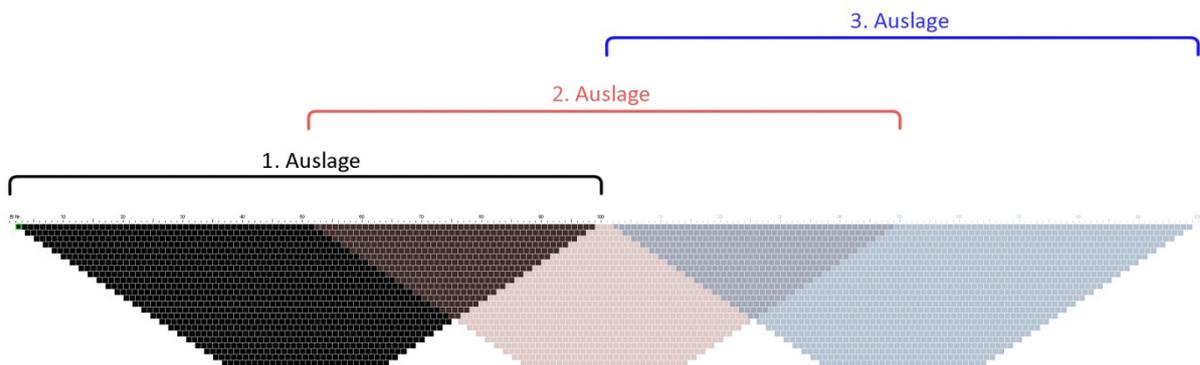
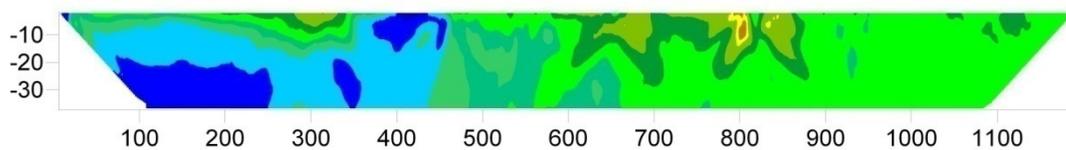


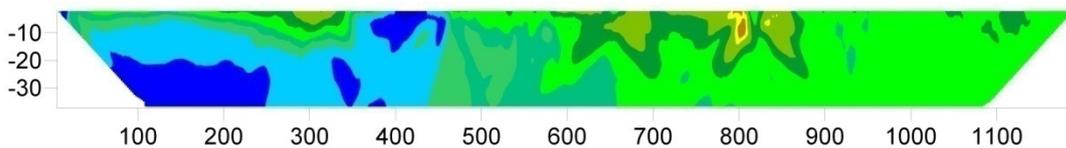
Abbildung 7.3.5: Prinzip der "Roll Along" Technik

Messung Wenner-Array - Güterweg Oslip-Rust

1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstand



2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstand



3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles mit einem RMS Fehler von 2,3%

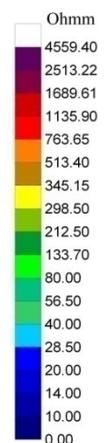
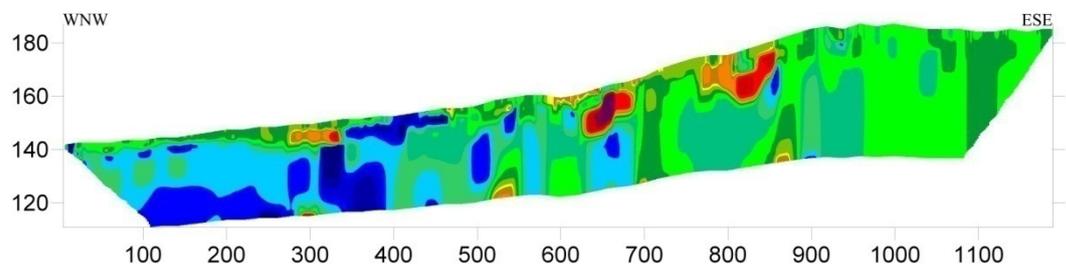


Abbildung 7.3.6: Geoelektrisches Profil der Messungen Güterweg Oslip-Rust.

- 1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstandes.
- 2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstandes.
- 3.) Widerstandsverteilung des invertierten Modelles.

Für die Inversion der Daten wurde das Programm RES2DINV verwendet. Es wurden sieben Iterationen durchgeführt. Nach der siebten Iteration hat die Pseudosektion der errechneten scheinbaren Widerstände gegenüber der

Pseudosektion der gemessenen scheinbaren Widerstände einen RMS Fehler von 2,3%. Abbildung 7.3.6 zeigt die beiden Pseudosektionen und das Modell. Der kleinste Widerstand beträgt 5,4, der größte liegt bei 4459 Ohmmetern.

7.3.3 Interpretation

Aus der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) ist folgende Lagesituation für das Profil ablesbar:

- Von Laufmeter 0 bis 400: pannone Abfolge
- Bei Laufmeter 400 eine Störung, welche die pannonen Schichten im Liegenden vom Karpatium (Ruster Schotter und Sand) im Hangenden trennt.
- Von Laufmeter 400-900: Ruster Schotter und Sand im Liegenden, badenische Schichten (Leithakalk, Sand) im Hangenden.
- Bei Laufmeter 900 eine Störung, welche im oberen Bereich badenische von karpatischen Sedimenten trennt.
- Von Laufmeter 900-1200: Ruster Schotter und Sand

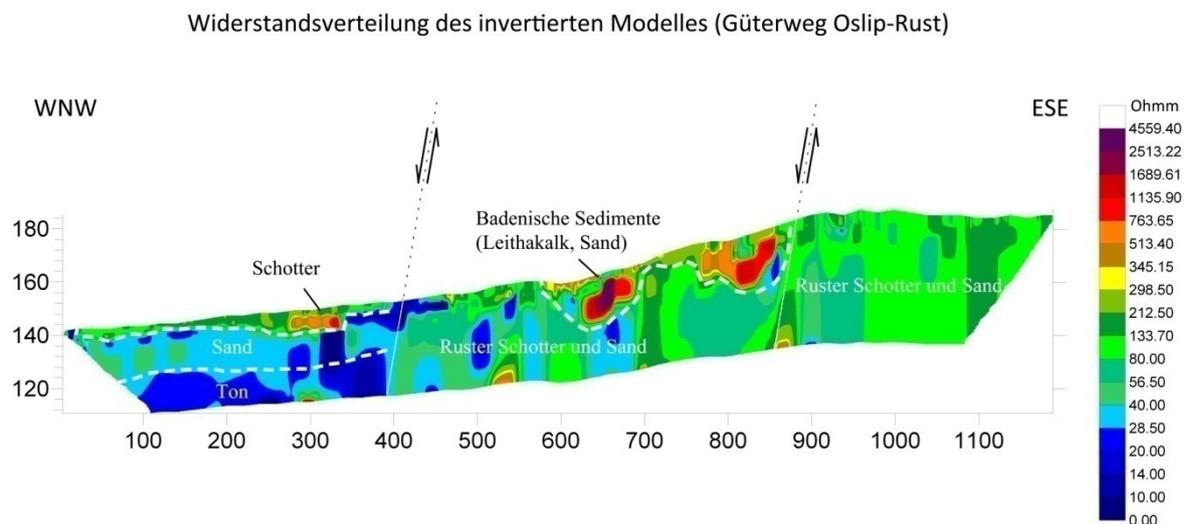


Abbildung 7.3.7 zeigt die Interpretation des invertierten Modelles, welche durch die beiden Störungen dreigeteilt wird: Von WNW nach ESE:

- 1.) Pannone Schichten.
- 2.) Badenische Sedimente im Hangenden des Karpatiums.
- 3.) Karpatium

Abbildung 7.3.7 zeigt die Interpretation des invertierten Modelles. Durch zwei Störungen wird das Profil dreigeteilt. Die Beschreibung dieser drei Teile erfolgt von WNW nach ESE.

- Der erste Abschnitt des Profils stellt Schichten aus dem Pannonium dar. Im Liegenden befindet sich ein Bereich mit Widerständen zwischen 10 und 15 Ohmmetern. Dies wird als Ton interpretiert. Darüber werden die Widerstände höher und erreichen Werte bis zu 60 Ohmmetern, was auf eine sandige Lage schließen läßt. Im Hangenden des Sandes beträgt der Durchschnitt der Widerstände 250-300 Ohmmeter. Dieser Bereich wird als Schotter gedeutet. Laut der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) kann dieser als „Tiefer Terrassenschotter“ angesprochen werden.
- Der zweite/mittlere Abschnitt zeigt im Liegenden eine sehr inhomogene Schicht, welche als eine Mischung aus feinem Sand über grobem Sand bis hin zu Schotter darstellt. Die geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) weist diese als „Ruster Schotter und Sand“ aus. Die Widerstände haben eine Bandbreite von 20 bis 300 Ohmmetern und bestätigen damit die Varietäten der Korngrößen dieser Schicht. Im Hangenden des Ruster Schotters und Sandes befinden sich ein Bereich mit sehr hohen Widerständen mit Werten von durchschnittlich 1000 Ohmmetern, aber auch Bereiche mit niedrigeren Widerstandswerten. Diese beiden Bereiche werden als Sedimente des Badeniums interpretiert. Die hohen Widerstände markieren den Leithakalk. Die Ausweisung des Sandes (Badenium), welcher laut der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) zu erwarten wäre, ist schwierig, da sich die Widerstandswerte mit jenen des Ruster Schotters und Sandes überschneiden.
- Die Widerstandswerte des dritten, ESE Bereiches des Profils haben einen mittleren Wert von 200 Ohmmetern. Auch dieser Abschnitt ist nicht homogen. Dies und auch die Werte der Widerstände bestätigen die geologische Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000), welche in diesem Bereich Ruster Schotter und Sand zeigt.

Zur Beschreibung der beiden Störungen:

Die westliche Störung ist im invertierten Modell gut erkennbar und trennt die Schichten des Pannoniums vom Karpatium. Im Bereich der Störung ist der durchschnittliche Widerstand der pannonen Abfolge 30 Ohmmeter, der mittlere Wert der Widerstände des Karpatiums 60 Ohmmeter.

Auch die östliche Störung ist im oberen Bereich sehr gut zu erkennen, da hochohmige badenische an karpatische Sedimente grenzen. Im unteren Bereich tritt westlich und östlich der Störung Ruster Schotter mit gleichen Widerstandswerte auf und somit ist kein Unterschied erkennbar. Um diesen Teil genauer aufzulösen, müßten zusätzliche Methoden – z.B Seismik und/oder Gravimetrie – verwendet werden.

7.4 Messung am Spielplatz von Schützen am Gebirge

Die Profile wurden am Spielplatz von Schützen am Gebirge aufgenommen. Es wurden drei Messungen in Wenner-Anordnung und eine mit einer Pol-Pol (2D) Anordnung gemacht. Das Ergebnis des Pol-Pol (2D) Arrays wird in einem 3D Modell dargestellt.

