



GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT



**Projekte ÜLG-20/06c & 07a, ÜLG-28/07c & 08a
ÜLG-35/07c**

**AEROGEOPHYSIKALISCHE
VERMESSUNG**

im Bereich Eferdinger Becken / OÖ

Von

K. Motschka, G. Bieber, P. Slapansky, A. Ahl, R. Supper, A. Römer

125 S., 67 Abb., 10 Tab.

Wien, April 2009

PROJEKTLEITUNG:

MAG. K. MOTSCHKA, MAG. R. SUPPER, DR. A. SCHEDL, MAG. G. BIEBER

MITARBEITER:

DR. A. AHL	GEOFYSIK
M. HEIDOVITSCH	TECHNIKER
MAG. B. JOCHUM	GEOFYSIK
DR. M. LINNER	GEOLOGIE
DR. J. REITNER	GEOLOGIE
Dr. Ch. RUPP	GEOLOGIE
MAG. A. RÖMER	GEOFYSIK
DR. P. SLAPANSKY	GEOLOGIE
DR. E. WINKLER	GEOFYSIK

Allen Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!

Die Projektdurchführung erfolgte im Rahmen des Lagerstättengesetzes im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und des Bundesministeriums für Wirtschaft und Arbeit.

	ÜLG-20	ÜLG-28	ÜLG-35
2006A	DRAUTAL/GAILTAL 2	DRAUTAL/GAILTAL 2	DRAUTAL/GAILTAL 2
2006B	ULLRICHSBERG	ARZBERG 2	JAHRESBERICHT
2006C	EFERDING		
2007A	EFERDING	ULRICHSBERG	JAHRESBERICHT
2007B	EISENBERG	DRAUTAL/GAILTAL 2	EISENBERG
2007C		EFERDING	EFERDING
2007D		AEROMAGNETIK OÖ	
2008A	EISENBERG	EFERDING	EFERDING
2008B	RAINBACH	EISENBERG	EISENBERG
2008C			JAHRESBERICHT

Rot: vorliegender Bericht
 Grau: erledigter Bericht
 Weiß: ausständiger Bericht

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts.....	3
2 Verwendete Messmethoden und allgemeine Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen.....	4
3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung	6
3.1 Messausrüstung	6
3.2 Fluglinien	8
3.3 Durchführung der Messungen	9
3.4 Personal	10
4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung	11
4.1 Aufgabe der ADV.....	11
4.2 Datenkontrolle	11
4.3 Flugwegdaten	12
4.4 Elektromagnetische Widerstandskartierung	12
4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT).....	13
4.6 Radiometrische Kartierung	14
4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung.....	14
4.6.2 Korrekturen der Messdaten	15
4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten.....	19
5 Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings.....	21
5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen	21
5.2 Problem der exakten Höhenbestimmung.....	24
6 Geologie des Messgebiets und erste Ergebnisdiskussion.....	26
6.1 GIS-Grundlagen.....	26
6.2 Geologische Übersicht.....	27
6.2.1 Tektonische Übersicht	27
6.2.2 Geologisch – lithologische Übersicht.....	29
7 Magnetik	48
7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität.....	48
7.2 Interpretation	50
8 Elektromagnetik	60
8.1 Methodik	60
8.1.1 Homogenes Halbraummodell (HHM).....	63
8.1.2 Zweischichtmodell	64
8.1.3 Ergebnisse.....	65
8.2 Interpretation AEM - HHM und Zweischichtmodell	76
8.3 Interpretation Geoelektrik versus AEM - HHM und Zweischichtmodell.....	79

9	Gammapektroskopie	93
9.1	Methode und Darstellung der Messwerte	93
9.2	Interpretation und Vergleich der Ergebnisse.....	99
10	Literatur	111
ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter		116

Zusammenfassung

Das Messgebiet erstreckt sich über zwei geologische Großeinheiten vom Südrand der Böhmisches Masse im Norden über die flächig weitverbreiteten, holozänen Ablagerungen der Donau, bis in den Bereich der Molasse im Süden. Ausgedehnte Bereiche werden von Schotterfluren, z.T. mit Löss/Lösslehmauflage (quartäre Terrassen) bedeckt.

Zwei Störungssysteme, eines in NW-SE-Richtung verlaufend, herzynisch genannt (Donau- Störungszone, Pfahl-Störungszone) und eines senkrecht dazu in NE-SW-Richtung, erzgebirgisch oder variszisch genannt (Rodel-Störungszone), tragen entscheidend zur geologischen Gliederung des Moldanubikums auf oberösterreichischem Gebiet bei. Im Bereich von Linz kommt noch das N-S gerichtete Störungssystem des Haselgrabens hinzu.

In diesem Bericht wurden die Daten von Magnetik, Elektromagnetik und Radiometrie (Gammastrahlungsspektrometrie) ausgewertet. Im Detailgebiet des Eferdinger Beckens sind zusätzlich zu den aerogeophysikalischen Messungen ergänzende, bodengeophysikalische (Geoelektrik) Untersuchungen in die Auswertung eingeflossen.

In der Magnetik wurden die großen Störungszonen, die den Bau des Kristallins wesentlich prägen, im magnetischen Muster deutlich nachvollzogen. Es handelt sich um ein konjugiertes System von Störungszonen, bei denen es sich um duktil bis spröde deformierte Scherzonen handelt. Im Detail konnten neue Erkenntnisse, zum Beispiel die fast kreisrunde Struktur eines magnetischen Maximums N Eferding bei Brandstatt, die dem dort anstehenden, Magnetit- haltigen Weinsberger Granit zugeordnet wird, gewonnen werden.

In der Elektromagnetik erfolgte die Auswertung einerseits mit dem homogenen Halbraummodell (HHR). Dieses Modell liefert eine „geophysikalische Übersichtskartierung“ des spezifischen, elektrischen Widerstandes zur Verfolgung markanter Widerstandsstrukturen für eine geologische/lithologische Erst- und Übersichtsinterpretation.

Für spezielle geologische Fragestellungen, um die Widerstandsverteilung in ein räumliches, geologisches Modell überzuführen, wurde andererseits das Auswertemodell der Zwei-Schicht-Inversion verwendet. Angepasst an die jeweilige Fragestellung und an die unterschiedliche geologische Situation wurden drei unterschiedliche Modelle mit spezifischen Randbedingungen in der Auswertung eingesetzt. Damit gelang es einerseits detaillierte Aussagen hinsichtlich der lateralen und vertikalen Verbreitung quartärer Sedimente im Eferdinger Becken, andererseits die unterschiedliche Verwitterungscharakteristik im Kristallin der Hochzone der Lichtenbergscholle zu der umgebenden Mühlzone zu charakterisieren.

Mit dem Einsatz der gammaspektroskopischen Auswertung (Radiometrie) wurden detaillierte, gesteinspezifische Parameter erhoben, die als wesentliche Zusatzinformation in die geologische Interpretation eingeflossen sind.

1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschraubergeophysikalischen Vermessung im Bereich Eferdinger Becken (ÖK-Blatt 31, 32, 49 und 50) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur

- Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung
sowie zur
- Erkundung und Kartierung von Rohstoffen

erstellt werden.

Die Messflüge im genannten Messgebiet - die Lage des Messgebiets kann der Abb. 1.1 entnommen werden - fanden in den Jahren 2006 und 2007 statt. Dabei wurde ein temporärer Hubschrauberlandeplatz bei Kirchberg ob der Donau eingerichtet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Winter 2007 begonnen. Die Fertigstellung letzterer wurde im Winter 2008 abgeschlossen.

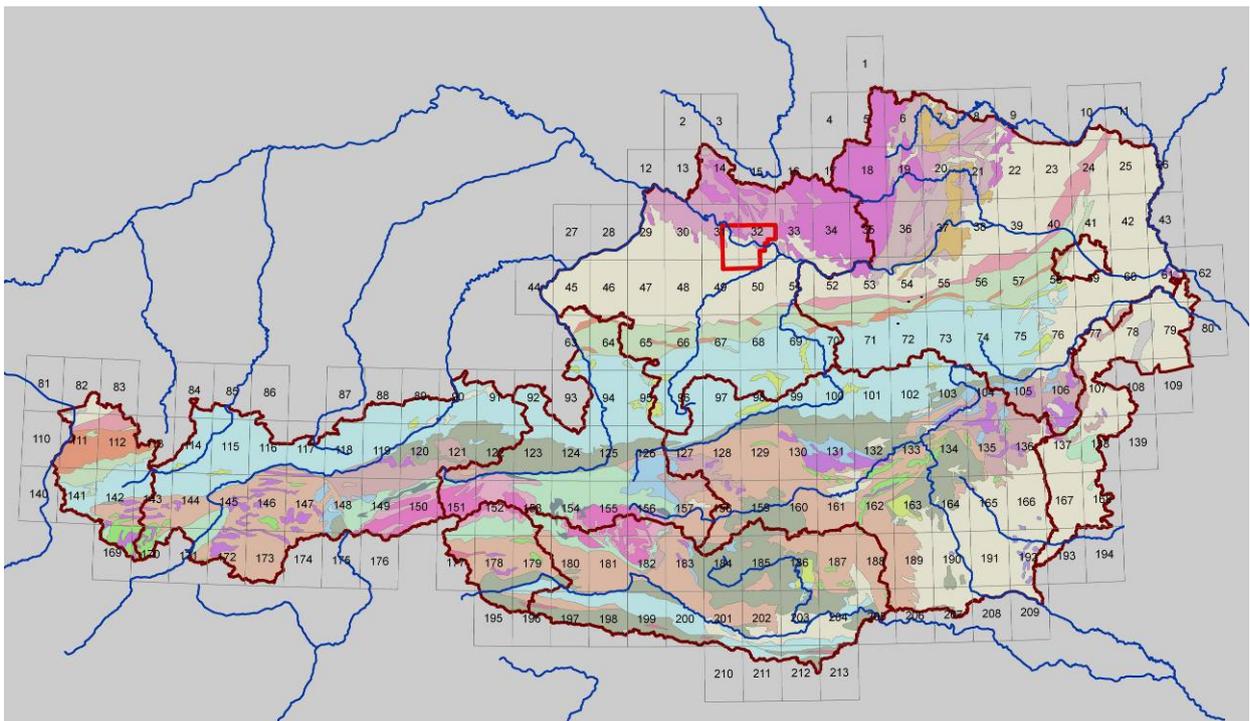


Abb. 1.1: Lage des Messgebiets.

2 **Verwendete Messmethoden und allgemeine Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen**

Die verschiedenen Gesteinsserien können sich in unterschiedlichster Weise in den geophysikalischen Messergebnissen widerspiegeln. Dabei ist zu bedenken, dass ein entsprechendes Resultat von folgenden Parametern abhängig ist:

- physikalische Eigenschaften der gesteinsbildenden Mineralien, der Poren- bzw. Kluftraum der Gesteinsserien sowie deren Füllungen
- Auflösungsvermögen der verwendeten Messverfahren.

Zu den wichtigsten für aerogeophysikalische Messungen relevanten physikalischen Eigenschaften von Mineralien bzw. Gesteinen zählt unter anderem die elektrische Leitfähigkeit, die magnetische Suszeptibilität (Gehalt an magnetischen Mineralien) und die natürliche Radioaktivität (Funktion des Gehalts an radioaktiven Mineralien). Weist nun eine Gesteinsserie einen signifikanten Unterschied bezüglich der eben erwähnten physikalischen Eigenschaften gegenüber den sie umgebenden Gesteinen auf, so können entsprechende Messmethoden zu deren Ortung herangezogen werden.