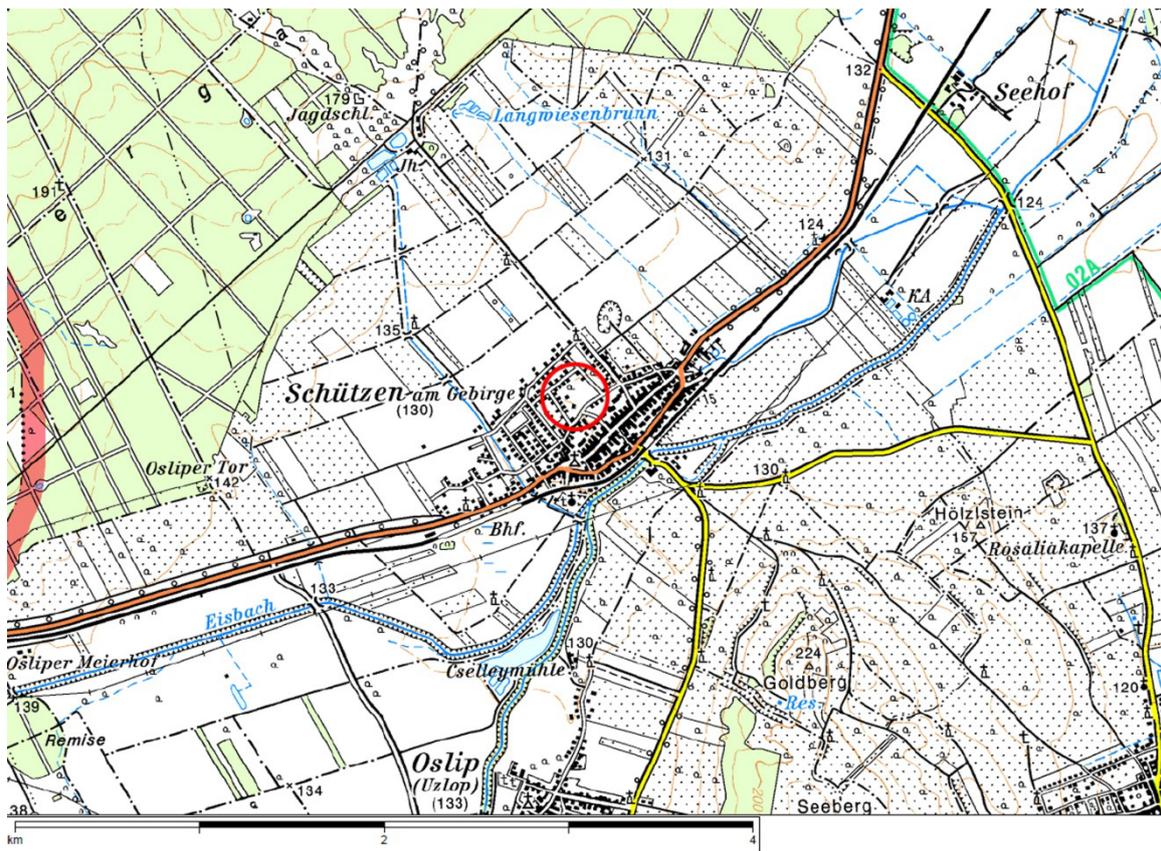


Abbildung 7.4.1: Position der Profile- Spielplatz Schützen (aus Austrian Map Fly)

7.4.1 Geologie

Betrachtet man die geologische Karte, so fallen zwei scheinbar isolierte badenische Kalkkomplexe auf – einer beim Jagdschloß, welcher nur nach Nordwesten hin tektonisch vom Pannonium abgegrenzt ist und einer am Nordrand von Schützen – der Kalkofen, in welchem sich heute eine Bauschuttdeponie befindet. Dieser Komplex ist laut der geologischen Karte der Republik Österreich - 78 Rust (1:50 000) von seiner Umgebung tektonisch nicht abgegrenzt. SCHEIBZ (2006) beschreibt in seiner Diplomarbeit ein 2460 Meter langes Geoelektrik-Profil, welches über diese Kalkkomplexe gelegt wurde.

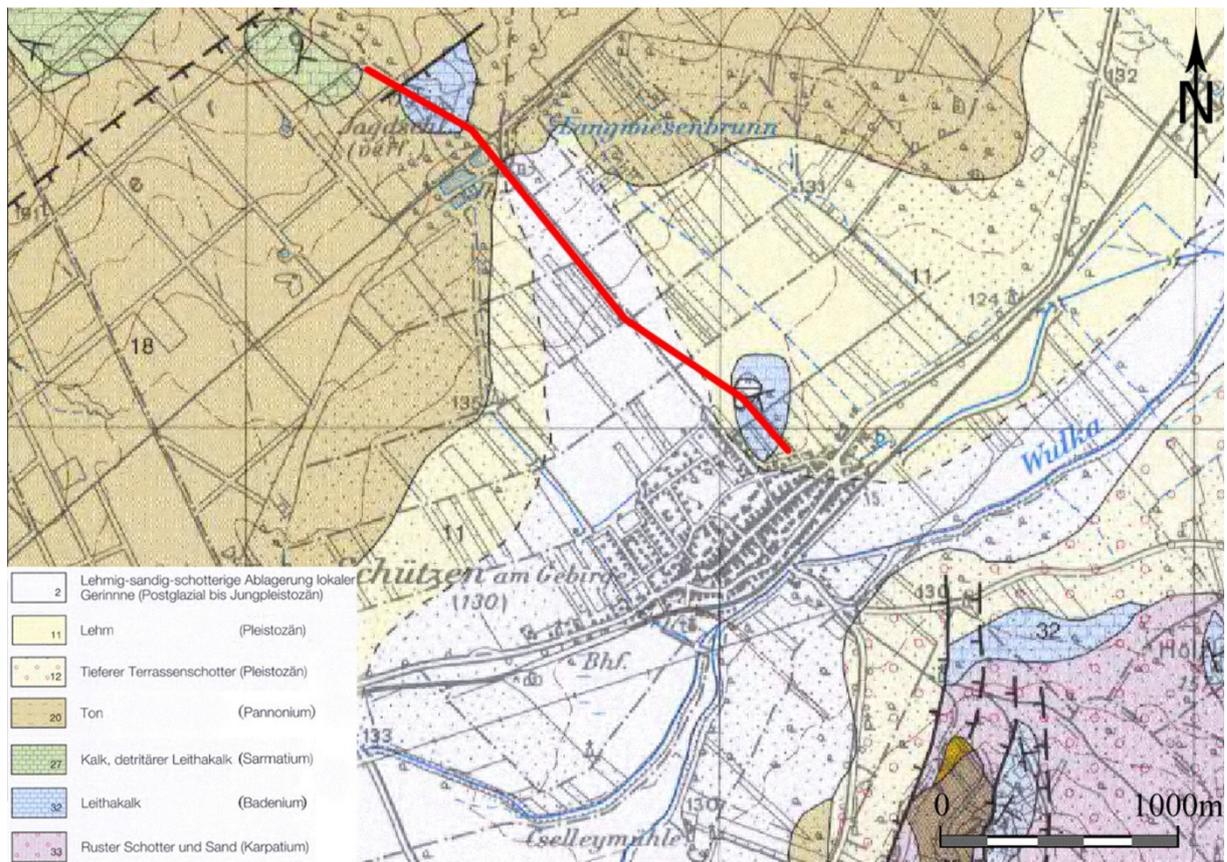


Abbildung 7.4.2: Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000. Die rote Linie markiert die Meßstrecke P1

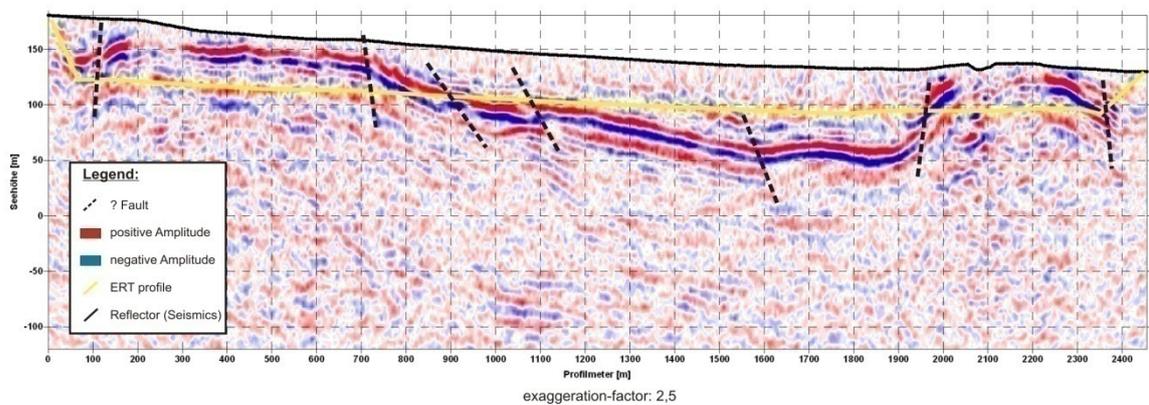
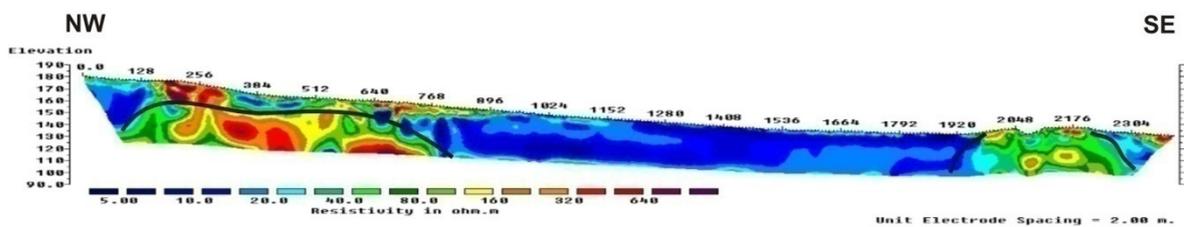


Abbildung 7.4.3: Geoelektrisches Profil P1 (oben) und seismisches Profil (unten) (aus SCHEIBZ, 2006)

Der Verlauf des Profils ist in Abbildung 7.4.2 rot eingezeichnet. Das invertierte Modell zeigt im nördlichen wie auch im südlichen Bereich höherohmige Aufwölbungen aus Leithakalk, die durch niederohmige Schichten des Pannoniums getrennt sind (Abbildung 7.4.3: oben). „Die im Seismikprofil erkennbaren Tiefenstrukturen lassen aufgrund der Reflektoren eine asymmetrische Synklinalform zwischen antiklinalförmigen Aufwölbungen des Leithakalkes erkennen“ (HÄUSLER, 2009). Somit wird klar, daß die „isolierte“ Scholle beim Jagdschloß und die des „Kalkofens“ zusammenhängen.

Der Leithakalk bildet einen bedeutenden Aquifer, wenn auch die Verbreitung und Mächtigkeit der Leithakalkbedeckung des Leithagebirges und des Ruster Höhenzuges stark variieren. Auf Grund des kleinen Einzugsgebietes und der flächenmäßig geringen Verbreitung des Leithakalkes auf dem Ruster Höhenzug erlaubt die Menge des Karstwassers gerade noch eine lokale Versorgung aus Brunnen in Rust und Oggau.

Die Bohrung W315 am Rand des Spielplatzes von Schützen liegt nahe einer ehemaligen Schwefelquelle, welche am 6. Juni 1971 versiegte, als im Zuge der Kanalbauten vor Haus Waldgasse 7 die Hauptader der seit Jahrhunderten sprudelnden Schützener Quelle aufgerissen wurde (nach THEUER & TRUCKSITZ, 1996).

Bohrprofil W315 (siehe Abbildung 7.4.4):

Schützen a. G.; 1986; Endtiefe 7,7 Meter:

- 0,00-1,10 m: Humus
- 1,10-4,00 m: Grobschluff, sandig, Kies
- 4,00-7,70 m: Kalkstein

Der in 4 Meter Tiefe angefahrene Leithakalk erbrachte ein hochmineralisiertes Grundwasser mit einem Sulfatgehalt von 853 mg/l SO₄. Das entspricht dem Wert, welcher regelmäßig mittels einer Grundwassersonde südlich der Bauschuttdeponie „Kalkofen“ ermittelt wird. Dies läßt vermuten, daß der Leithakalk im Bereich des Spielplatzes mit dem des „Kalkofens“ in Verbindung steht.

Der Ursprung des hohen Schwefelgehaltes des Karstwassers im Bereich Schützen ist unklar, aber vermutlich erfolgt die Anreicherung entlang der Fließstrecke zum Kalkofen durch Kontakt mit den pyritführenden pannonen Deckschichten (nach HÄUSLER, 2009).