Des Weiteren ist das Auflösungsvermögen des verwendeten Messverfahrens entscheidend. Eine zu untersuchende Gesteinsabfolge muss eine Mindestgröße bzw. Position aufweisen, die ein noch nutzbares Messsignal erzeugt. Dabei muss berücksichtigt werden, dass der Messpunktraster (Profilabstand, Messpunktabstand, Flughöhe etc.) einen sehr wesentlichen Einfluss auf das Ergebnis hat. Aus wirtschaftlichen Überlegungen kann der Profil- und Messpunktabstand nicht beliebig verkleinert werden. Daher ist es durchaus möglich, dass bei einer bestimmten Messrasterdimension eine Gesteinsserie nicht festgestellt werden kann, weil sie entweder zu klein ist oder zu tief liegt bzw. der physikalische Kontrast zu gering ist.

Die Aerogeophysik liefert außerdem keine „punktgenauen“ Ergebnisse wie dies z.B. bei Bohrungen der Fall ist. Zum Beispiel beträgt der Radius des kreisförmigen Messbereichs der Elektromagnetik zwischen 65 und 190 Metern bei einer Flughöhe von 50 Metern (KOVACS, HOLLADAY & BERGERON, 1995). Der gemessene Wert stellt daher ein integratives Mittel über diese Fläche dar. Aus allen diesen Gründen empfiehlt es sich, bei einem Profilabstand von 200 Metern, auf ein 200 x 200 Meter großes Grid zu interpolieren.

Trotz aller oben angeführten Einschränkungen, sind aerogeophysikalische Messverfahren bei vielen Untersuchungen gut geeignet, entsprechende geowissenschaftliche Grundlagen zu erstellen. Sie können jedoch weder Bohrungen noch Bodengeophysik noch eine geologische Aufnahme ersetzen.

Elektromagnetik: Bei der elektromagnetischen Messmethode werden auf induktivem Weg Wirbelstromsysteme im vermessenen Untergrund erzeugt. Diese sind eine Funktion der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit. Man kann daher umgekehrt aus den, den Wirbelströmen entsprechenden, magnetischen Sekundärfeldern und über bestimmte Modellannahmen auf die elektrischen Verhältnisse im Messgebiet schließen.

Gammastrahlenspektrometrie: Natürliche radioaktive Isotope, die in höheren geochemischen Gehalten auftreten, sind für die Elemente Kalium, Uran und Thorium bekannt. Mit entsprechenden Methoden kann auf die Verteilung dieser drei Elemente im Untersuchungsgebiet geschlossen werden.

Magnetik: Dem globalen Erdfeld sind lokale Anomalien überlagert, die die Information über den geologischen Aufbau des Messgebiets beinhalten, wobei sich die Magnetisierbarkeitskontraste der unterschiedlichen Gesteine bzw. Minerale bemerkbar machen. Die magnetische Suszeptibilität [] (κ) eines Gesteinskörpers stellt dabei das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Magnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden.

3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung

3.1 Messausrüstung

Die aerogeophysikalischen Messungen im Eferdinger Becken wurden mit einem Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres vom Typ AB 212 durchgeführt.

Die Messausrüstung hat folgende Komponenten:

- Elektromagnetisches Mehrfachspulensystem: Das System induziert elektrische Ströme in den Untergrund, deren Magnetfeld (= sekundäres Feld) gemessen wird. Die vier Sender arbeiten mit vier unterschiedlichen Frequenzen (360 Hz vertikal koplanar, 3160 Hz horizontal koaxial, 7260 Hz vertikal koplanar, 27800 Hz horizontal koaxial). Das sekundäre Magnetfeld wird mit vier Empfangsspulen aufgenommen, die die gleiche Lage wie die Sendespulen haben ("maximale Kopplung") und rund 4.5 m von diesen entfernt sind. Sender und Empfänger sind in einer etwa 5.4 m langen Flugsonde ("bird") untergebracht, die an einem 30 m langen Kabel unter dem Hubschrauber hängt. Die aufgenommenen Signale werden in zwei zeitliche Komponenten ("inphase" und "quadrature") relativ zur Phase des Sendesignales aufgespalten. Die Messrate beträgt 10 Messdaten pro Sekunde, es fallen also insgesamt 80 Messdaten pro Sekunde für das Elektromagnetiksystem an.
- Gammastrahlenspektrometer (PICO ENVIROTEC GRS410) mit zwei nach unten gerichteten Natrium-Jodid Kristallpaketen mit einem Gesamtvolumen von 29,4 l und einem nach oben gerichteten Kristall (Volumen 4,2 l). Dieses Gerät misst die Intensität der Gammastrahlung in jeweils 256 Energiekanälen für die nach unten und oben gerichteten Kristalle.
- Absorptionszellen-Magnetometer vom Typ SCINTREX CS-2. Es misst die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes mit einer relativen Empfindlichkeit von 0.003 nT. Die Messrate beträgt 10 Messwerte pro Sekunde. Der Sensor ist in der elektromagnetischen Messsonde eingebaut.
- Infrarot und Bodenfeuchte: Die Bestimmung der Bodenfeuchte in Prozent-Wassergehalt des Erdbodens wird mit einer passiven L-Band-Antenne durchgeführt. Diese misst die vom Untergrund bei 1.4 GHz reflektierte Strahlung. Die Intensität dieser Strahlung ist stark vom Bodenwassergehalt abhängig. Um den Wassergehalt berechnen zu können, muss man außerdem die Oberflächentemperatur des Erdbodens kennen. Diese wird mit einem Infrarotsensor im Frequenzbereich 8-14 μm bestimmt.
- Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220 und ein Laserhöhenmesser RIEGL LD90-3800VHS-FLP. Letzterer

misst sowohl die erste als auch letzte Reflexion und die Genauigkeit der Flughöhenmessung kann dadurch erheblich verbessert werden.

- Der Flugweg wird auf einer Breite von $\pm 100\text{m}$ durch eine Videokamera aufgezeichnet.
- Zwei DGPS-Navigationsanlagen (DGPS MAX, CSI) stellen durch ihre Flugweganzeige eine wesentliche Unterstützung für die Messflugdurchführung dar. Des Weiteren können mit diesen Geräten die Flugwegkoordinaten (im WGS84-System) unmittelbar auf einen Datenträger aufgezeichnet werden. Ein GPS-Empfänger befindet sich am Heckrotor, der zweite auf der EM-Sonde. Speziell im Gebirge kann letztere sehr stark pendeln und die Hubschrauberposition kann daher erheblich von der Bird-Position abweichen.
- Das gesamte Messsystem wird durch einen Personalcomputer (PCQT, Industriestandard), an dem einige Modifikationen durchgeführt wurden, gesteuert. Die Datenaufzeichnung erfolgt auf einer Festplatte. Die Kontrolle der Messdaten während der Messflüge erfolgt über einen Farbgraphikschirm.

Der Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems ist in Abb. 3.1 vereinfacht dargestellt.

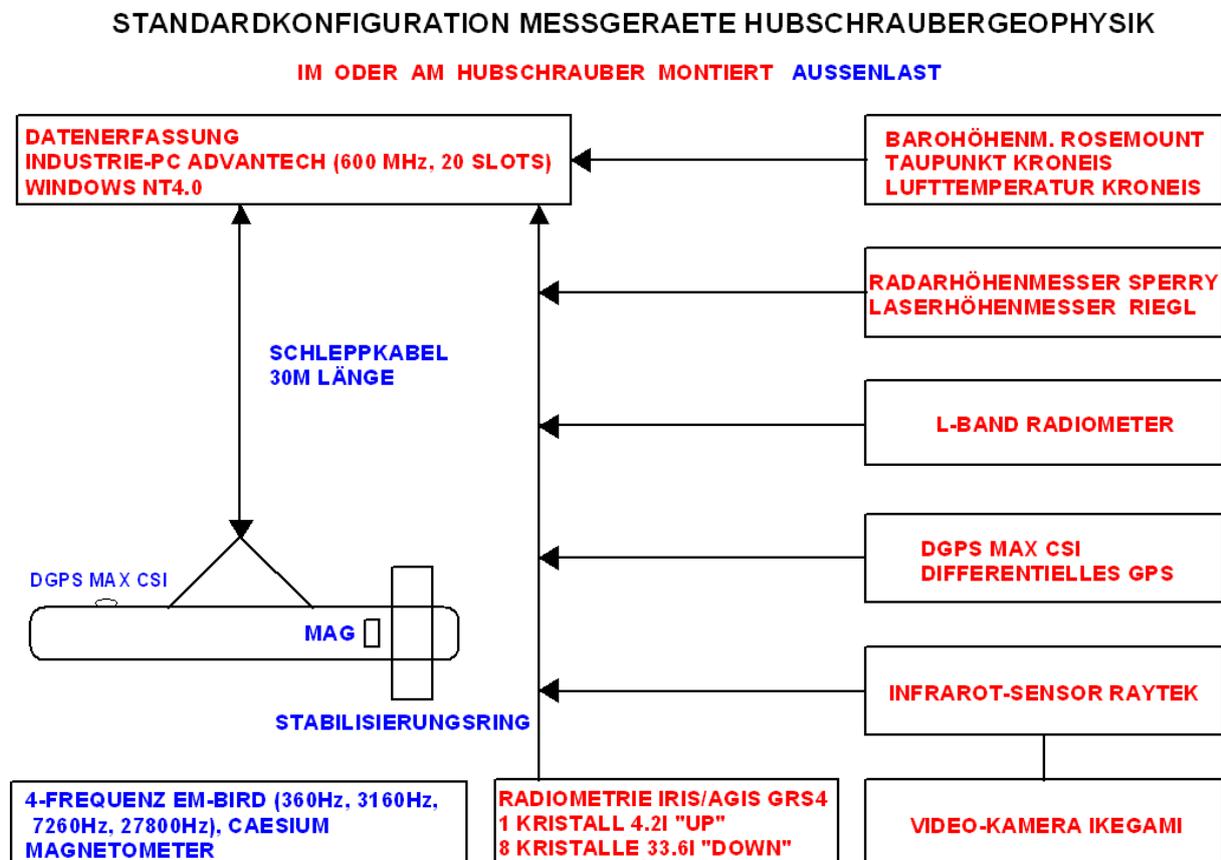


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems.

3.2 Fluglinien

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien in E-W-Richtung mit einem geplanten Sollabstand von zweihundert Metern im Norden und hundert Metern im Süden des Messgebiets. Im Süden verlaufen aufgrund der Einflugschneise des Flughafens Hörsching die Linien in N-W-Richtung.

Flugprofilkennung: Die Fluglinien haben eine 15-stellige alphanumerische Bezeichnung, die eine zweistellige Buchstabenkennung für das Messgebiet beinhaltet.

Die Abbildung 3.2 zeigt die Lage der Flugprofile im Messgebiet.