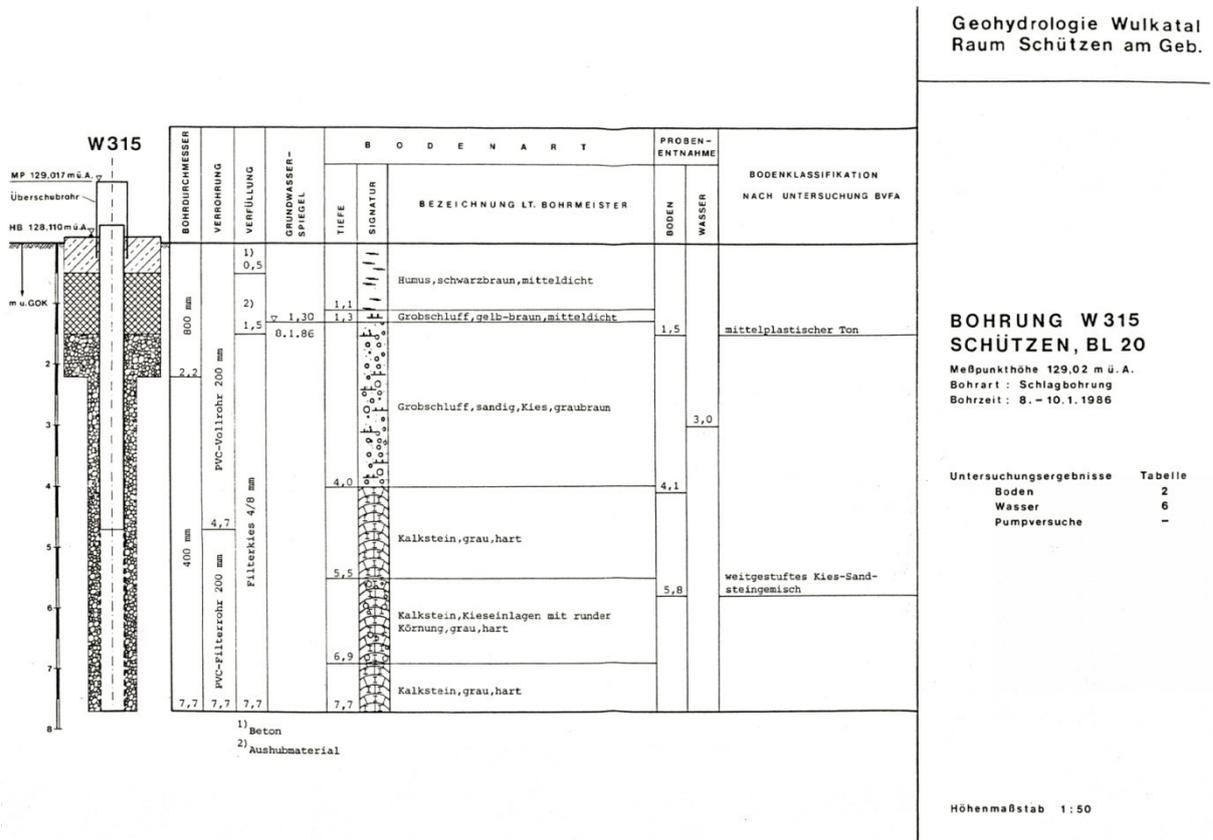


Abbildung 7.4.4: Profil der Bohrung W315

7.4.2 Geoelektrik

Abbildung 7.4.5 zeigt die Position der Bohrung W315 und die Lage der Messungen, wie sie am Spielplatz aufgenommen wurden.

Der rote Rahmen markiert das Areal, welches mit einer Pol-Pol (2D) Anordnung abgedeckt wurde. Um das Ergebnis dieser Messung zu überprüfen, wurden zwei Messungen - R3 und R4 – diagonal über die Fläche der Pol-Pol (2D) Messung gelegt. Die Meßstrecke R1 wurde so platziert, daß die Bohrung W315 mit dem Profil verglichen werden kann. R1, R2 und R3 sind Wenner-Anordnungen mit einer Länge von 98 Metern und einem Spacing (Elektrodenabstand) von zwei Metern. Für die Inversion der Daten der 2D Modelle wurde das Programm RES2DINV verwendet.

Die Pol-Pol (2D) Messung deckt einen Bereich von 76 mal 76 Metern ab (siehe Abbildung 7.4.5). Die Elektroden wurden in einem Abstand von jeweils 4 Metern gesetzt. Die genauere Anordnung der Elektroden wird in Abbildung 7.4.6 gezeigt. Für die Inversion der Daten des 3D-Modell wurde das Programm RES3DINV verwendet, für die graphische Darstellung das Programm Voxler.



Abbildung 7.4.5: Orthofoto mit Lage der Messungen und Position der Bohrung W315

Das Pol-Pol (2D) Array setzt voraus, daß die beiden Elektroden B und N ins „Unendliche“ gesetzt werden. In der Praxis werden diese in einem größeren Abstand von den anderen Elektroden platziert (siehe Abbildung 7.4.7). Um ein Areal von 76x76 Metern abzudecken, wurden neun Auslagen mit jeweils 50% Überlappung benötigt (siehe Abbildung 7.4.8).

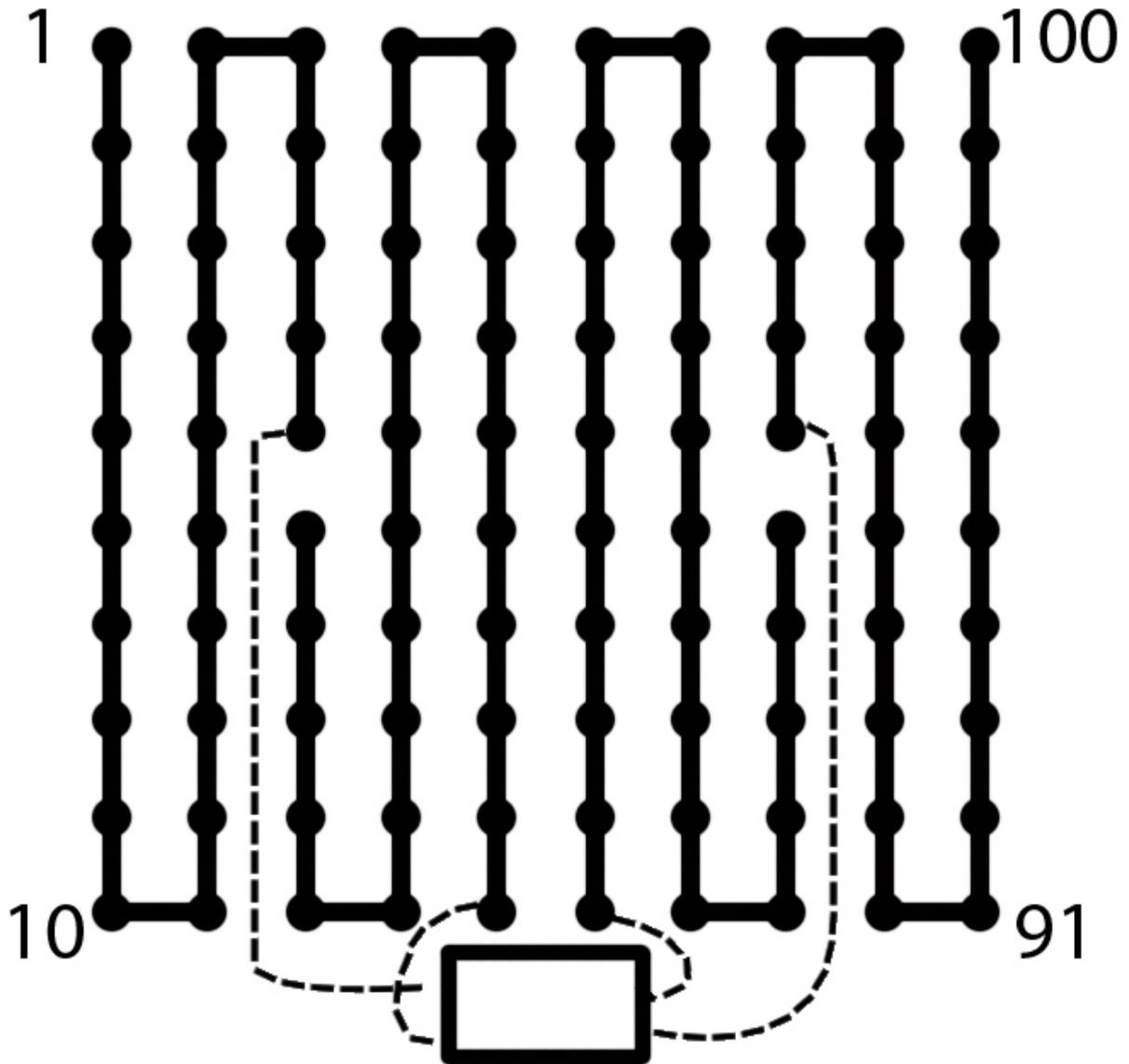


Abbildung 7.4.6: Mögliche Auslage der Kabel mit den Positionen der Elektroden eines Pol-Pol (2D) Arrays ohne die beiden "Außenelektroden" A und M.



Abbildung 7.4.7: Orthofoto mit Auslage einer Pol-Pol (2D)-Anordnung mit den in einiger Entfernung gesetzten "Außenelektroden" B und N.



Abbildung 7.4.8: Orthofoto mit neun Pol-Pol (2D) Auslagen mit einer 50 prozentigen Überlappung, welche ein Areal von 76x76 Metern abdeckt.

Die Messung R1 soll die Widerstandsbereiche zeigen, welche dem Kalk zuzuordnen sind. Abbildung 7.4.9 zeigt das Widerstandsmodell dieser Messung.

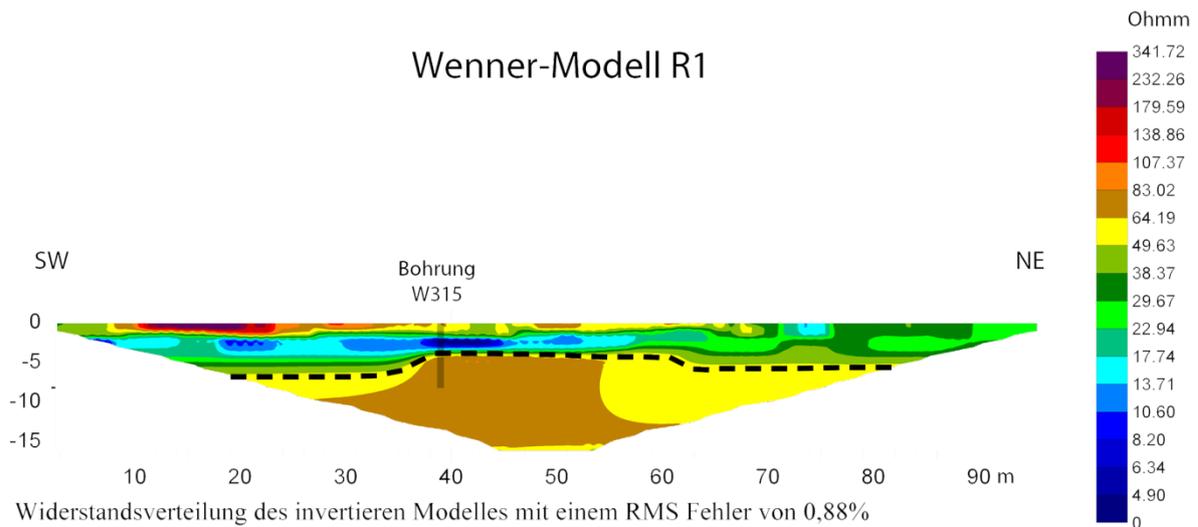
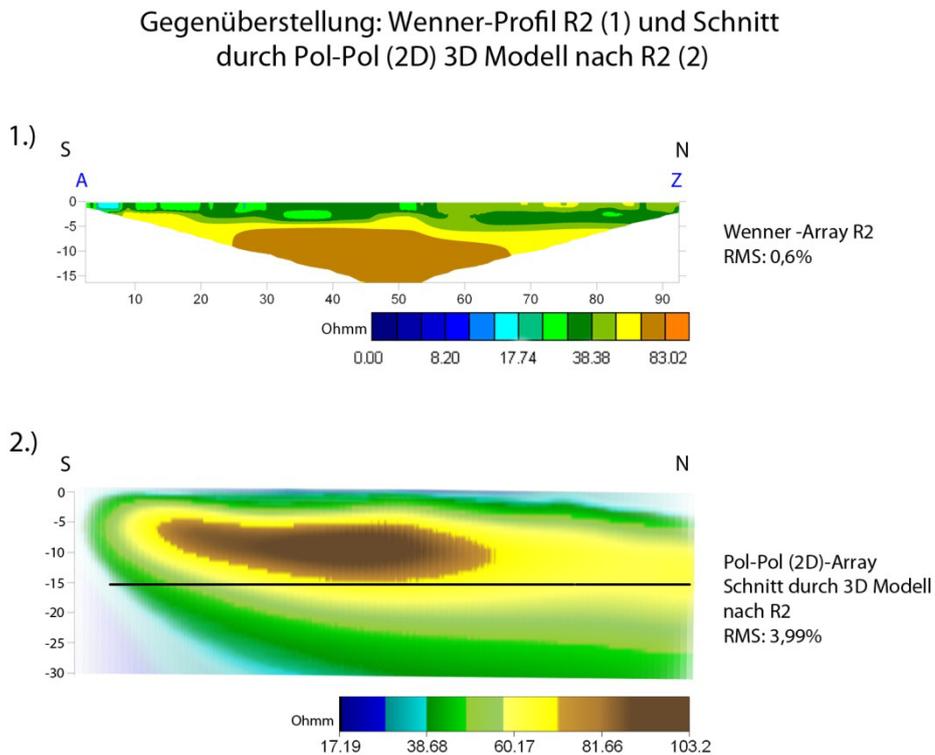


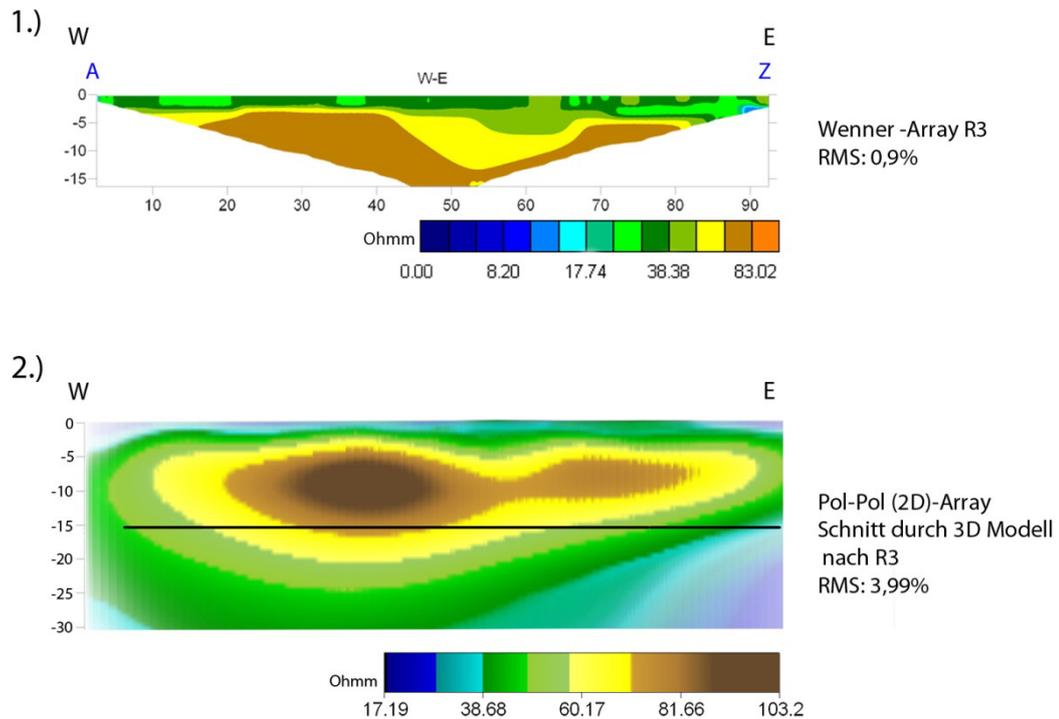
Abbildung 7.4.9: Widerstandsverteilung des invertierten Modelles R1. Die strichlierte Linie grenzt den Kalk im Liegenden von dem schluffig, sandig, kiesigen Teil im Hangenden ab.

Die Profile R2 und R3 wurden diagonal über das Areal der Pol-Pol (2D) Messung gelegt, um die Aussage des 3D-Modelles abzusichern. Die Abbildungen 7.4.10 und 7.4.11 zeigen eine Gegenüberstellung des 2D Modelles mit einem Schnitt durch das 3D-Modell an der Position des 2D-Modelles.



**Abbildung 7.4.10: 1.) Widerstandsmodell R2
2.) Schnitt durch das 3D Modell der Pol-Pol (2D) Auslage**

Gegenüberstellung: Wenner-Profil R3 (1) und Schnitt durch Pol-Pol (2D)-3D Modell nach R3 (2)



**Abbildung 7.4.11: 1.) Widerstandsmodell R3
2.) Schnitt durch das 3D Modell der Pol-Pol (2D) Auslage**

Nimmt man die Widerstandswerte von Profil R1 im Bereich der Bohrung und setzt diese über die Profile R2 und R3 in Beziehung zum 3D Modell, so bekommt man einen Wert von rund 60 Ohmmetern für die geringsten Widerstände des Kalkes im 3D Modell.

Die Abbildungen 7.4.12 und 7.4.13 stellen das 3D-Modell in vollem Umfang dar. Abbildung 7.4.12 ist eine Ansicht von oben auf das Modell. Die genaue Lage ist durch das Orthofoto im Hintergrund ersichtlich. Abbildung 7.4.13 zeigt das Modell perspektivisch von schräg oben mit Blickrichtung nach Norden.

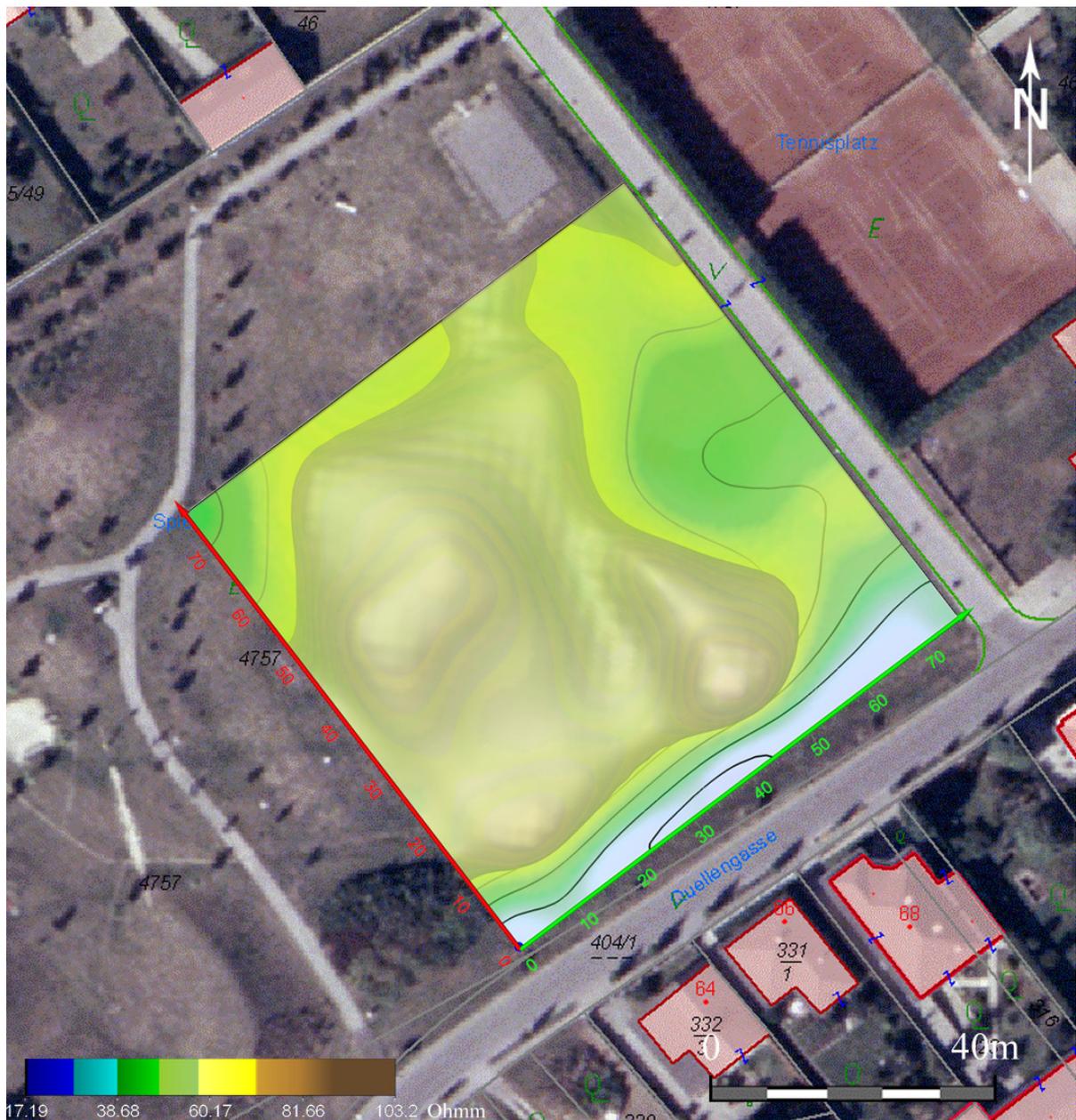


Abbildung 7.4.12: Ansicht von oben auf das Modell lagegetreu auf ein Orthofoto platziert. Die Isooberfläche grenzt einen Wert von 67 Ohmmetern ab. Da der niedrigste Widerstand des Kalkes um die 60 Ohmmeter beträgt, sind auch die gelben Bereiche des Modelles dem Kalk zuordenbar. Das Modell selbst hat einen RMS Fehler von 3,99%. Die Zahlenwerte der Achsen des Modelles haben Meter als Einheit.

3D-Modell

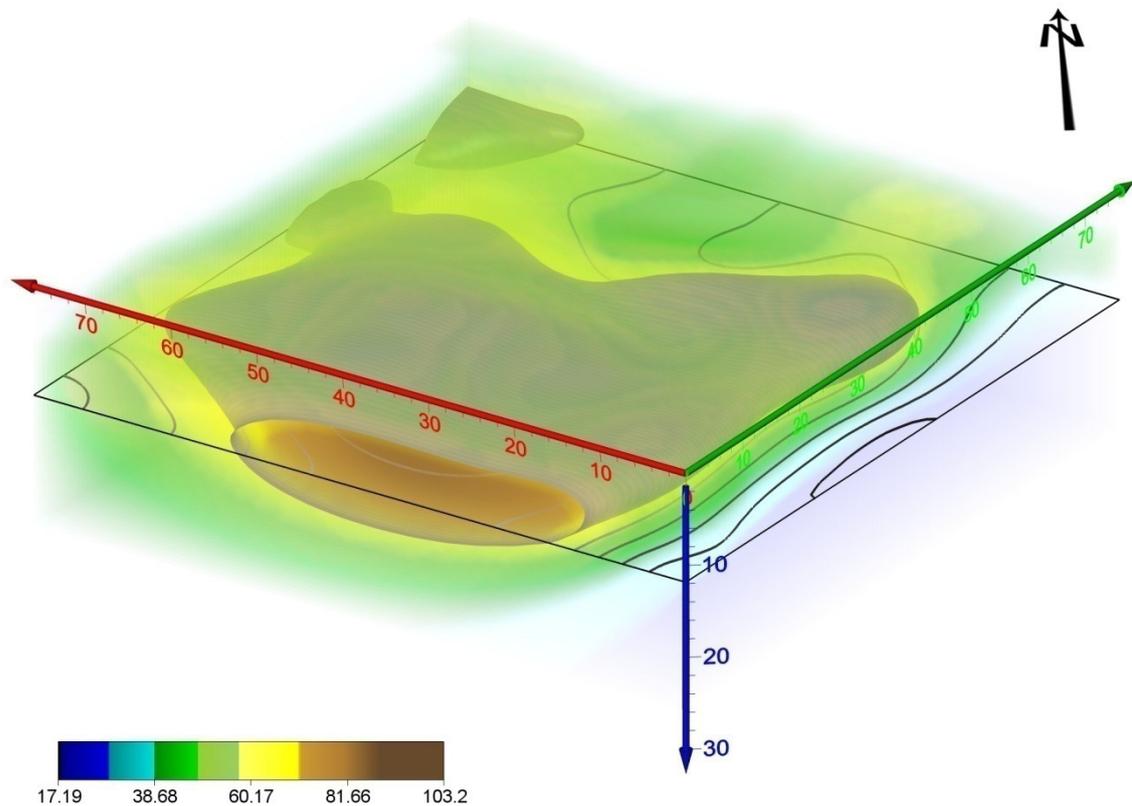


Abbildung 7.4.13: Ansicht des 3D Modelles von schräg oben mit Blickrichtung nach Norden. Die Isooberfläche grenzt einen Wert von 67 Ohmmetern ab. Da der niedrigste Widerstand des Kalkes um die 60 Ohmmeter beträgt, sind auch die gelben Bereiche des Modelles dem Kalk zuzuordnen. Das Modell selbst hat einen RMS Fehler von 3,99%. Die Zahlenwerte der Achsen des Modelles haben Meter als Einheit.

7.4.3 Interpretation

Die Übereinstimmung der Profile R2 und R3 mit dem jeweils passenden Schnitt durch das 3D Modell ist groß. Etwaige Abweichungen zwischen 2D und 3D Modell haben zwei Gründe:

1. Die Farbskalen der Modelle sind nicht exakt die gleichen. Während die der 2D Modelle eine logarithmische ist, ist die des 3D Modelles linear. Der Grund für die unterschiedliche Darstellung der Skalen liegt bei den verschiedenen Programmen, welche für die Darstellung der Modelle verwendet wurden. Allerdings wurde versucht, den Unterschied zu minimieren, indem der braune und der gelbe Bereich der Skala des 3D Modelles vergrößert wurden.