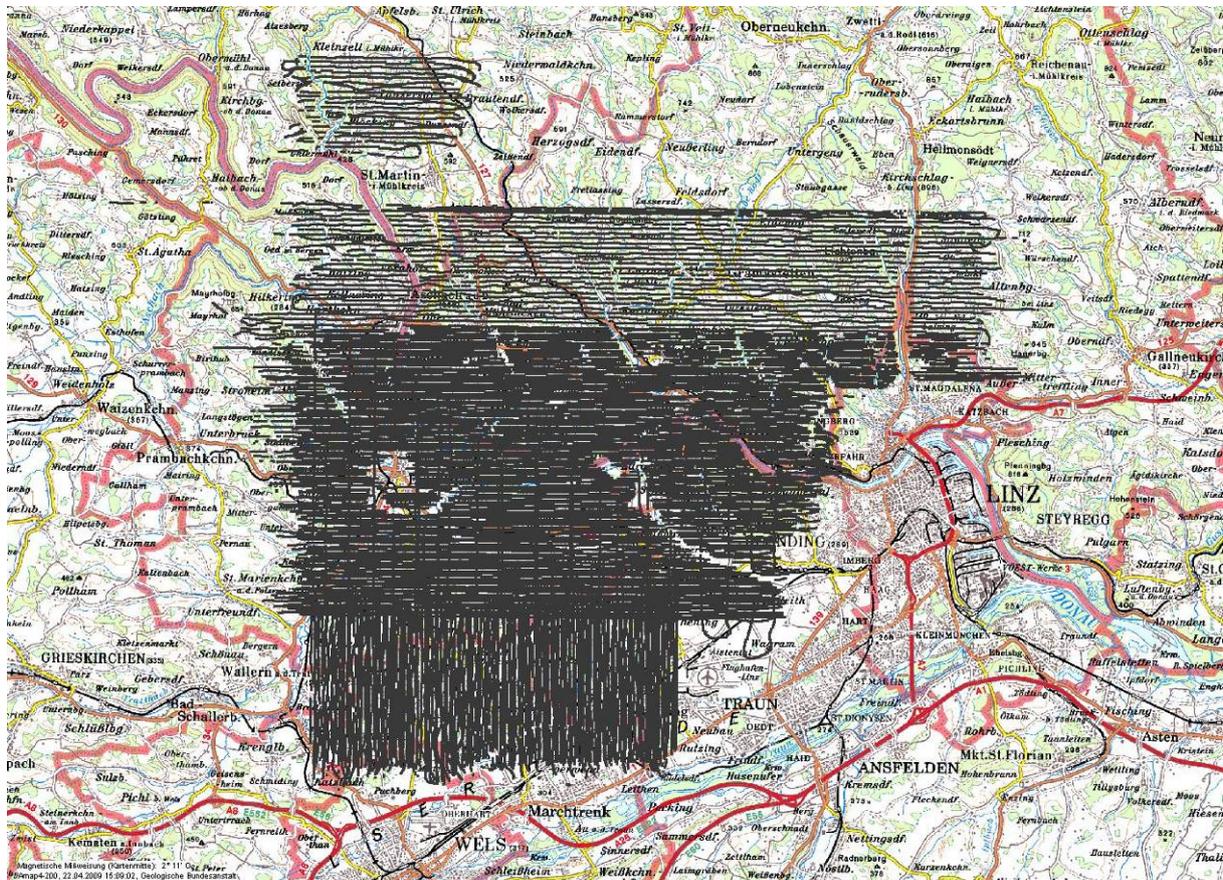


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile im Messgebiet Eferdinger Becken (Karte aus AMap-Fly).

3.3 Durchführung der Messungen

Navigationsunterlagen: Als Navigationsunterlage für die Hubschrauberbesatzung dienten Karten im Maßstab 1:50.000, auf der das Messgebiet eingetragen wurde.

Kontrolle der Geräte: Vor jedem Messflug wurde eine Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers mit einer Thoriumquelle (^{208}Tl) (Abb. 3.3) durchgeführt. Dabei wird die richtige Lage des für das Thorium charakteristischen Energiesummenfensters (2,42 - 2,83 MeV) überprüft.

Messflüge: Während der Messungen auf den Profilen wurde eine Sollflughöhe des Hubschraubers von 80 m angestrebt, was nur teilweise möglich war. Das entspricht folgenden Messhöhen über Grund für die Sensoren der geophysikalischen Geräte:

- EM-Sonde: 50 m
- Magnetometer-Sonde: 50 m (in EM-Sonde eingebaut)
- Alle weiteren Geräte: 80 m

Die Fluggeschwindigkeit betrug über leicht welligem Gelände ca. 125 km/h, an steileren Hängen entsprechend weniger. Die durchschnittliche Messflugdauer lag bei etwa 2 Stunden (inkl. An- und Abflug zum und vom Messgebiet).

In den Wenden zwischen den Messprofilen ist es notwendig, für jeweils ca. 3 min auf etwa 350 m zu steigen. In dieser Höhe lässt sich das Nullniveau für die elektromagnetischen Messsignale bestimmen. Dies ist vor und nach jedem Profil erforderlich, da das Nullniveau durch Temperatureffekte an der EM-Sonde driftet. Des Weiteren erfolgt zu Beginn des Messflugs in dieser Höhe auch eine Kalibrierung des gesamten EM-Systems. Dabei wird sowohl die Phasenlage als auch die Amplitude (Gain) des Systems überprüft und bei Bedarf korrigiert.

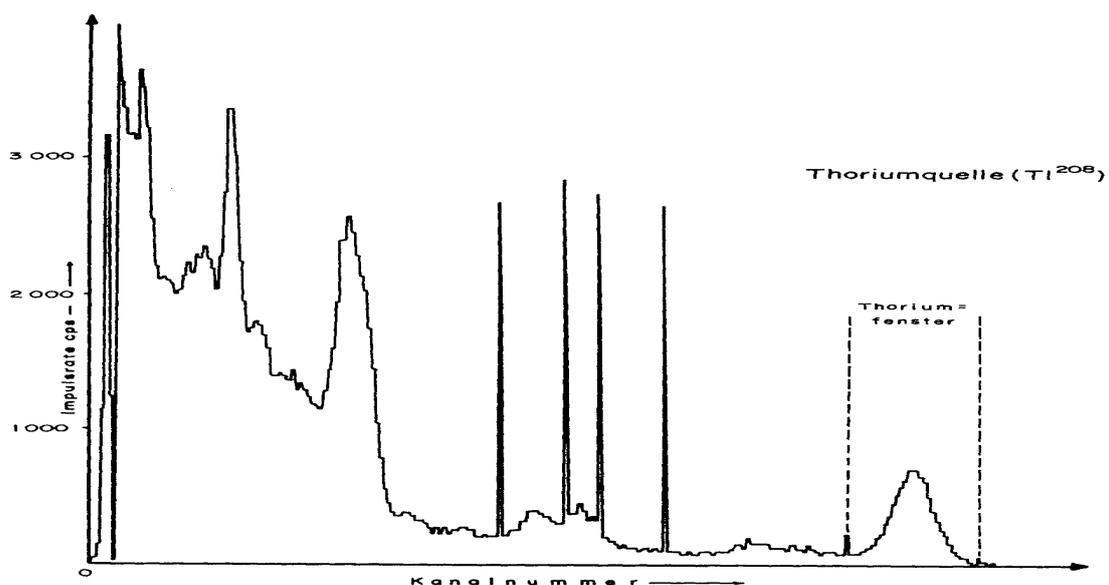


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle (^{208}Tl).

3.4 Personal

An der Durchführung der aerogeophysikalischen Arbeiten im Messgebiet Eferdinger Becken waren folgende Personen beteiligt:

Geologische Bundesanstalt:

Klaus Motschka
Martin Heidovitsch
Andreas Ahl

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Jürgen Sölkner
Robert Gallmeyer
Gerhard Ladstätter
Gerhard Österreicher
Rene Brenner
Karl Kinzl
Christian Moser
Markus Neßböck
Tobias Stangl

4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung

4.1 Aufgabe der ADV

Die Verarbeitung der Messdaten des Untersuchungsgebietes fand in Wien statt, wobei lokale Rechner der Geologischen Bundesanstalt benutzt wurden.

Die Datenverarbeitung hat im Wesentlichen drei Aufgaben:

- Entfernung aller, von nicht-geologischen Quellen stammenden, Störsignale aus den Messdaten bzw. die Durchführung bestimmter Messwertkorrekturen.
- Transformation der Messdaten in Parameter, die einer geologischen Interpretation möglichst zugänglich sind.
- Übergang von der eindimensionalen Vermessung entlang der Fluglinien zu zweidimensionalen Ergebniskarten (Isolinienpläne bzw. Farbrasterkarten).

Zur Lösung dieser Aufgaben müssen folgende Eingabedaten für die ADV bereitgestellt werden:

- die geophysikalischen Messdaten (mit Messwertnummer), die Flughöhe und die Koordinaten der Messpunkte entlang der verschiedenen Flugprofile auf Datenträger,
- die Registrierdaten der geomagnetischen Basisstation bei Kirchberg ob der Donau,
- eine Reihe von Gerätekonstanten und Kalibriergrößen, die z. T. für jeden Messflug neu bestimmt werden müssen,
- Flugberichte mit Angaben über Flugnummer, Fluglinien und Abweichungen von der Norm (z.B. Unterbrechung von Fluglinien, besondere Störungen),
- topographische Unterlagen für die Ergebniskarten.

Die nachfolgende Beschreibung der wesentlichen Schritte bei der Verarbeitung der Daten hat zum Ziel, die physikalische Aussagekraft der in den Ergebniskarten dargestellten Parameter aufzuzeigen.

4.2 Datenkontrolle

Im Anschluss an die Messflüge wurden die digital vorliegenden Messdaten mit Hilfe eines Farbdruckers profilweise zur Darstellung gebracht. Auf diese Weise konnte die Qualität letzterer unmittelbar im Untersuchungsgebiet überprüft werden.

Die auf den Datenträgern aufgezeichneten digitalen Daten wurden in Wien auf der Rechenanlage der Geologischen Bundesanstalt abgespielt und diversen Fehlerkontrollen unterzogen.

Die Mess- und Datenerfassungssysteme sind im Hubschrauber großen mechanischen Belastungen ausgesetzt. So können sich Datenverluste ergeben, die sich zwar nur im Promillebereich der gesamten Daten bewegen, die aber trotzdem korrigiert werden müssen. Des Weiteren werden am Beginn der Auswertung die Messdaten auf Plausibilität und so genannte statistische Ausreißer ("spikes") überprüft. Das alles wird von Computerprogrammen vollautomatisch durchgeführt.

4.3 Flugwegdaten

Die Lage sämtlicher Profile wurde mit Hilfe der aufgezeichneten Flugwegkoordinaten rekonstruiert und bei Bedarf kann diese über die Videoaufzeichnungen überprüft werden. Bei der kartenmäßigen Flugwegdarstellung wird das Bundesmeldenetz benutzt.

4.4 Elektromagnetische Widerstandskartierung

Mit dem EM - System werden

Inphase (Real)

Komponente R

und Quadrature (Imaginär)

Komponente Q

des Magnetfeldes der im Untergrund induzierten Ströme für die vier Sendefrequenzen gemessen. Jeweils nach 3 - 4 m Wegstrecke (d.h. alle 0,1 Sekunden) werden die Daten abgefragt und auf einem Massenspeicher registriert. EM-Daten können Störsignale, sogenannte "sferics", aufgrund luftelektrischer Entladungen, insbesondere bei Gewittern, enthalten.

Stark gestörte und damit für die geophysikalische Auswertung unbrauchbare Intervalle der Registrierungen werden ausgeschieden und bei der weiteren Datenverarbeitung nicht mehr berücksichtigt.

Elektromagnetische Anomalien, die durch künstliche Leiter (z. B. Stromleitungen, Blechdächer etc.) erzeugt werden, können in ihrer Ausbildung oft nicht von jenen geologischer Leiter unterschieden werden, und sind daher in den geophysikalischen Karten mit dargestellt. Dies muss bei der geologischen Interpretation berücksichtigt werden.

Die Datenverarbeitung beginnt mit einer digitalen Filterung, wodurch die Rohdaten von hochfrequenten Störsignalen befreit werden.

Die nächsten Schritte sind:

- Bestimmung des Nullniveaus für R und Q (an so genannten Stützstellen) in den Registrierungen bei großer Flughöhe vor und nach jedem Messprofil,
- Umrechnung der Messsignale auf das Nullniveau,
- Inversion der Werte R und Q in
 - zwei Ergebnisparameter des homogenen Halbraummodells, nämlich
 - den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_a
 - die scheinbare Tiefe d_a (eines äquivalenten Halbraumes, bezogen auf die Erdoberfläche)
 - oder in
 - drei bzw. fünf Ergebnisparameter des Zwei- bzw. Dreischichtmodells, nämlich
 - Widerstand der 1. Schicht
 - Mächtigkeit der 1. Schicht
 - Widerstand der 2. Schicht bzw. und
 - Mächtigkeit der 2. Schicht und
 - Widerstand der 3. Schicht.

Zur Inversion der EM-Daten werden auf Modellrechnungen beruhende Datenbanken benutzt, wobei auch die Sondenhöhe über GOK berücksichtigt wird. Bei kleinen Signalamplituden war eine deutliche, zum Teil nichtlineare Drift des Nullniveaus in den EM-Kanälen zu erkennen. Diese Drift wird durch Temperatureffekte der Flugsonde verursacht, bedingt durch die Höhenunterschiede längs der Fluglinien. Deshalb waren die beiden Stützstellen zur Bestimmung des Nullniveaus bei Profilanfang und Profilende nicht immer ausreichend, und es mussten entsprechende Zwischenpunkte gesetzt werden.

4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT)

Die Isanomalien der Totalintensität stellen die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld dar, wobei letzteres durch das "Internationale Geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) definiert wird. Da das Magnetfeld auch zeitlich veränderlich ist, stellt sich der anomale Feldanteil (ΔT), der von den unterschiedlich magnetisierbaren Gesteinen herrührt, wie folgt dar:

$$\Delta T(x,y,z) = T(x,y,z,t) - T(t) - T_{\text{int}} - \delta T$$

mit

$T(x,y,z,t)$	Messwert am Flugprofil
$T(t)$	zeitliche Variation des Magnetfeldes
T_{int}	magnetisches Hauptfeld
δT	Restfehler (Feldwirkungen des Hubschraubers etc.)

Die zeitlichen Variationen $T(t)$ werden durch ortsfeste Stationen beobachtet, wobei im Rahmen des vorliegenden Messprogramms eine lokale Basisstation in Kirchberg ob der Donau verwendet wurde.

Die Restfehler (δT) beinhalten vor allem die Störungen des Hubschraubers am Ort des Sensors, die in beiden Flugrichtungen relativ zum Erdmagnetfeld unterschiedlich sein können (= heading error). Diese Fehler können mit Hilfe der Daten von Kontrollprofilen weitgehend eliminiert werden. Dazu werden die Messwertdifferenzen an den Kreuzungspunkten von Mess- und Kontrollprofilen bestimmt. Aus den Differenzen an allen Kreuzungspunkten des Messgebiets werden unter Anwendung statistischer Verfahren Korrekturwerte ermittelt und die Restfehler damit zum Großteil beseitigt.

Nach Bestimmung der Werte T_{int} , $T(t)$ und δT kann nach obiger Gleichung der anomale Anteil $\Delta T(x, y, z)$ der Totalintensität für jeden Messpunkt $P(x, y, z)$ berechnet werden. Die Anomalien der Totalintensität werden in Form von Farbrasterkarten flächenhaft dargestellt.

Bei der Bearbeitung von magnetischen Anomalien, die in geographisch schwierigem Gelände gemessen wurden, muss der Einfluss der Geländeform bedacht werden. So machen sich z.B. unterschiedliche Hangneigungen, Bergkämme usw. erheblich im Anomalienmuster bemerkbar.

4.6 Radiometrische Kartierung

4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung

Die Gammastrahlung der Gesteine und der aus ihnen entstandenen Böden stammt im Wesentlichen aus drei Quellen: den radioaktiven Elementen Thorium und Uran mit einer Reihe von strahlenden Tochterprodukten, sowie von Kalium mit dem radioaktiven Isotop ^{40}K .

Mit dem Gammastrahlenspektrometer GRS410 wird in jeweils 256 Kanälen die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0,2 und 3,0 MeV für die "downward looking" und "upward looking" Kristalle aufgezeichnet. In einem zusätzlichen Kanal (3,0 - 6,0 MeV) werden jene Gammastrahlenimpulse registriert, die von der Höhenstrahlung herrühren. Neben den Gesamtspektren, die jeweils mit einer Wiederholungsrate von einer Sekunde gemessen und abgespeichert werden, werden zusätzliche Energiefenster, die in den Bereichen der wichtigsten natürlichen Photopeaks (^{40}K - 1,46 MeV, ^{214}Bi - 1,76 MeV, ^{208}Tl - 2,62 MeV) des Kaliums, des

Urans und des Thoriums liegen, sowie die Gesamtzählrate (0,2 - 3,0 MeV) für spätere Kontrollen aufgezeichnet:

Kalium - Kanal: 1,36 - 1,56 MeV

Uran - Kanal: 1,67 - 1,87 MeV

Thorium - Kanal: 2,42 - 2,83 MeV

Die Messungen mit dem "upward looking" Kristall dienen zur eventuellen Korrektur von Radonkonzentrationen in der Luft.

4.6.2 Korrekturen der Messdaten

Die mit dem Zerfall der radioaktiven Isotope verbundene Emission von Gammaquanten ist ein statistischer Prozess. Die mit einem ruhenden Gerät gemessene Zählrate N streut in Form einer Poisson-Verteilung um einen Mittelwert. Die Standardabweichung σ ergibt sich aus

$$\sigma = \sqrt{N}.$$

Bei hohen Zählraten ist also die relative Streuung $\sigma/N = 1/\sqrt{N}$ kleiner als bei niedrigen Zählraten.

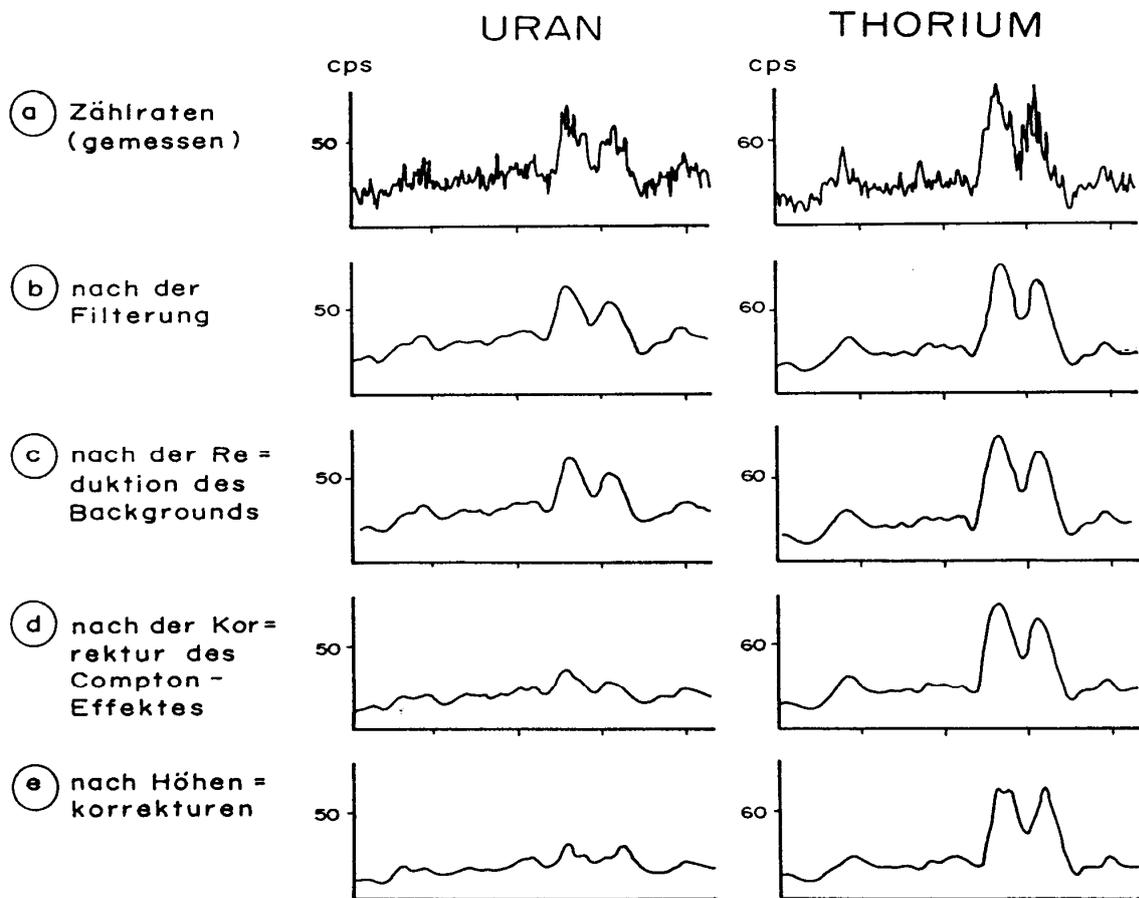


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie

Bei der Messung während des Fluges erhält man z.B. die in Abb. 4.1a gezeigten Zählraten in cps (counts per second) - hier für Uran und Thorium - mit der natürlichen statistischen Streuung. Durch entsprechend angepasste digitale Filter wird das hochfrequente Rauschen in den Rohdaten weitgehend eliminiert, ohne dass das längerwellige Nutzsignal (d.h. die Variationen der Zählrate, die durch wechselnde Gehalte der strahlenden Elemente im Gestein verursacht werden) verändert wird.

Das Ergebnis dieser Filterung zeigt Abb. 4.1b. Das Ziel der nun folgenden Korrekturschritte, die in Abb. 4.1c bis 4.1e dargestellt sind, ist, die geglätteten Messdaten noch von unerwünschten Anteilen zu befreien:

- Reduktion der kosmischen Strahlung: Die durch die kosmische Strahlung in die niederenergetischen Energiebereiche eingestreuten Anteile werden mit Hilfe der im Kanal 256 aufgezeichneten Zählraten korrigiert.
- Reduktion des "Backgrounds": Die von nicht-geologischen Quellen stammenden Strahlungsanteile, d.h. die Strahlung der die Detektor-Kristalle umgebenden Materie, wird abgezogen (Abb. 4.1c). Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch entsprechende Steigflüge in große Höhen bestimmt.
- Reduktion des Comptoneffektes: Beim Durchgang durch Materie wird die Gammastrahlung unter Energieverlust gestreut (Comptoneffekt). Dies hat zur Folge, dass z.B. ein bestimmter Anteil der Strahlung von Th-Quellen in den Uran- und Kaliumkanal sowie von U-Quellen in den K-Kanal eingestreut wird. Die Korrektur der Comptonstreuung erfolgt über die sogenannten "stripping ratios" (IAEA, 1979). Für die österreichische Messkonfiguration haben sie für die vorne angegebenen Fensterbereiche folgende Werte:

Compton-Streuungskoeffizienten:

S_{UTh} (Th in den U-Kanal):	0,27
S_{ThU} (U in den Th-Kanal):	0,06
S_{KTh} (Th in den K-Kanal):	0,18
S_{KU} (U in den K-Kanal):	0,82

Diese Werte gelten für den Abstand 0 zwischen Detektor und einer unendlich ausgedehnten Strahlungsquelle. Zu ihnen ist noch der Beitrag des Comptoneffektes in der Luft, d.h. ein höhenabhängiger Term, zu addieren, was aber nur für den Streuungskoeffizienten S_{UTh} in der Form

$$S_{UTh} = (S_{UTh})_0 + 0.0076 h, \quad h \text{ in Fuß}$$

geschieht.