2. Der zweite Grund liegt darin, daß die Pol-Pol-Anordnung eine andere Sensitivität als die Wenner-Anordnung hat, wodurch unterschiedliche Werte für ein und denselben Meßbereich auftreten können.

Der Widerstandswert der Isooberfläche beträgt 67 Ohmmeter. Dieser Wert wurde deshalb gewählt, um die festeren Bereiche des Kalkes aufzuzeigen.

Da der niedrigste Widerstandswert des Kalkes um die 60 Ohmmeter beträgt, sind auch noch die gelben Bereiche des 3D-Modelles zum Kalk zu zählen.

Für den extrem niedrigen und untypischen Widerstand des Kalkes wird folgende Erklärung angeboten:

Der Kalk ist stark verwittert, klüftig/porös und dadurch ein guter Aquifer für das hochmineralisierte Grundwasser mit einem Sulfatgehalt von 853 mg/l SO_4 (wie im Abschnitt *Geologie* dieses Kapitels beschrieben). Dieses Grundwasser, welches durch seine Mineralisierung eine hohe Leitfähigkeit besitzt, setzt den Widerstand des Kalkes auf diese niedrigen Werte herab.

8 Schlußkommentar und Ausblick

Am Anfang dieser Arbeit wurde die Frage gestellt, ob man bestimmten Widerständen bestimmte Lithologien zuordnen kann. Ich bin der Meinung, daß der Versuch, die Widerstände eines Geoelektrikmodelles ohne weitere Informationen über die Geologie des Meßgebietes einzelnen Lithologien zuzuschreiben, höchst unseriös und mit hoher Wahrscheinlichkeit falsch wäre. Man benötigt immer Bohrungen und/oder Aufschlüsse, um Widerstandswerte einer Lithologie zuordnen zu können.

Eine weitere Frage war, inwieweit das geoelektrische Widerstandsmodell mit den reellen geologischen Strukturen des gemessenen Untergrundes übereinstimmt. Eine zusammenfassende Antwort darauf ist: die Geoelektrik liefert eine realitätsnahe Darstellung der geologischen Strukturen durch die Abbildung der Widerstandsverteilung. Allerdings darf man nicht den Fehler begehen, das Inversionsmodell „überzuinterpretieren“, sondern muß gewisse Unschärfen und Auflösungsgrenzen im Auge behalten.

Will man Elektrikprofile interpretieren, halte ich es für unerläßlich, sich mit dem Programm RES2DMOD auseinanderzusetzen. Dieses Programm ermöglicht Einblicke in die Möglichkeiten und Grenzen der Geoelektrik und ist es wert, sich weiter und intensiver damit zu beschäftigen.

Im Laufe dieser Arbeit habe ich viel über Gleichstromgeoelektrik erfahren, betrifft es nun die Theorie, die Messung an sich, die Inversion der Daten oder die Interpretation der invertierten Widerstandsmodelle. Da dieses Wissen nicht vollständig ist, plane ich, diese Thematik weiter zu verfolgen. Auch bei der Interpretation der invertierten Modelle der Feldmessungen sind noch einige Fragen offen. Zum einen wäre es im Kapitel „Profil von St. Margarethen“ interessant, die Lithologie des Pannoniums nordwestlich des Nodbaches detaillierter zu untersuchen. Zum andern wäre eine genauere Absteckung des Kalkes im 3D Modell vom Schützener Spielplatz wissenswert. Diese Aufgabe kann mit Bohrungen bewerkstelligt werden.

9 Danksagung

Mein erster Dank gilt **Univ. Prof. Dr. Hermann Häusler** für die Erteilung dieses spannenden, angewandten Diplomarbeitsthemas und für seine kompetente, nette und dadurch sehr persönliche Betreuung.

Weiters gilt mein Dank

- **Univ. Prof. Dr. Franz Kohlbeck** für seine nicht selbstverständliche Hilfe, die Theorie der Gleichstromgeoelektrik betreffend.
- **Jürgen Heischmann, Alexander Kopecny** und **Mag. Jürgen Scheibz** für die unermüdlichen Einsätze im Felde und so manchen Rat und Hilfe.

Besonders bedanken für moralische Unterstützung möchte ich mich bei

- meinen Kommilitonen **MMag. Norbert Kohlmayer** und **Herbert Pretsch**.

Ein ganz spezieller Dank ergeht an

- meine **Frau Mama** für ihre Unterstützung und ihr Vertrauen.
- **Michi**, meine bessere Hälfte, welche behauptet, einen guten Einfluß auf mich zu haben ;-)

Danke!

10 Literatur

BARKER, R. D. (1991): Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*, Bd. 54, 1031-1037.

BENDER, F. (1985): *Angewandte Geowissenschaften*, Bd. 2, 766 S., (Enke), Stuttgart.

CHAHIDA, M. R. (1970): Das Tertiär im Westteil der Ödenburger Pforte (Burgenland), 122 S.-Wien, Univ., Diss.

DEGROOT, H. C. & CONSTABLE, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, Bd. 55, 1613-1624, Tulsa.

DULLO, W.-Ch. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede.- *Facies*, 8, 1-112, 22 Abb., 2 Tab., Taf. 1-15, Erlangen.

EDWARDS, L. S. (1977): A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, Bd. 42, 1020-1036.

FAUPL, P. (2003): *Historische Geologie – 2. Auflage*, 271 S., (Facultas), Wien.

FRANZ, H. & LOUB, W. (1961): In: H. FRANZ & G. HUSZ (1961): Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C): Die Böden des Hackelsberges.- *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 6, 55-57, Wien.

FUCHS, W. (1965): *Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland)*.- *Jb. Geol. B.-A.*, 108, 155-194, 3 Abb., 2 Taf., Wien.

HARZHAUSER, M. & PILLER, W. E. (2005): Neogen des Wiener Beckens.- 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, Graz 27.8.-2.9.2005, 42 S., 32 Abb., Graz.

HÄUSLER, H. (2007): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu den Blättern 79 NEUSIEDL am SEE, 80 UNGARISCHALTENBURG und 109 PAMHAGEN*.- 88 S., 22 Abb., 6 Tab. (Geologische Bundesanstalt), Wien.

HÄUSLER, H. (2009 – im Druck befindlich): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterung zu dem Blatt 78 Rust.- ca. 181 S., (GBA), Wien.

KAPOUNEK, J. (1939): Geologisches Verhalten der Umgebung von Eisenstadt. – Jb. Geologische Bundesanstalt, Bd. 88, S. 50-97, Wien.

KNÖDEL, K. & KRUMMEL, H. & LANGE, G (1997): „Geophysik“ Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten Band 3, 1063 S., (Springer-Verlag), Berlin.

KÜPPER, H. (Red.) (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg – Deutschkreuz 1:50.000.- 67 S., Tafel I - XII, (Geologische Bundesanstalt), Wien.

KÜPPER, H. (1962): Wiener Sandstein und Flysch. – Verh. geol. B.-A., 246-249, Wien.

LOKE, M. H. (2004): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, aus: www.geoelectrical.com

OBERHAUSER, R. (Hrsg.) (1980): Der geologische Aufbau Österreichs, 699 S., (Springer Verlag), Wien.

PAHR, A. (2000): Die Gesteine der unterostalpinen Grobgneseinheit.- In: H. P. SCHÖNLAUB (Hrsg.): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000.- S. 38-39, Abb. 22, (Geologische Bundesanstalt), Wien.

PASCHER, G. A. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 77 Eisenstadt und 78 Rust.- Jb. Geol. B.-A., 134, 478, Wien.

RÖMER, A. & HÜBL, G. & ARNDT, A. (2002): Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.- Unveröff. Bericht 2001/2002 Projekt ÜLG-35/01, 78 S., (Geologische Bundesanstalt), Wien.

SASAKI, Y. (1992): Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. Geophysical Prospecting, Bd. 40, 453-464.

SCHEIBZ, J. (2006): Geologisch-geophysikalische Untergrunduntersuchungen im Gebiet Schützen am Gebirge (Nordburgenland).- Unveröff. Dipl.-Arb., Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien, 147 S., 65 Abb., 7 Tab., Anhang, (Department für Umweltgeowissenschaften), Wien.

SCHMID, H. (1968): Das Jungtertiär an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Burgenland).- Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, 41, 74 S., 6 Taf., 5 Beilagen, Eisenstadt.

SCHMID, H. (1972): Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung von Schützen am Leithagebirge (Burgenland).- Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, 48 (Naturwissenschaften, Heft 32), 57-67, Eisenstadt.

SCHÖNLAUB, H. P. (Hrsg.) (2000): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000.- 96 S., 10 Tab., 4 Taf., 1 Kt. 1:200.000 (Geologische Bundesanstalt), Wien.

SCHWENGBAUER, H. (1993): Der fossile Menschenaffe von Mannersdorf.- Stadtnachrichten von Mannersdorf am Leithagebirge, 2/1993, 5-6, 1 Abb., Mannersdorf am Leithagebirge.

THENIUS, E. (1974): Geologie von Niederösterreich – 2. Auflage, 280 S., (GBA), Wien.

THEUER, F. & TRUCKSITZ, A. (Red.) (1996): Chronik der Gemeinde Schützen am Gebirge von der Frühzeit bis zur Gegenwart.- 456 S., zahlr. Abb., (Rötzer), Eisenstadt.

TOLLMANN, A. (1955): Das Neogen am Nordostrand der Eisenstädter Bucht.- Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, 10, 74 S., 7 Abb., Geol. Kt. 1:25.000, Eisenstadt.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2 Außeralpiner Anteil, XV + 710 S., 286 Abb., 27 Tab., (Deuticke), Wien.

VENDEL, M. (1973): Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn), 28 S., (Ungar. Geol. Anst.), Budapest

WESSELY, G. (2000): Sedimente des Wiener Beckens und seiner alpinen und subalpinen Unterlagen. Exkursionsführer Sedimente 2000, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten Österreichs, S.191-215, Wien

WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich, 416 S., (Geologische Bundesanstalt), Wien.

ZORN, I. (2000): Das Paläogen und Neogen.- In: H. P. SCHÖNLAUB (Hrsg.): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000.- S. 15-30, Abb. 8-17, Tab. 1, (Geologische Bundesanstalt), Wien.

11 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 4.1.1:	Lage des Wiener Beckens im Ostalpen-Westkarpaten-Abschnitt (WESSELY, 2000)	10
Abbildung 4.1.2:	Oberflächengeologische Übersichtskarte des Miozäns des Wiener Beckens (WESSELY, 2006).....	11
Abbildung 4.2.1:	Stadien der Beckenentwicklung im Bereich des Wiener Beckens (WESSELY, 2000)	13
Abbildung 4.3.1:	8-fach überhöhtes DHM des Eisenstädter Beckens (mit AMAP generiert).....	14
Abbildung 4.3.2:	Der kristalline Kern des Leithagebirges (WESSELY, 2006)	15
Abbildung 4.3.3:	Profil durch das Eisenstädter Becken und die Neusiedlersee-Bucht des Pannonischen Beckens (TOLLMANN,1985).....	15
Abbildung 4.3.4:	Paläogeographische Darstellung des Eisenstädter Beckens (HARZHAUSER & PILLER, 2005).....	18
Abbildung 4.3.5:	Stratigraphie des Eisenstädter Beckens (TOLLMANN, 1985)	20
Abbildung 4.4.1:	Tektonische Skizze des Eisenstädter Beckens (TOLLMANN, 1985)	21
Abbildung 5.1.1:	4-Punkt-Anordnung der Gleichstromgeoelektrik	25
Abbildung 5.2.1:	Gebräuchlichste Elektrodenanordnungen in der Widerstandsgeoelektrik (nach LOKE, 2004)	28
Abbildung 5.2.2:	Array-Vergleich -> Wenner und Schlumberger (nach LOKE, 2004)	29
Abbildung 5.3.1:	Sensitivitätssektion der Wenner-Anordnung (nach LOKE, 2004)	31
Abbildung 5.3.2:	Sensitivitätssektion der Pol-Pol Anordnung (nach LOKE, 2004).....	31
Abbildung 5.3.3:	Sensitivitätssektoren der Schlumberger-Anordnung (nach LOKE, 2004)	32