Wie Abb. 4.1d zeigt, bleibt nach der Compton-Reduktion von einer großen Anomalie im U-Kanal unter Umständen kaum noch etwas übrig. Für Messwerte im Total-Kanal entfällt die Compton-Reduktion.

- Radonkorrektur: Mit dem sogenannten "upward looking" Kristall - er wird durch den darunterliegenden "downward looking" Kristall weitgehend von der Strahlung des Untergrundes abgeschirmt - können die vom atmosphärischen Radon herrührenden Strahlungsanteile erfasst werden. Eine entsprechende Radonkorrektur entfällt meist, weil i.A. die Zählraten im "upward looking" Kristall nicht signifikant sind.
- Höhenkorrektur: Die Intensität der vom Boden kommenden Gammastrahlung nimmt mit der Höhe über Grund ab. Die Höhenabhängigkeit lässt sich grundsätzlich berechnen. In den theoretischen Wert gehen u.a. die Dichte und Feuchtigkeit der Luft ein. Es werden daher standardmäßig Steigflüge im Messgebiet durchgeführt, um die charakteristische Höhenänderung der Gammastrahlung in diesem Gebiet zu ermitteln.

Die gemessene Höhenabhängigkeit der Strahlungsintensität I lässt sich in begrenzten Höhenintervallen in guter Näherung durch die Formel

$$I(h) = I_0 e^{-\mu h}$$

beschreiben. Für die Absorptionskonstante μ ergaben sich im Messgebiet im Höhenbereich von 30 m bis 300 m über Grund folgende Mittelwerte:

$$\begin{aligned}\mu(\text{Total}) &= 0,002179 \\ \mu(\text{Kalium}) &= 0,002814 \\ \mu(\text{Uran}) &= 0,002426 \\ \mu(\text{Thorium}) &= 0,002271\end{aligned}$$

Mit den angegebenen Werten für μ und den mit dem Laserhöhenmesser gemessenen Werten für die Flughöhe h werden die Strahlungsintensitäten nach der Formel

$$I(80 \text{ m}) = I(h) e^{+\mu(h-80\text{m})}$$

auf die Normalhöhe $h = 80 \text{ m}$ umgerechnet.

Abb. 4.1e zeigt die Wirkung dieser Höhenkorrektur.

- Topographische Korrektur: Es wurden alle radiometrischen Parameter einer topographischen Korrektur unterzogen.
- Übergang zu Radioelementkonzentrationen: Die "International Atomic Energy Agency" (IAEA, 1979) empfiehlt die Umrechnung der Zählraten in Äquivalent - Konzentrationen der drei strahlenden Elemente. Dies hat u.a. den Vorteil, dass die Ergebnisse von Messungen mit verschiedenen Instrumenten, insbesondere mit verschiedenem Kristallvolumen, untereinander vergleichbar

werden. Für die Umrechnung in Äquivalent-Konzentrationen der drei radioaktiven Elemente wurden folgende Faktoren benutzt (reduziert auf die Sollflughöhe von 80 m):

Kalium	47 cps	= 1 %
Uran	6,4 cps	= 1 ppm eU
Thorium	3,7 cps	= 1 ppm eTh

Durch den Reaktorunfall in der UdSSR wurden mehrere Gebiete in Österreich erheblich mit radioaktiven Spaltprodukten belastet (BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ, 1986). Wie man der Abb. 4.2 entnehmen kann, wurden dabei hauptsächlich Isotope mit größeren Halbwertszeiten abgelagert, die Gammastrahlenquanten mit Energien bis maximal 1,0 MeV emittieren (^{103}Ru : 0,49 MeV; ^{137}Cs : 0,66 MeV; ^{134}Cs : 0,61 MeV; ^{134}Cs : 0,80 MeV). Aus diesem Grund werden bei den aeroradiometrischen Messungen nur die Zählraten in den Kanälen bis ca. 1,0 MeV durch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl beeinträchtigt.

Da das an der GBA in Verwendung stehende Aeroradiometer die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0,2 und 3,0 MeV in 256 Kanälen aufzeichnet, ist dieses Gerät auch zum Einsatz im Rahmen des Strahlenschutzes hervorragend geeignet. Einerseits können mit dieser Apparatur die Belastungen durch

- natürliche radioaktive Quellen (Gehalt der Gesteine an radioaktiven Mineralien)
- und andererseits
- künstliche radioaktive Kontaminierungen (z.B. Reaktorunfall von Tschernobyl)
- festgestellt werden.

Die Dosisleistung (DL) ergibt sich aus den geochemischen Äquivalentwerten (s. o.), wie folgt (GRASTY et al; 1984):

$$DL \text{ [nSv/h]} = 10 \times (1,52 \times K[\%] + 0,63 \times U[\text{ppm}] + 0,21 \times \text{Th}[\text{ppm}]),$$

wobei diese von der momentanen Bodenfeuchte abhängig ist. Es stellt somit die, aus der obigen Gleichung berechnete, Dosisleistung eine Größe dar, die für durchschnittliche Messbedingungen gültig ist. GRASTY et al. (1984) haben aber gezeigt, dass eine relativ gute Übereinstimmung zwischen berechneten (s. o.) und im Gelände direkt experimentell bestimmten Dosisleistungen besteht.

Von den, bei Kernspaltungsprozessen (siehe Abb. 4.2) entstehenden, radioaktiven Isotopen ist das Cäsium-137, wegen seiner, im Vergleich zu anderen Spaltprodukten relativ großen Halbwertszeit, auch nach mehreren Jahren bei Geländemessungen feststellbar. Waren früher hauptsächlich die atmosphärischen Kernwaffenversuche

die Ursache für erhöhte ^{137}Cs -Kontaminationen, so sind es derzeit nur noch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl.

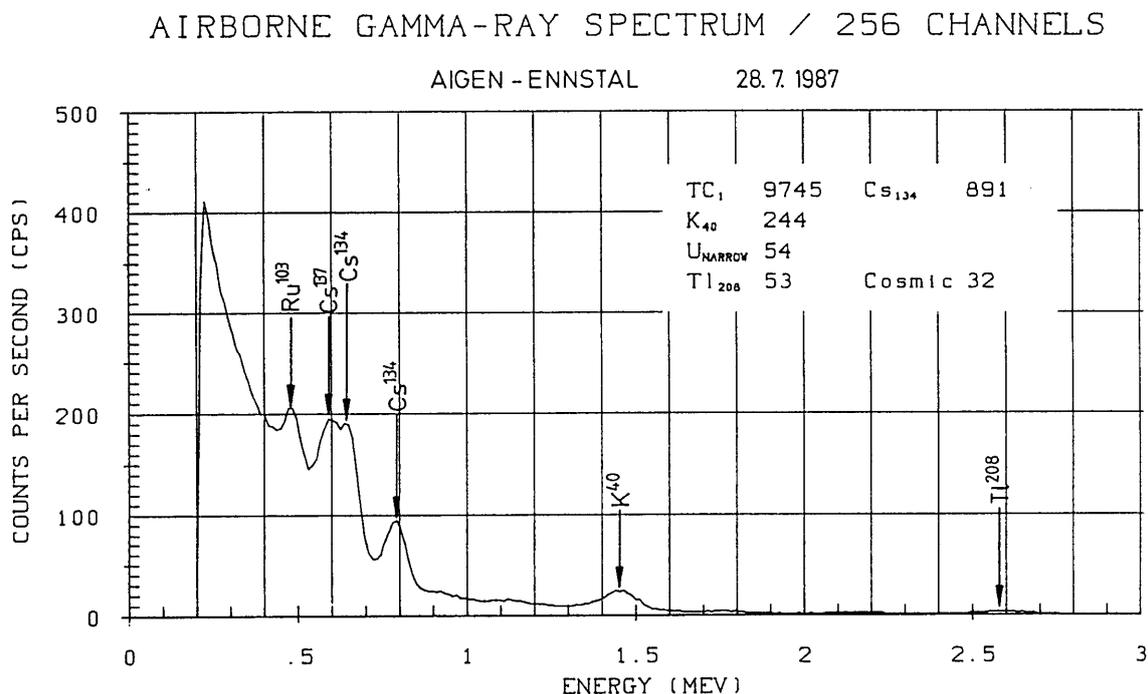


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten

Es ist bekannt, dass die Strahlungsintensitäten zeitlichen Schwankungen unterliegen. Sie stehen meist im Zusammenhang mit dem Wettergeschehen (z.B. Erhöhung der Absorption im Boden durch Regenwasser, Zufuhr von Radon aus der Bodenluft).

Ein spezielles Problem stellt Radon dar, das als Tochterprodukt in den Zerfallsreihen sowohl des Urans als auch des Thoriums auftritt. ^{222}Rn besitzt eine Halbwertszeit von 3,82 Tagen und kann in der Luft über einige Entfernung transportiert werden. Andererseits ist eine Absorption von Radon durch Feuchtigkeit sowohl an der Geländeoberfläche als auch im freien Porenraum möglich. Schon bei etwas höherer Luftfeuchtigkeit werden radioaktive Tochterprodukte stärker absorbiert. Ein schwankender Grundpegel (durch natürliche Einflüsse bedingte Schwankungen) kann z. B. durch unterschiedliche Freisetzung von Radon aus dem Boden bedingt sein.

Die an verschiedenen Tagen gemessenen Zählraten können also etwas unterschiedliche Mittelwerte ergeben, was eine Farbrasterdarstellung beeinträchtigen würde. Um dies zu vermeiden, wurden teilweise entsprechende Korrekturen vorgenommen.

Ähnlich wie bei der Darstellung der elektromagnetischen Daten wurden in der Folge die korrigierten Energiesummenwerte für das K-, U- und Th-Fenster durch Farbrasterkarten flächenhaft zur Darstellung gebracht.

Eine zusätzliche Problematik von Gammastrahlenmessungen in topographisch schwierigem Gelände stellt die Abweichung von einer horizontalen Messebene (2π -Geometrie) dar, weil bei den Messflügen mit möglichst konstanter Höhe über dem Gelände geflogen werden soll. So z.B. tragen vor allem Hangflächen zur Verstärkung der Gammastrahlung bei. Bei homogener Strahlungsdichte an der Erdoberfläche und gleicher Messhöhe über Grund resultiert in Tälern eine höhere Zählrate als in der Ebene, umgekehrt über Bergkämmen (geometrische Konstellation kleiner 2π) eine niedrigere Zählrate (KILLEEN, 1979) (s. o. topographische Korrektur).

Dichte Vegetation (z. B. Wald mit Kronenschluss) und / oder hoher Wassergehalt wirken sich stark dämpfend auf die Messwerte aus. Es sollte daher immer auch die Vegetation im Messbereich auf mögliche Einflüsse überprüft werden.

5 Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings

In den letzten Jahren wurden umfangreiche Arbeiten für die methodische Weiterentwicklung des aerogeophysikalischen Processings durchgeführt. Im Folgenden werden die einzelnen Punkte dieser, z. T. mit erheblichem Programmieraufwand verbundenen, Auswerteschritte angeführt.

5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen

Eingangsdaten für das AEM-Processing sind die gemessenen AEM-Daten und die korrigierten Flughöhen. Da die AEM-Messwerte zeitlichen Driften unterliegen, müssen diese vor einer Inversion (Modellrechnung) korrigiert werden. Neben der Korrektur der Flughöhen ist das der arbeitsaufwendigste Teil des Processings. Als Hilfestellung bei der Driftkorrektur werden für jeden Messpunkt gemäß seiner Sensorhöhe und der Vorgabe einer maximalen Bandbreite des im Messgebiet zu erwartenden elektrischen Widerstandes des Untergrundes ein minimal bzw. ein maximal zu erwartender Messwert berechnet. Bei der Vorgabe dieser Bandbreite können bereits Vorinformationen in das Processing einfließen.

Die Aufgabe der EM-Inversion drift- und höhenkorrigierter AEM-Messwerte ist die Berechnung einer Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund, die die Messdaten am besten repräsentiert. Eine Inversion großer AEM-Messgebiete mit 2D oder 3D Widerstandsmodellen ist derzeit praktisch nicht durchführbar. Hier ist die Entwicklung im Hardware und Softwarebereich des nächsten Jahrzehntes abzuwarten. Für die praktische Inversion von AEM-Daten werden deshalb homogene, horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet. Als Beispiel sei ein 3-Schichtmodell angenommen (Abb. 5.1):

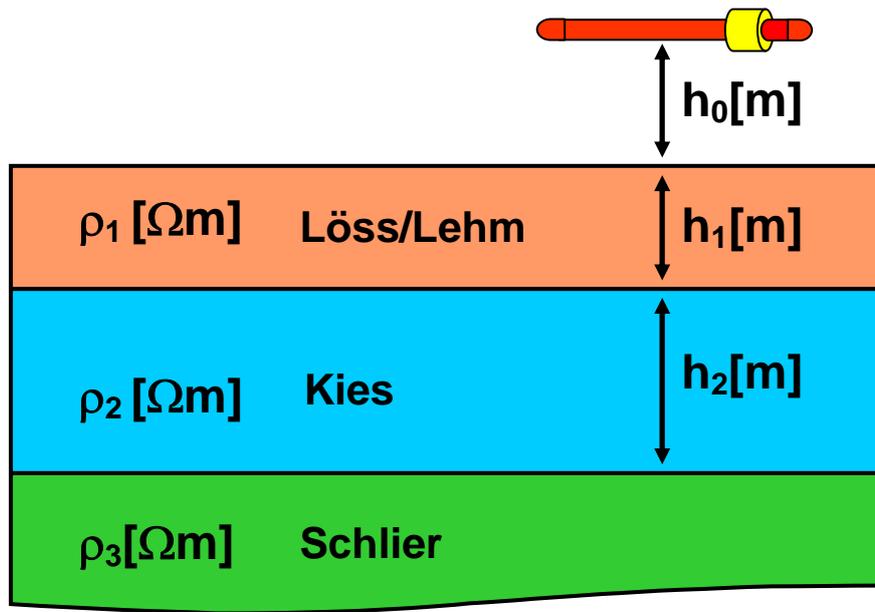


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes.

Die Inversion von AEM-Daten (Berechnung von Modellparametern aus Messwerten) mit einem 3-Schichtmodell ist, wie viele andere Verfahren der Geophysik, nicht eindeutig. Der Grund dafür ist ein prinzipieller: Aus einer endlichen Anzahl von mit Messfehlern behafteten AEM-Messdaten, können die elektrischen Erdparameter nicht eindeutig bestimmt werden (PARKER, 1980). Inversionsergebnisse im Falle des vorliegenden 3-Schichtmodelles müssen daher als Mittelwerte, bzw. wahrscheinlichste Werte mit Streubreiten bzw. Unschärfen für die Parameter ρ_1 (Widerstand Löss/Lehm), ρ_2 (Widerstand Kies), ρ_3 (Widerstand Schlier), h_1 (Mächtigkeit Löss/Lehm) und h_2 (Mächtigkeit Kies) betrachtet werden. Abb. 5.2 zeigt die Abweichung des Inversionsergebnisses für die Mächtigkeit der ersten Schicht von der tatsächlichen Mächtigkeit anhand eines 3-Schichtmodells bei verschiedenen Flughöhen.

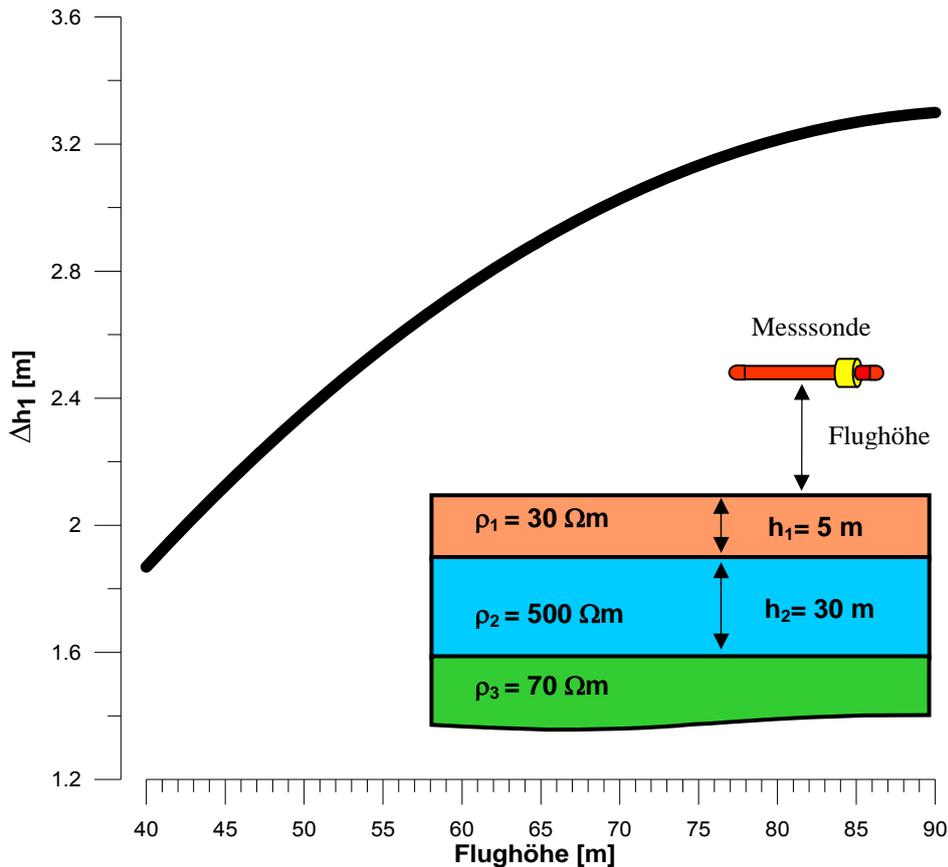


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht ($\in h_1$) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000 Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

Aus dem in Abb. 5.2 dargestellten 3-Schichtmodell wurden theoretisch zu erwartende Messdaten bei Flughöhen von 40 – 90 m berechnet. Der Messfehler bei den EM-Daten wurde mit ± 1.5 ppm und bei der Flughöhe mit ± 1 m angenommen. Die Inversion dieser Daten zeigt einen flughöhenabhängigen maximalen Fehler in der berechneten Mächtigkeit der ersten Schicht der bei einer tatsächlichen Schichtmächtigkeit von 5 m bis zu 3.2 m betragen kann. Bei größerer Ungenauigkeit der Flughöhe auf Grund von Geländeneigung und Vegetationsbedeckung vergrößern sich auch die Fehler der Inversionsergebnisse.

Eine möglichst hohe Genauigkeit bei der Messung der Flughöhe ist daher eine essentielle Voraussetzung für die Qualität der Inversionsergebnisse. Um die prinzipielle Unschärfe von Inversionsergebnissen zu verbessern, ist es notwendig Vorinformationen (z.B. Bohrlochdaten) in die Dateninterpretation einzubeziehen, um die Problematik der Mehrdeutigkeit einzuschränken.

Für die Inversion werden zurzeit zwei verschiedene Methoden verwendet.

Beim Suchansatz werden zunächst aus einer Tabelle von Modellen (Modellparameter und dazugehörige theoretische EM-Messwerte) jene herausgesucht, die den Messwerten innerhalb einer vorgegebenen Fehlertoleranz

entsprechen. Danach wird aus dieser Auswahl ein repräsentatives Modell ermittelt. Eine, die geologische Vorinformation berücksichtigende, selektive Auswahl von theoretisch möglichen Modellen die einen Messwert repräsentieren, ist derzeit im Entwicklungsstadium.

Die probabilistische Inversion von AEM-Daten wurde in den letzten Jahren entwickelt und steht seit Mitte 2004 zur Verfügung. Bei dieser Art der Inversion wird als Ergebnis nicht ein konkretes Modell des Untergrundes ermittelt, sondern eine Verteilung, die für eine große Zahl von Modellen angibt, wie wahrscheinlich diese Modelle den jeweiligen Messwerten entsprechen. Diese Vorgangsweise ermöglicht es, auf einfache Weise ein Modell des Untergrundes zu ermitteln, welches sowohl den Messdaten als auch den Zusatzinformationen so weit wie möglich gerecht wird.

5.2 Problem der exakten Höhenbestimmung

Für die Berechnung der EM- und Radiometriesensorhöhen stehen die Flughöhe über Geoid der beim Heckrotor angebrachten GPS-Navigationsanlage und die Höhe über Grund des im Hubschrauberboden eingebauten Laserhöhenmessers bzw. Radarhöhenmessers zur Verfügung. Die Höhenwerte der GPS-Navigationsanlage (Flughöhe über Geoid) und des Radarhöhenmessers sind mit einem Fehler von $\epsilon_{Z_{GPS}} = 5-10$ m behaftet, die Laserhöhenwerte weisen eine Ungenauigkeit von $\epsilon_{Z_{Laser}} \approx 10$ cm auf. Für die Interpretation der Radiometriewerte und insbesondere die Inversion der AEM Messwerte kann deshalb nur der Laserhöhenwert verwendet werden. Da die Laserimpulse teilweise vom Boden (letzte Reflexion), bzw. Bodenbewuchs, als auch vom Laubdach (erste Reflexion) reflektiert werden (und damit eine um die Baumhöhe verminderte Flughöhe anzeigen), ist es notwendig eine Korrektur der Laserhöhen durchzuführen:

- Eine automatische Korrektur beim Aufbereiten der Daten berechnet eine Einhüllende der gemessenen Laserwerte. Damit können Abschnitte eines Flugprofils korrigiert werden, in denen die Laserimpulse über eine Strecke von 50 m mindestens einmal den Boden erreichen. Um nicht Geländestufen zu übergehen und die Höhenwerte zusätzlich zu verfälschen, wurde der Algorithmus zur Berechnung der Einhüllenden (digitaler Filter) bewusst eingeschränkt.
- Bereiche in denen die Laserimpulse über mehr als 50 m den Boden nicht erreichen, müssen manuell editiert werden. Da nur aus dem Verlauf der gemessenen Laserwerte nicht eindeutig entschieden werden kann, ob ein Waldgebiet mit dichter Belaubung oder eine Geländestufe vorliegt, werden bei der Korrektur der Laserwerte digitalisierte Flugwegvideos hinzugezogen. Um die Bearbeitung der Flughöhen effizient am PC durchführen zu können, werden die analogen Flugvideos in ein digitales Format konvertiert und auf DVDs gespeichert. Das bedeutet, dass die Laserhöhe mittels Flugvideos

kontrolliert werden muss, um die Ursache der Höhendifferenzen zu klären. Bei einem oftmaligen Wechsel von bewaldeten und freien Flächen ist eine aufwendige und damit sehr zeitintensive Nachbearbeitung nötig.