Abbildung 5.4.1:	Die Sensitivität in Relation zum Verhältnis Tiefe zu Elektrodenabstand (aus LOKE, 2004)	34
Abbildung 5.5.1:	Widerstände verschiedenster Materialien (aus LOKE, 2004)	37
Abbildung 5.5.2:	Ionenverteilung und Konzentrationsverlauf in der elektrischen Doppelschicht nach Gouy und Stern (aus KNÖDEL & KRUMMEL & LANGE, 1997)	39
Abbildung 5.6.1:	Meßprinzip einer Wenner-Sondierungskartierung (nach LOKE, 2004)	40
Abbildung 5.6.2:	Das "roll along" Prinzip (aus LOKE, 2004).....	41
Abbildung 6.1.1:	Widerstandsmodell 1.....	46
Abbildung 6.1.2:	Inversionsergebnisse aus der Schlumberger-Pseudosektion:	47
Abbildung 6.1.3:	Inversionsergebnisse aus der Wenner-Pseudosektion:	48
Abbildung 6.1.4:	Widerstandsmodell 2	50
Abbildung 6.1.5:	Inversionsergebnisse aus der Schlumberger-Pseudosektion:	51
Abbildung 6.1.6:	Inversionsergebnisse aus der Wenner-Pseudosektion:	52
Abbildung 6.2.1:	Lage der Meßlokationen.....	56
Abbildung 7.1.1:	Umgebung St. Margarethen (aus Austrian Map Fly)	57
Abbildung 7.1.2:	Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000	58
Abbildung 7.1.3:	Geologisches Profil GP1 nach der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000	58
Abbildung 7.1.4:	Baugrube am südöstlichen Ortsende von St. Margarethen	59
Abbildung 7.1.5:	Kornsummenkurve RH8-265 (aus HÄUSLER, 2009).....	60
Abbildung 7.1.6:	Kornsummenkurve RH8-325 und RH8-370 (aus HÄUSLER, 2009)	61
Abbildung 7.1.7:	Schema einer Kryoturbation.....	62
Abbildung 7.1.8:	Aufnahme der Baugrube im Südosten von St. Margarethen:	62
Abbildung 7.1.9:	Orthofoto der Lokation des Profiles.....	63

Abbildung 7.1.10:	Geoelektrisches Profil der Messungen von St. Margarethen.....	64
Abbildung 7.1.11:	Interpretiertes Widerstandsmodell	65
Abbildung 7.1.12:	Geologisches Profil GP1 verändert.....	67
Abbildung 7.2.1:	Lokation der Sandgrube/ des Steinbruches an der Verbindungsstraße Oslip-Rust (aus Austrian Map Fly)	68
Abbildung 7.2.2:	Panorama des Steinbruches	69
Abbildung 7.2.3:	Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000	69
Abbildung 7.2.4:	Heller Bereich: Wechsellagerung Sand-Kies.....	70
Abbildung 7.2.5:	Heller Bereich: Leithakalkschutt	71
Abbildung 7.2.6:	Sand (Badenium) mit „deformation bands“	72
Abbildung 7.2.7:	Aufgenommen im nördlichen Teil des Steinbruches: Sand (Badenium) im Liegenden vom Leithakalk (Badenium).....	73
Abbildung 7.2.8:	Aufnahme des südlichen Teiles des Steinbruches.....	74
Abbildung 7.2.9:	Orthofoto der Lokation des Profils.....	75
Abbildung 7.2.10:	Geoelektrisches Profil des Wenner-Arrays.....	76
Abbildung 7.2.11:	Geoelektrisches Profil des Schlumberger-Arrays	77
Abbildung 7.2.12:	Widerstandsmodell des Steinbruches.....	78
Abbildung 7.3.1:	Position des Profils an der Verbindungsstraße Oslip-Rust (aus Austrian Map Fly).....	80
Abbildung 7.3.2:	Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000.	83
Abbildung 7.3.3:	Geologisches Profil nach der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000.....	83
Abbildung 7.3.4:	Orthofoto der Lokation des Profils.....	84
Abbildung 7.3.5:	Prinzip der "Roll Along" Technik	85
Abbildung 7.3.6:	Geoelektrisches Profil der Messungen Güterweg.	85
Abbildung 7.3.7	Interpretation des invertierten Modelles	86
Abbildung 7.4.1:	Position der Profile- Spielplatz Schützen (aus Austrian Map Fly).....	89

Abbildung 7.4.2:	Ausschnitt aus der geologischen Karte "78 Rust" 1:50 000	90
Abbildung 7.4.3:	Geoelektrisches Profil P1 (oben) und seismisches Profil (unten) (aus SCHEIBZ, 2006)	90
Abbildung 7.4.4:	Profil der Bohrung W315 (GBA)	92
Abbildung 7.4.5:	Orthofoto mit Lage der Messungen und Position der Bohrung W315.....	93
Abbildung 7.4.6:	Mögliche Auslage der Kabel mit den Positionen der Elektroden eines Pol-Pol (2D) Arrays ohne die beiden "Außenelektroden" A und M.	94
Abbildung 7.4.7:	Orthofoto mit Auslage einer Pol-Pol (2D)-Anordnung mit den in einiger Entfernung gesetzten "Außenelektroden" B und N.....	95
Abbildung 7.4.8:	Orthofoto mit neun Pol-Pol (2D) Auslagen mit einer 50 prozentigen Überlappung.....	96
Abbildung 7.4.9:	Widerstandsverteilung des invertierten Modelles R1.....	97
Abbildung 7.4.10:	Widerstandsmodell R2 und Schnitt durch das 3D Modell der Pol-Pol (2D) Auslage	97
Abbildung 7.4.11:	Widerstandsmodell R3 und Schnitt durch das 3D Modell der Pol-Pol (2D) Auslage	98
Abbildung 7.4.12:	Ansicht von oben auf das 3D Modell.	99
Abbildung 7.4.13:	Ansicht des 3D Modelles von schräg oben mit Blickrichtung nach Norden.....	100

Sämtliche Orthofotos stammen von www.e-government.bglid.gv.at.

Abbildungen zur Titelgestaltung einzelner Kapitel

Kap.4:	Ausschnitt der Landsat-Aufnahme Path 18/Row (www.landsat.org).....	9
Kap. 5:	Foto von www.geolog2000.de	23

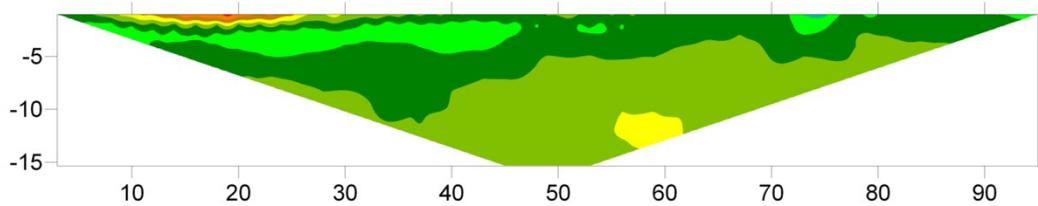
Kap. 6:	Zusammengestellte Screenshots von RES2DMOD	43
Kap 7:	Zusammengestellte Aufnahmen, fotografiert im Zuge der Messungen	54

Ich habe mich bemüht, sämtliche Inhaber der Bildrechte ausfindig zu machen und ihre Zustimmung zur Verwendung der Bilder in dieser Arbeit eingeholt. Sollte dennoch eine Urheberrechtsverletzung bekannt werden, ersuche ich um Meldung bei mir.

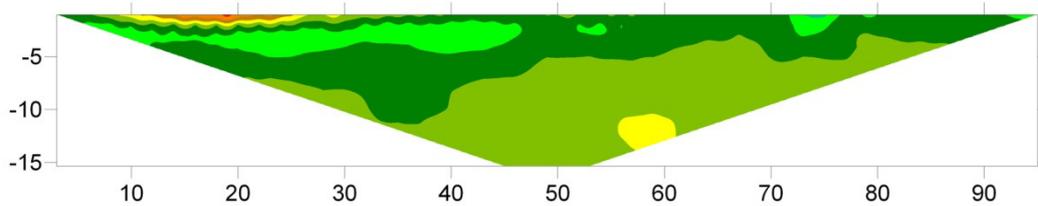
12 Anhang

12.1 Pseudosektionen und invertierte Modelle der Messungen R1, R2 und R3

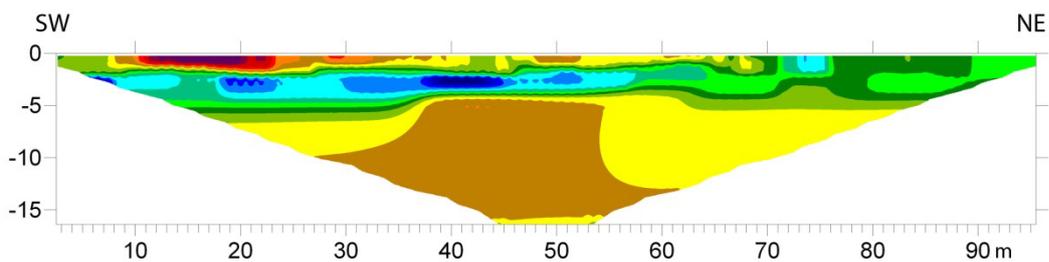
Wenner-Messung R1



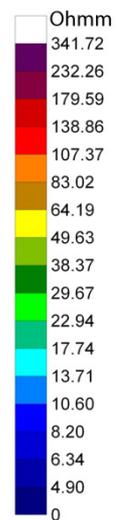
1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstand



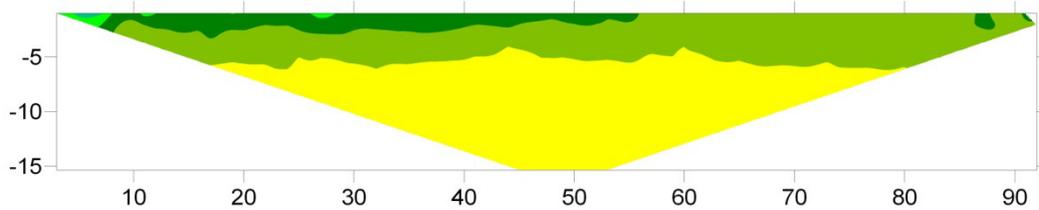
2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstand



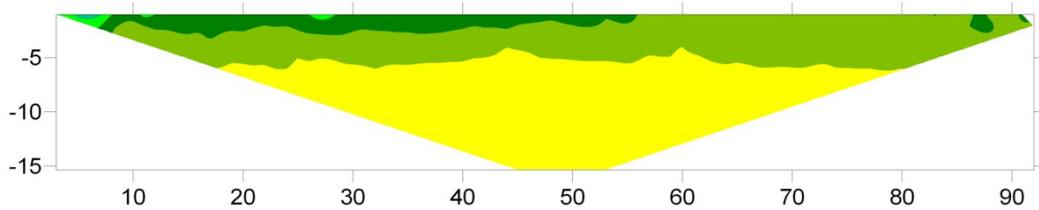
3.) Widerstandsverteilung des invertieren Modelles mit einem RMS Fehler von 0,88%



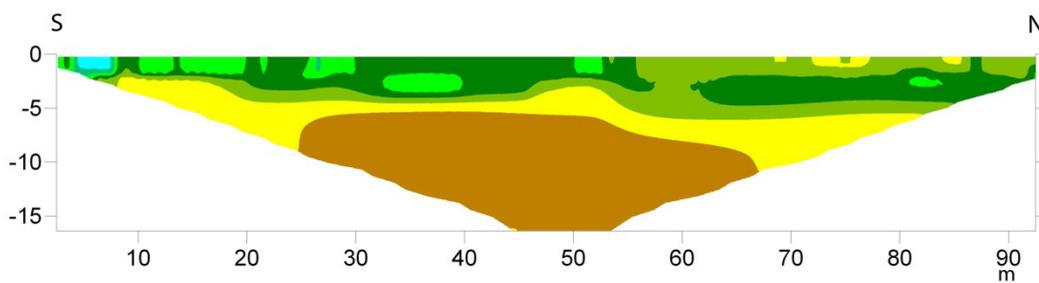
Wenner-Messung R2



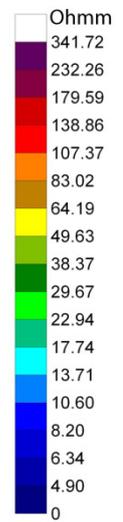
1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstand



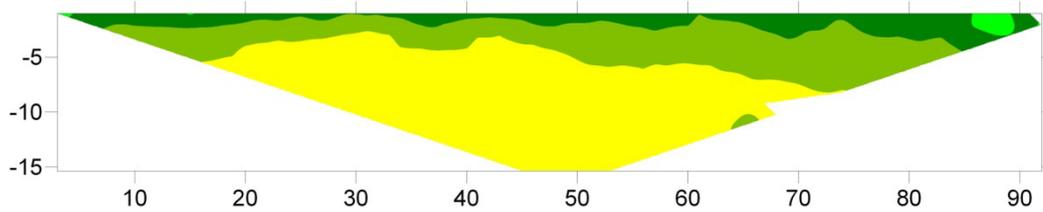
2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstand



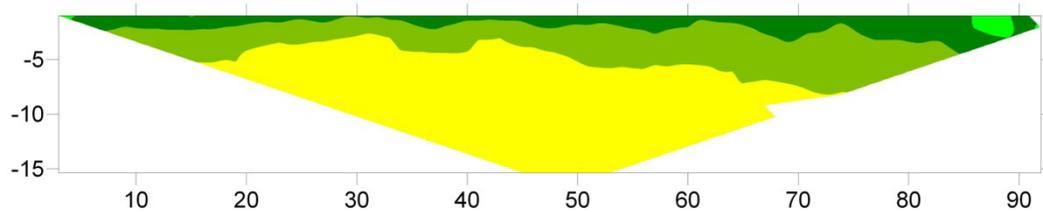
3.) Widerstandsverteilung des invertieren Modelles mit einem RMS Fehler von 0,6%



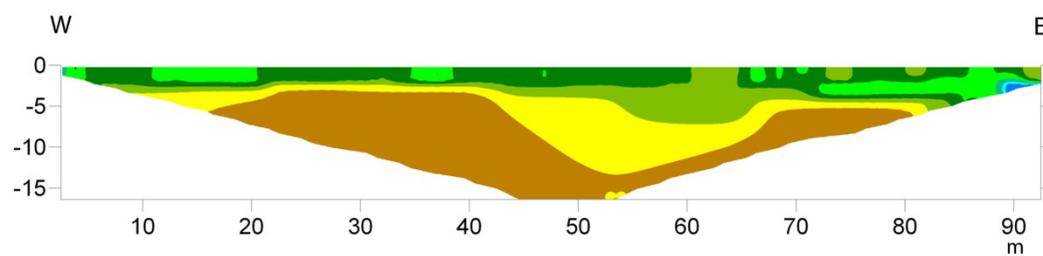
Wenner-Messung R3



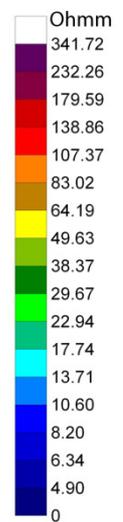
1.) Pseudosektion des gemessenen scheinbaren Widerstand



2.) Pseudosektion des errechneten scheinbaren Widerstand



3.) Widerstandsverteilung des invertieren Modelles mit einem RMS Fehler von 0,9%

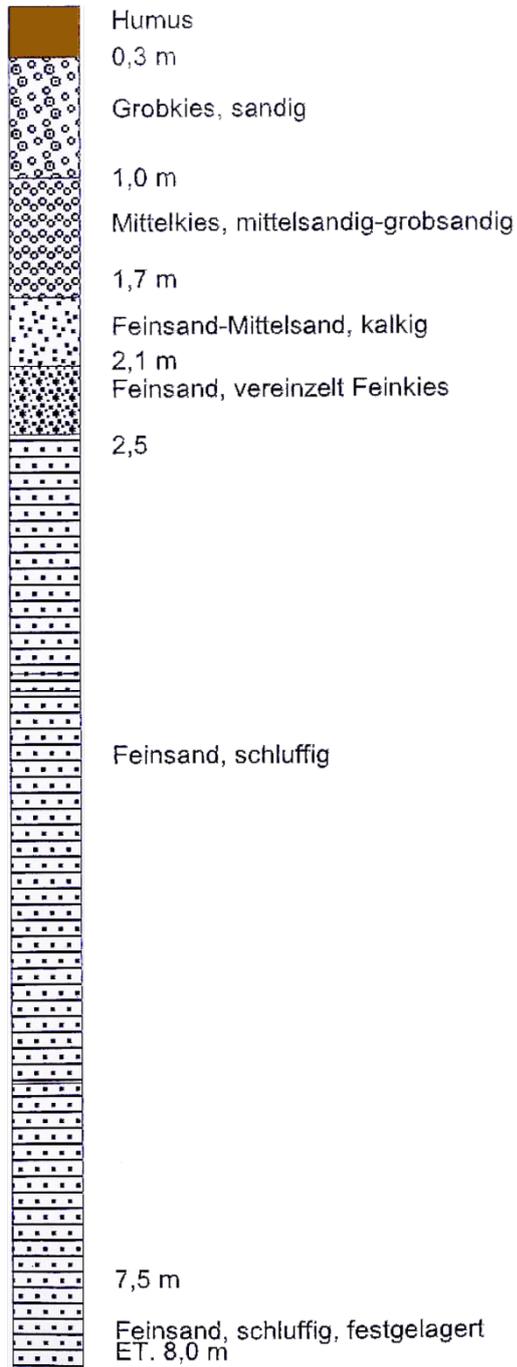


12.2 Bohrprofile (GBA)

H78/632

151.00

Bohrung 3 St. Margarethen

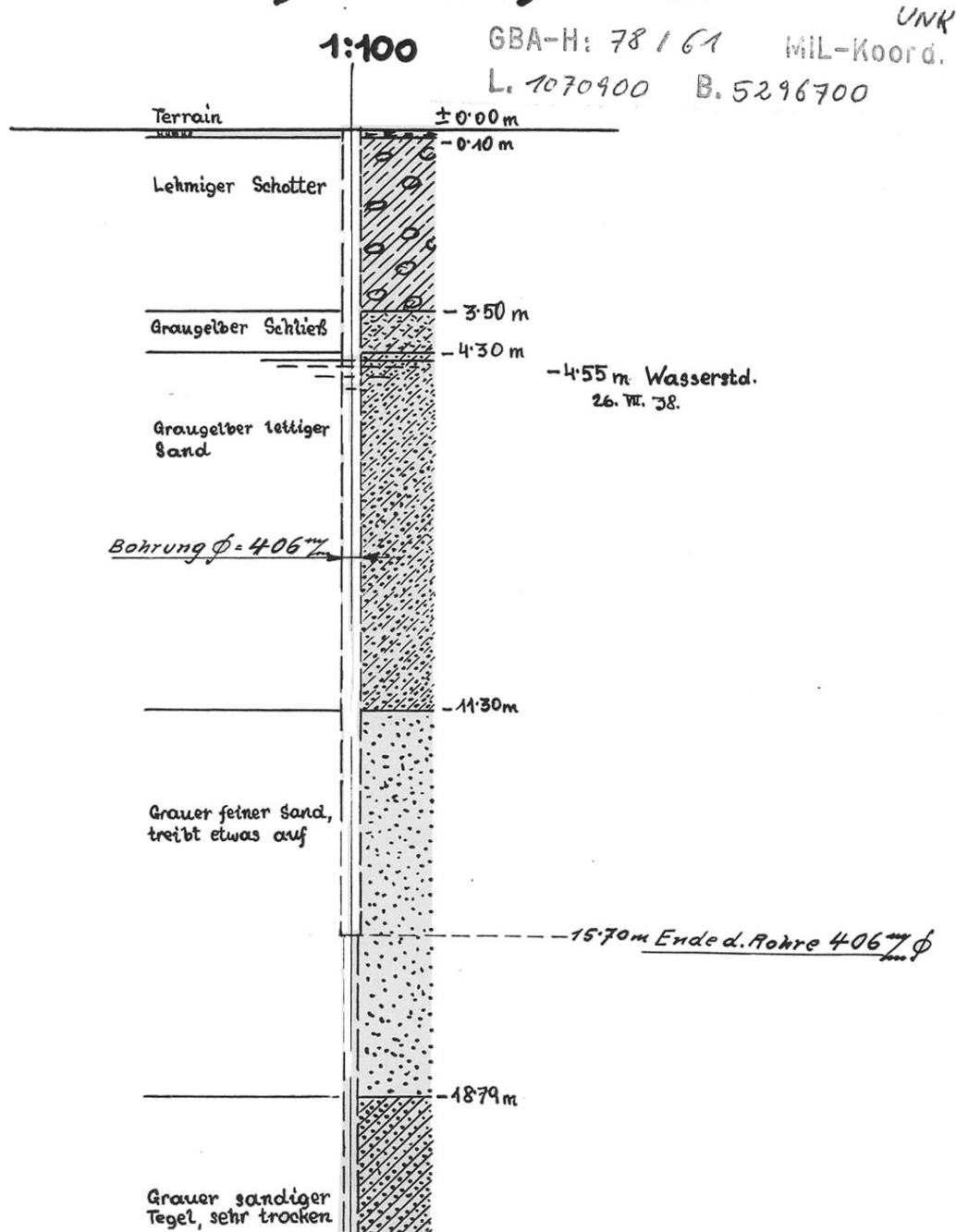


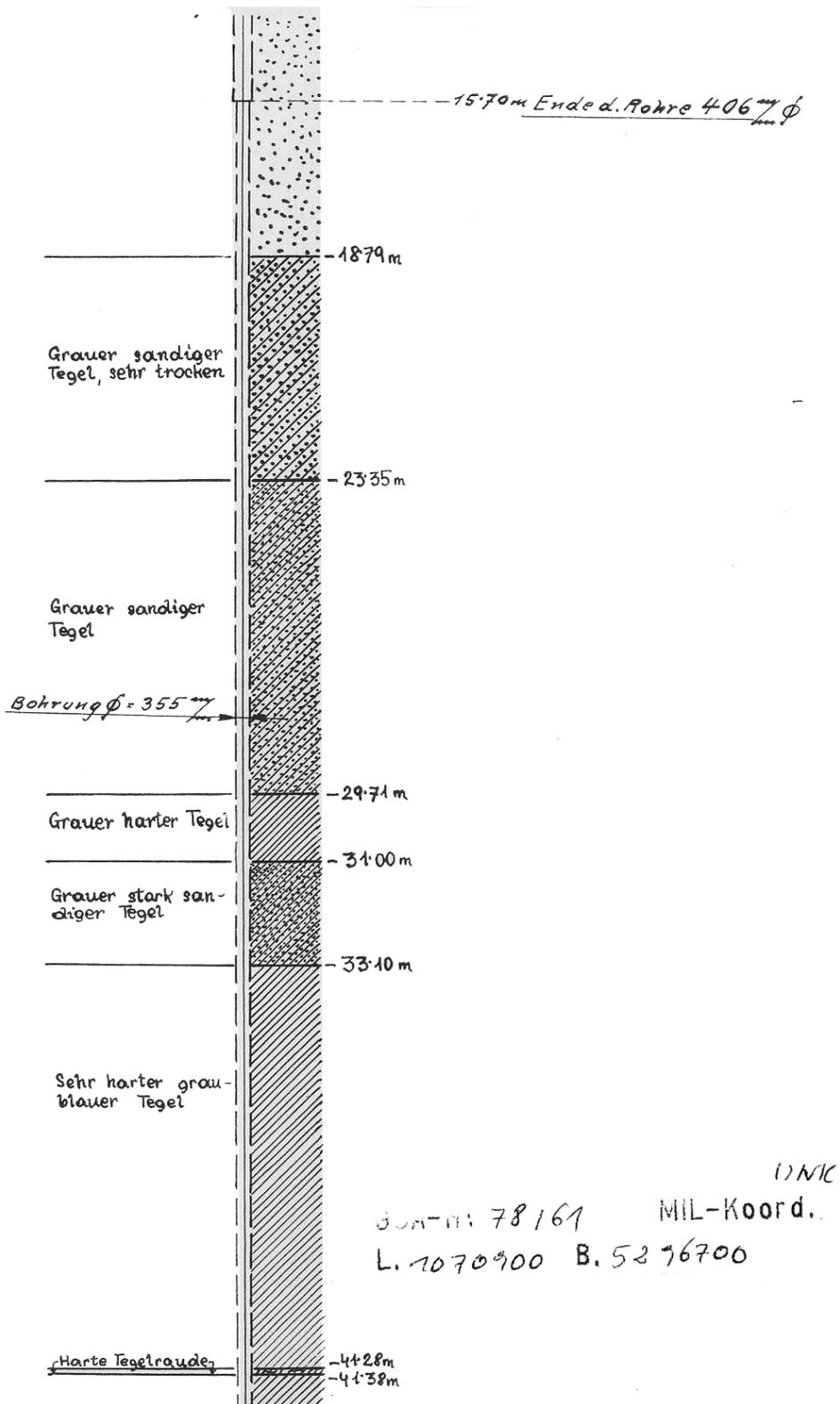
Latzel u. Kutscha
18.