In Abb. 5.3 treffen die Laserpulse bei den Messpunktnummern 64132 und 64134 den Boden, und ergeben an diesen Punkten korrekte Laserhöhen. Im Bereich dazwischen, der sich über 100 m erstreckt, werden die Laserimpulse jedoch vom dichten Laubdach reflektiert, und liefern eine Flughöhe, die um den Betrag der Baumhöhe (≈ 20 m) zu klein ist. Ein Höhenfehler dieser Größenordnung führt bei der Inversion der AEM- Messwerte zu einem falschen Bild der Widerstandsstruktur des Untergrundes. Bei der Interpretation der aeroradiometrischen Messwerte mit dieser fehlerhaften Laserhöhe werden zu kleine Konzentrationen der Radionuklide im Boden berechnet.

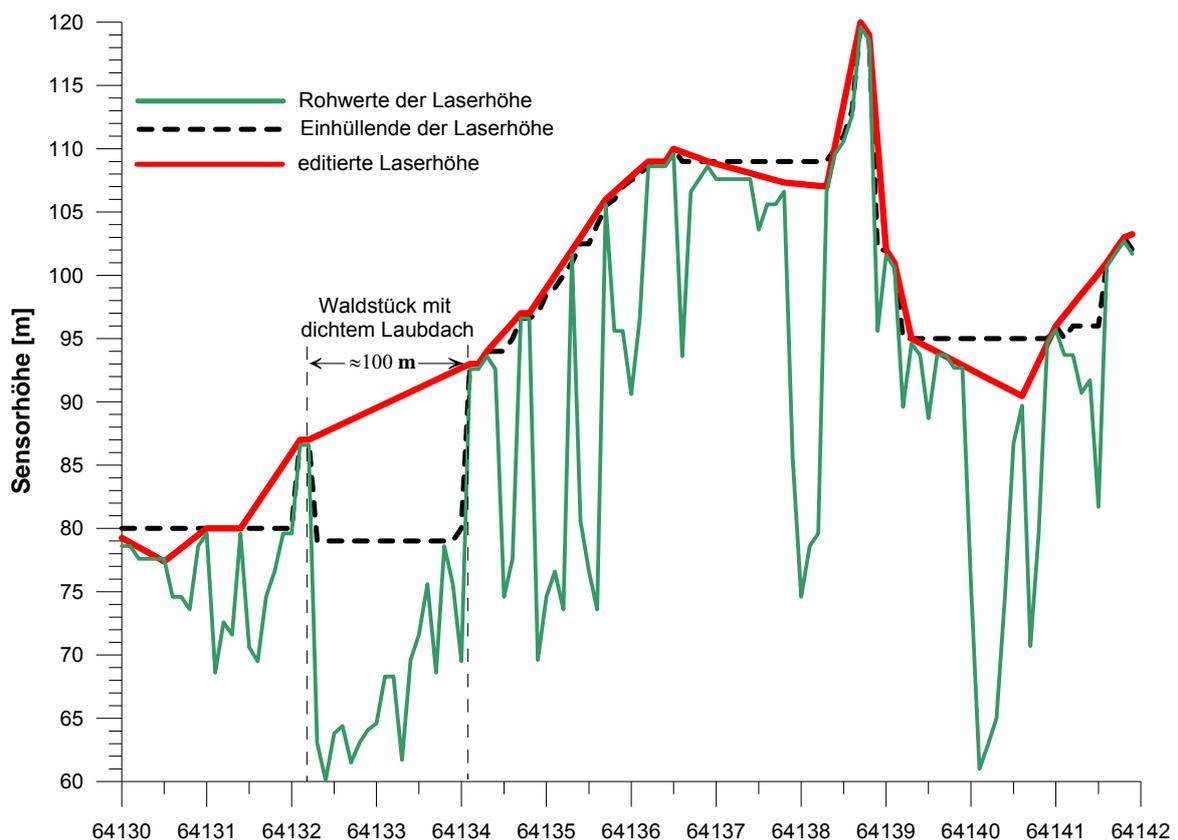


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet.

6 Geologie des Messgebiets und erste Ergebnisdiskussion

6.1 GIS-Grundlagen

Das den Auswertungen zugrunde liegende GIS-Projekt enthält folgende Informationen:

- Umgrenzung des Messgebiets
- Flugwege Aerogeophysik (GBA, FA Geophysik)
- Kartengrundlage 1:50.000, ÖK 031/032/049/050 (Situation)
- Kartengrundlage 1:200.000 (Situation)
- Auswertungen der Elektromagnetik hinsichtlich des speziellen elektrischen Widerstands
- Auswertungen der Elektromagnetik hinsichtlich der modellierten Schichtmächtigkeiten
- Auswertungen der Radiometrie hinsichtlich relevanter geologischer Fragestellungen
- Profillinienverlauf geoelektrischer Sondierungsprofile
- Tektonische Hauptlinien (digitale Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000)
- Geologische Signaturen (digitale Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000)
- Lockergesteinskarte (GBA, FA Rohstoffgeologie)
- Geologische / Hydrogeologische Informationen aus Bohrungen (Datenbank FA Rohstoffgeologie)
- Hydrochemische Punktinformation – IRIS Bachsedimentgeochemie (FA Geochemie & FA Rohstoffgeologie)
- Ingenieurgeologische Punktinformation – Massenbewegungen (FA Ingenieurgeologie)
- Digitaler Bergbau – Haldenkataster (GBA, FA Rohstoffgeologie)
- Metallogenetische Karte von Österreich 1: 500.000

6.2 Geologische Übersicht

6.2.1 Tektonische Übersicht

Die aerogeophysikalische Befliegung des Messgebiets Eferdinger Becken liegt im Übergangsbereich des Kristallins der Böhmisches Masse zur alpidischen Vorlandmolasse. Dabei sind, von Nord nach Süd, folgende tektonische Großeinheiten betroffen (Abb. 6.1):

- 1) Kristallin der Böhmisches Masse
 - Südböhmischer Batholith
 - Bavarikum
- 2) Alpidische Vorlandmolasse
 - Autochthone Molasse
- 3) Quartär bis oberstes Neogen im Bereich
 - Eferdinger Becken
 - Entlang der Traun

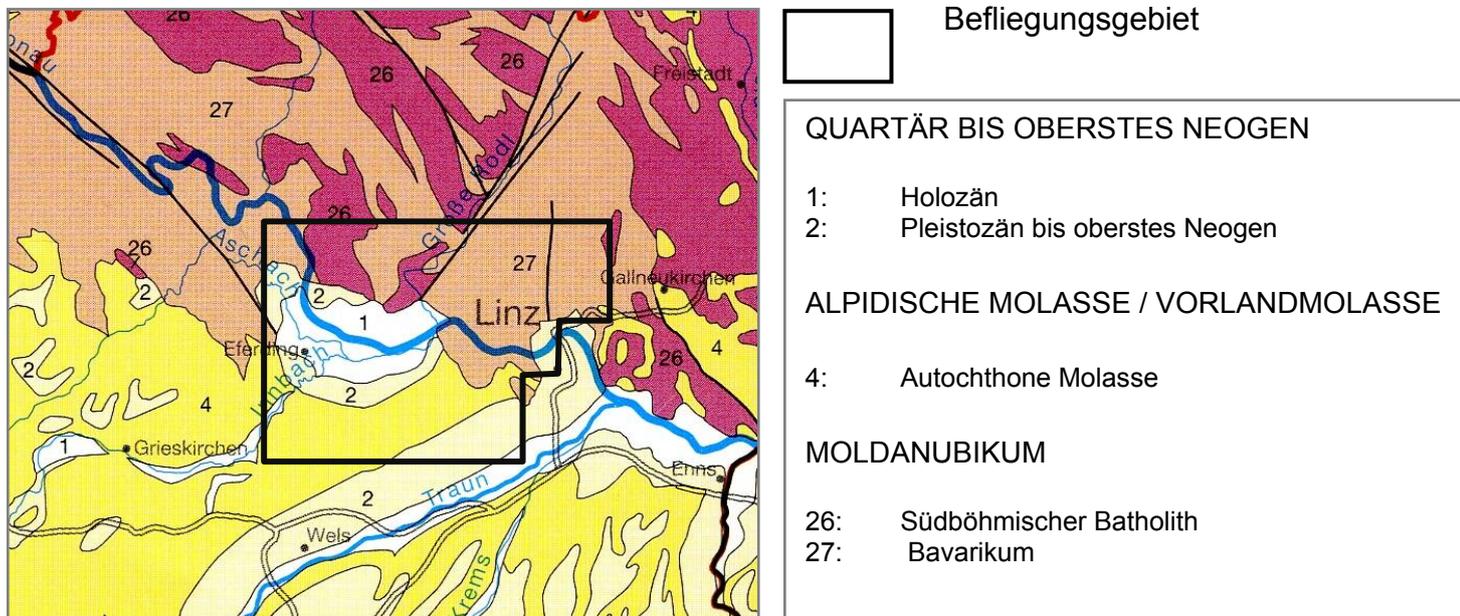


Abb. 6.1: Tektonische Übersichtskarte, 1: 1 000 000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

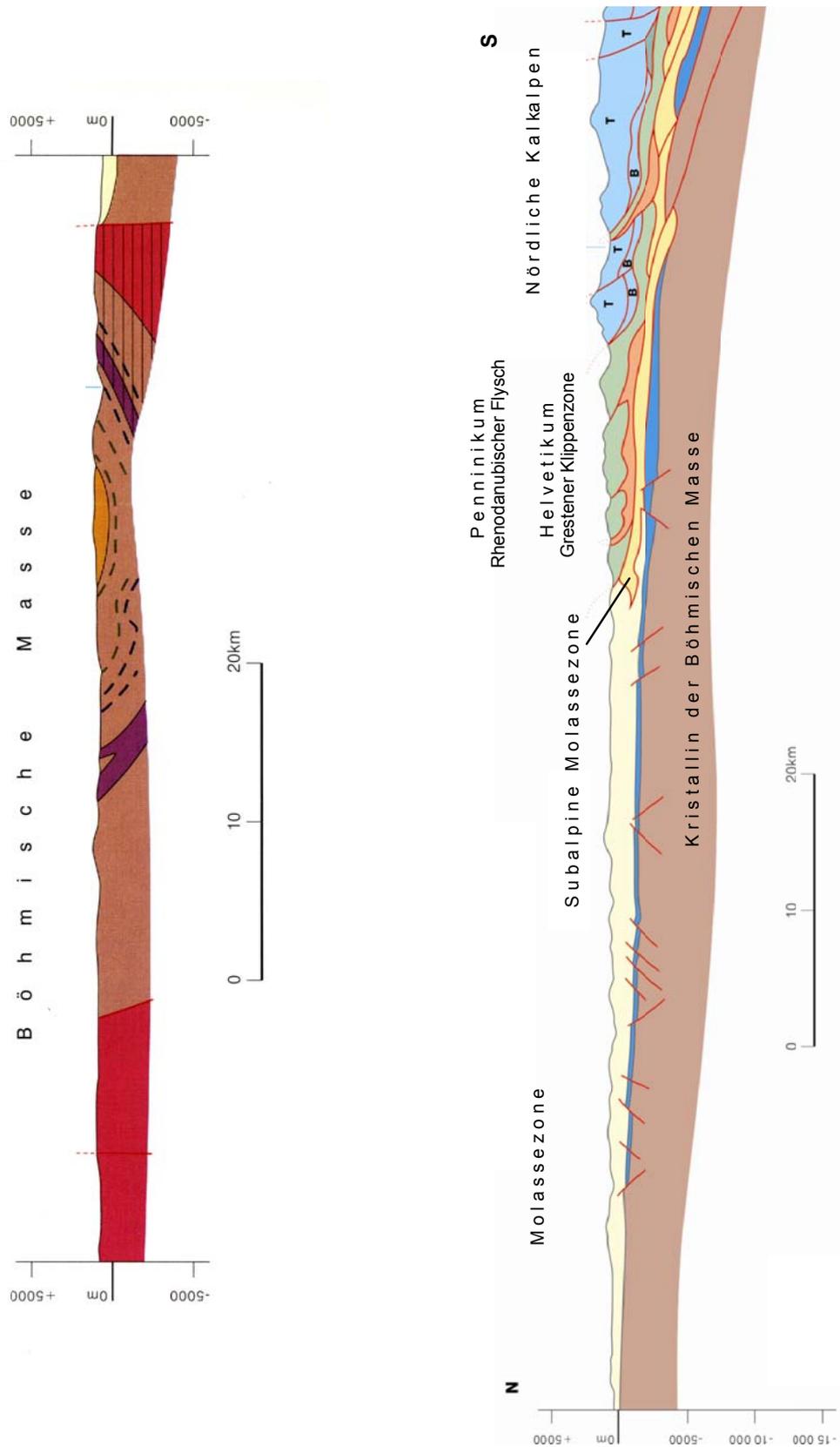


Abb. 6.2: Schematischer Profilschnitt durch das Untersuchungsgebiet (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 2002).