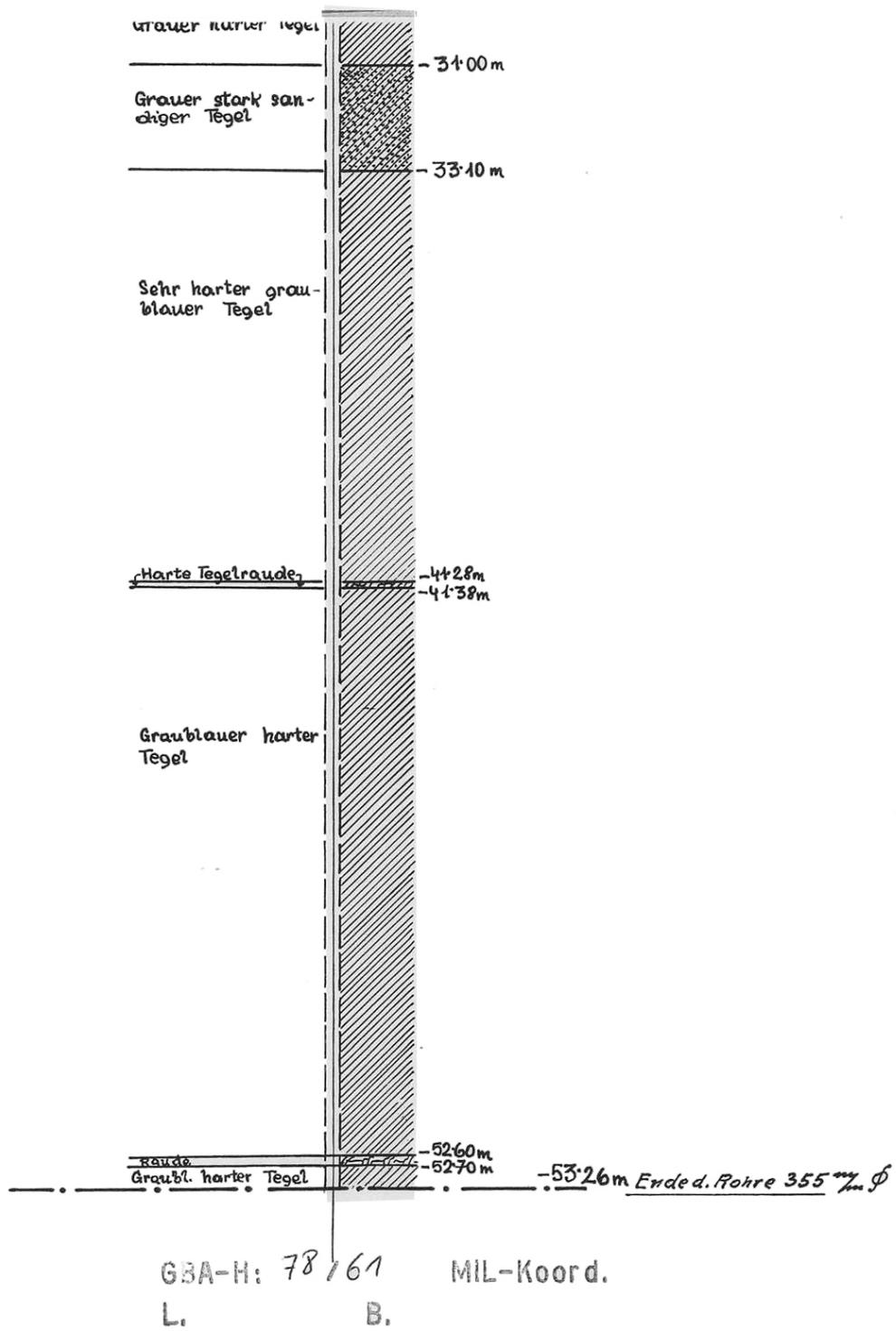
Führer des R.A.D.
Gruppe 35.

Sondierungsbohrung

Arbeitsdienstlager St. Margarethen.





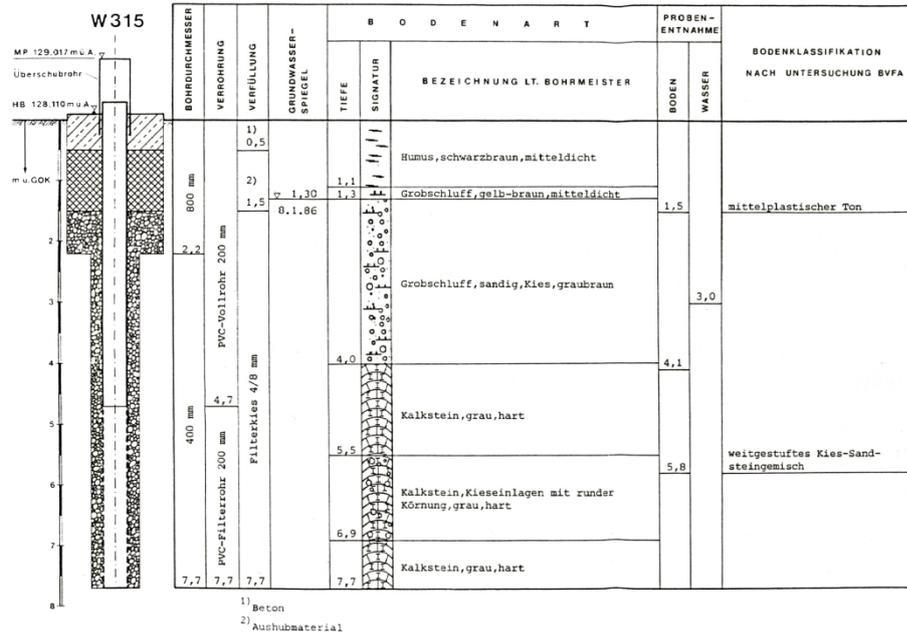


Wien, im Sept. 1938.

$\frac{2}{7}$

Z. No 7048.

Geohydrologie Wulkatal
Raum Schützen am Geb.



**BOHRUNG W315
SCHÜTZEN, BL 20**

Meßpunkthöhe 129.02 m ü. A.
Bohrart: Schlagbohrung
Bohrzeit: 8. - 10.1.1986

Untersuchungsergebnisse Tabelle
Boden 2
Wasser 6
Pumpversuche -

Höhenmaßstab 1:50

12.3 Verwendete Software

Steuerung der Messung:

GeoTom v7.17 (Quelle: www.geolog2000.de)

Bearbeitung und Inversion der Messdaten:

GeoTom v7.17 (Quelle: www.geolog2000.de)

RES2DINF v3.57.25 (Quelle: www.goelectrical.com)

RES2DMOD v3.01.48 (Quelle: www.goelectrical.com)

RE3DINF v2.16.66 (Quelle: www.goelectrical.com)

Excel 2007 (www.microsoft.com)

Notepad (Quelle: www.microsoft.com)

Grafische Darstellung der invertierten Modelle:

Surfer v8.08.2167 (Quelle: www.goldensoftware.com)

Voxler v1.1.1716 (Quelle: www.goldensoftware.com)

Photoshop CS3 (Quelle: www.adobe.com)

Erstellung der Arbeit und Bearbeitung/Erstellung der Abbildungen:

AMap Fly 4.0 (Quelle: www.bev.gv.at)

Word 2007 (Quelle: www.microsoft.com)

Excel 2007 (Quelle: www.microsoft.com)

Photoshop CS3 (Quelle: www.adobe.com)

12.4 Standardparameter von RES2DINV

```
Inversion settings
Initial damping factor (0.01 to 1.00)
0.1600
Minimum damping factor (0.001 to 0.75)
0.0150
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)
2
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (0.1 to 20)
5.0000
Minimum change in RMS error for line search in percent (0.5 to 100)
0.4000
Number of iterations (1 to 30)
5
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)
1.0000
Model for increase in thickness of layers(0=default 10, 1=default 25,
2=user defined)
2
Number of nodes between adjacent electrodes (2 or 4)
2
Flatness filter type, Include smoothing of model resistivity (0=model
changes only,1=directly on model)
0
Reduce number of topographical datum points? (0=No,1=Yes. Recommend leave
at 0)
0
Carry out topography modeling? (0=No,1=Yes)
1
Type of topography trend removal (0=Average,1=Least-squares,2=End to end)
1
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton,
2=Mixed)
1
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)
1.0500
Type of topographical modeling (0=None, 1=No longer supported so do not
use, 2=uniform distorted FEM, 3=underwater, 4=damped FEM, 5=FEM with
inverse Swartz-Christoffel)
0
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)
0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1))
0.0500
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)
0
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)
0.0050
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)
1
Use extended model? (0=No, 1=Yes)
0
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)
0
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)
0
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)
0
Time-lapse inversion constrain (0=None,1=Least-squares,2=Smooth,3=Robust)
0
Type of time-lapse inversion method (0=Simultaneous,1=Sequential)
```

1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)
0.5000
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)
1.1000
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)
0
WIDTH OF BLOCKS (1=NORMAL WIDTH, 2=DOUBLE, 3=TRIPLE, 4=QUADRUPLE,
5=QUINTIPLE)
1
MAKE SURE BLOCKS HAVE THE SAME WIDTH (YES=1,NO=0)
1
RMS CONVERGENCE LIMIT (IN PERCENT)
1.000
USE LOGARITHM OF APPARENT RESISTIVITY (0=USE LOG OF APPARENT RESISTIVITY,
1=USE RESISTANCE VALUES, 2=USE APPARENT RESISTIVITY)
0
TYPE OF IP INVERSION METHOD (0=CONCURRENT,1=SEQUENTIAL)
0
PROCEED AUTOMATICALLY FOR SEQUENTIAL METHOD (1=YES,0=NO)
0
IP DAMPING FACTOR (0.01 to 1.0)
0.100
USE AUTOMATIC IP DAMPING FACTOR (YES=1,NO=0)
0
CUTOFF FACTOR FOR BOREHOLE DATA (0.0005 to 0.02)
0.00300
TYPE OF CROSS-BOREHOLE MODEL (0=normal,1=halfsize)
0
LIMIT RESISTIVITY VALUES(0=No,1=Yes)
0
Upper limit factor (10-50)
50.000
Lower limit factor (0.02 to 0.1)
0.020
Type of reference resistivity (0=average,1=first iteration)
0
Model refinement (1.0=Normal,0.5=Half-width cells)
1.00
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)
0
Type of optimisation method (0=Gauss-Newton,2=Incomplete GN)
0
Convergence limit for Incomplete Gauss-Newton method (0.005 to 0.05)
0.010
Use data compression with Incomplete Gauss-Newton (0=No,1=Yes)
0
Use reference model in inversion (0=No,1=Yes)
0
Damping factor for reference model (0.0 to 0.3)
0.01000
Use fast method to calculate Jacobian matrix. (0=No,1=Yes)
1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)
0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)
2.50000
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)
0
Factor to increase model depth range (1.0 to 5.0)
1.000
Reduce model variations near borehole (0=No, 1=Yes)
0

Factor to control the degree variations near the boreholes are reduced (2 to 100)
5.0
Factor to control variation of borehole damping factor with distance (0.5 to 5.0)
1.0
Floating electrodes survey inversion method (0=use fixed water layer, 1=Incorporate water layer into the model)
0
Resistivity variation within water layer (0=allow resistivity to vary freely,1=minimise variation)
1
Use sparse inversion method for very long survey lines (0=No, 1=Yes)
0
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)
0
Automatically switch electrodes for negative geometric factor (0=No, 1=Yes)
1
Force resistance value to be consistent with the geometric factor (0=No, 1=Yes)
0
Shift the electrodes to round up positions of electrodes (0=No, 1=Yes)
0
Use difference of measurements in time-lapse inversion (0=No,1=Yes)
1
Use active constraint balancing (0=No,1=Yes)
0
Type of active constraints (0=Normal,1=Reverse)
0
Lower damping factor limit for active constraints
0.4000
Upper damping factor limit for active constraints
2.5000
Water resistivity variation damping factor
4.0000

Lebenslauf

1978-1983	VS Gnigl (inkl. 1 Jahr Vorschule)
1983-1992	Bundesrealgymnasium Nonntal (Schulversuch Informatik)
1993-2003	Studium Geologie an der Universität Salzburg
2003-2009	Studium Geologie an der Universität Wien