6.2.2 Geologisch – lithologische Übersicht

Geologie des Kristallins des Mühlviertels und des Sauwaldes

Im Zuge der Erstellung der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) wurde die lithostratigraphische und tektonische Gliederung im südwestlichen Moldanubikum überarbeitet. Diese Karte wird in der vorliegenden Arbeit weitgehend als geologische Grundlage verwendet.

Der Südböhmische Batholith nimmt NNE-SSW-streichend den zentralen Bereich im südlichen Moldanubikum ein und wird im Waldviertel und Südböhmen von metamorphen Gesteinen umgeben (FUCHS & MATURA, 1976). Diese werden übereinstimmend lithostratigraphisch aber unterschiedlich tektonisch gegliedert (siehe zusammenfassende Übersicht bei LINNER, 2007).

Übersichtsdarstellungen über das Kristallin des Mühlviertels und des Sauwaldes gaben FUCHS & THIELE (1968), FUCHS. & MATURA (1976) sowie FRASL & FINGER (1988, 1991).

Die folgende Zusammenfassung orientiert sich weitgehend an einer Übersicht über die Genese dieses Gneis- und Granitgebietes von FRASL & FINGER (1988).

Das Kristallin des Mühlviertels und des Sauwaldes ist das Produkt einer sehr komplexen Abfolge von hochgradiger variszischer Metamorphose mit Migmatisierung bis zur Anatexis und von Intrusionen vorwiegend granitischer bis granodioritischer Plutone.

Der westliche Anteil des oberösterreichischen Kristallingebietes kann tektonisch in drei Großschollen gegliedert werden (FUCHS & THIELE, 1968). Die zentrale Stellung nimmt dabei die Mühlzone ein, welche gegen S von der Donautörung, gegen N von der Pfahlstörung und gegen E von der Rodlstörung begrenzt ist. Südlich der Donautörung (sowie östlich der Rodlstörung bis etwa zu einer Linie von Linz nach Norden) grenzt daran die Sauwaldzone, nördlich der Pfahlstörung die Böhmerwaldzone.

Die Mühlzone unterscheidet sich vom Sauwaldkristallin und von der Böhmerwaldzone durch die spezifische Vergesellschaftung bestimmter Gesteinstypen und einer für dieses Gebiet typischen Metamorphose. Charakteristisch für die Mühlzone ist die Intrusion granitischer Magmen (Weinsberger Granit) in hochtemperierte, teilweise migmatische Rahmengesteine (Schlierengranit und Perlgneis). Jüngere Diorite und Feinkorngranite vom Typ Mauthausen und Haibach durchschlagen die Migmatite und den Weinsberger Granit an scharfen Intrusionskontakten. In der Zone von Herzogsdorf sind reliktsch Gesteine und Strukturen des vormigmatischen Stadiums erhalten (BÜTTNER, 1997).

In der Böhmerwaldzone treten niedriger metamorphe und nur wenig migmatisierte Gesteine wie Schiefergneise und Glimmerschiefer auf (BÜTTNER, 1997).

Im Sauwaldkristallin ist das vorherrschende Gestein der Perlgneis, der nach Süden zunehmend reicher an diatektischer Schmelze wird. Starke Migmatisierung ist vor allem im Bereich des Peuerbacher und des Schäringer Granits zu beobachten, zweier Granittypen, deren Auftreten auf die Sauwaldzone beschränkt ist. Stark verfaltete Schiefergneise treten inselartig auf und zeigen kaum migmatische Gefüge (BÜTTNER, 1997).

Östlich von Linz ist diese Schollen- bzw. Zonengliederung kaum mehr verfolgbar und es schließen hier die großen zusammenhängenden Granitmassen des Südböhmischen Plutons an.

Die ältesten Gesteine des oberösterreichischen Moldanubikums sind flächenmäßig wenig bedeutende vorgranitische Metamorphite, welche meist den biotitreichen Paragneisen der monotonen Serie (Ostrong Einheit) des Waldviertels, ausnahmsweise aber vermutlich auch der Bunten Serie (Drosendorf Einheit) einigermaßen entsprechen, z. B. mit sporadischem Marmor, Amphibolit und Graphitschiefer in der Donauleitenserie (DAURER, 1976) und in der Zone von Herzogsdorf (FUCHS & THIELE, 1968).

Insgesamt sehen wir im gesamten oberösterreichischen Moldanubikum jedoch hauptsächlich die Auswirkungen einer großräumigen syn- bis spätorogenen variszischen Anatexis (FRASL & FINGER, 1988). Plutonismus und Hochtemperatur-Niedrigdruckmetamorphose sind im Moldanubikum der Böhmisches Masse die dominierenden geologischen Prozesse während der spätvariszischen Orogenese. Die hohen Metamorphosetemperaturen führten zu Migmatisierung und Granitbildung in den strukturell liegenden Einheiten. Der Grad der Aufschmelzung ist regional unterschiedlich (BÜTTNER, 1997). Die stark migmatischen Paragneise werden im Mühlviertel und Sauwald mit dem Begriff „Perlgneis“ zusammengefasst (FUCHS & THIELE, 1968). Dabei lassen sich in diesem Gesteinskomplex im Wesentlichen teilweise aufgeschmolzene (metatektische) migmatische Paragneise und vollständig aufgeschmolzene (diatektische) Paragneismigmatite unterscheiden, für die eine Reihe von zusätzlichen petrographischen Bezeichnungen verwendet wurde (siehe LINNER, 2007).

Die Kulmination dieser Prozesse mit fast vollständiger Krustenaufschmelzung bei weitgehender Magmenhomogenisierung ist in den großen Tiefplutonen des Weinsberger Granits zu sehen (FRASL & FINGER, 1988). Es bildeten sich bei einer solchen Entwicklung auch daneben sowie darüber und darunter zusätzlich manche Granisationsprodukte, die diese Reife nicht ganz erreicht haben. Zum Teil sind solche schon vor dem Weinsberger Granit entstanden wie z. B. die Schlierengranite des Donauraumes im westlichen Mühlviertel (FINGER, 1984, 1986). Nach LINNER (2007) sind die Schlierengranite eher dem Bavarikum zuzuordnen, der Weinsberger Granit jedoch sicher dem Südböhmischen Pluton.

Die Schlierengranite entsprechen etwa den "Grobkorngneisen" sensu FUCHS (1962) in der Mühlviertelkarte 1:100.000 (FRASL et al., 1965). Sie bauen einen

wesentlichen Teil der Mühlsholle auf (FRASL & FINGER, 1988).

Ähnliche, nicht ganz ausgereifte und oft inhomogene, meist mittelkörnige Granitoide aus der stofflichen Verwandtschaft mit dem kalifeldspatreichen Weinsberger Granit haben stellenweise aber auch noch Gänge im Weinsberger Granit gebildet oder sie schließen Schollen von ihm ein. Das gilt z. B. für den Engerwitzdorfer Granit (FRASL, 1959) und für solche eher schon spätere Bildungen der regionalen Anatexis wie den Karlstifter Granit (KLOB, 1970, FINGER & HAUNSCHMID, 1988) des nordöstlichen Mühlviertels. Im Allgemeinen stehen alle diese kalifeldspatreichen Produkte der variszischen Anatexis mitsamt dem Weinsberger Granit dem I-Typ näher als dem S-Typ, wenngleich manche Varianten eine vermittelnde Stellung einnehmen (FRASL & FINGER, 1988).

Der Weinsberger Granit kann sich lokal aber auch mehr dem S-Typ nähern, wie u. A. dispers verteilter Granat und Cordierit und auch im NE Mühlviertel auftretende "Pseudokinzigit"-Schollen anzeigen, welche als restitische Akkumulation gedeutet werden (HAUNSCHMID, 1988). Restschmelzen des Weinsberger Granits können sogar zur Ausbildung von grobkörnigen Zweiglimmergraniten mit stärker ausgeprägten S-Typ Eigenschaften führen (Plochwalder Granit, HAUNSCHMID, 1988).

Die Varianten der kalifeldspatreichen Granittypen der Weinsberger Familie zeigen meist noch eine deutliche Schollenregelung, Flaserung und Streckung in herzynischer (NW-SE) Richtung wobei auch z.T. ein Einströmgefüge in einem während der Auskristallisation noch verhältnismäßig tiefen und dabei transpressiven bis kompressiven Krustenniveau angenommen werden könnte (FRASL & FINGER, 1988).

Der Sauwald, also im wesentlichen südlich der später wirksamen (jungpaläozoischen) Donaustörung, des weiteren aber auch ein dreieckiger Raum östlich der Rodlstörung (Lichtenbergscholle), der durch eine Linksseitenverschiebung in diese Position gelangte, befinden sich während der ersten Anatexis vermutlich in einem etwas höherem Krustenstockwerk als die Mühlsholle.

Im Sauwald lässt sich von N nach S grob eine anatektische Abfolge von Perlgneisen zu grobscholligen, sowie in streifigen und schließlich z.T. auch in nebulitischen Migmatiten erkennen welche vorwiegend als Diatexite zu bezeichnen sind, (THIELE, 1962, FINGER, 1986, FINGER et al., 1986). Zu dieser hochgradig anatektischen Gesteinsgesellschaft gehören auch die cordieritreichen Schollenmigmatite von Wernstein, ebenso wie die biotithältigeren Fläsern führenden Granite von Ach-Schnürberg ("weitgehend homogener Perlgneis" nach THIELE, 1962).

Im südlichsten Sauwald führt die dortige Kulmination der Anatexis bis zu den z. T. klar diskordanten Graniten vom Typus Schärding (cordierithältiger Kleinkorngranit mit vielen kleinen Schieferschöllchen), sowie zu verschiedenen ähnlichen Granitvarietäten bei Peuerbach (SCHUBERT, 1989). Auffälligerweise zeigen diese

hochgradig anatektischen Produkte im Sauwald im Gegensatz zu den vermutlich gleichalterigen, kalifeldspatreichen anatektischen Graniten der Mühlzone durchwegs den Charakter von S-Typ Schmelzen und es ist deshalb naheliegend, sie auf die Aufschmelzung von Paragneisen bzw. Schiefergneisen zurückzuführen, welche im Sauwald noch in Restbeständen erkennbar sind und der monotonen Serie (Ostrong Einheit) des Moldanubikums anzuschließen sein dürften (THIELE, 1962).

Nicht nur im Sauwald selbst, sondern auch in dem im E der Rodlstörung gelegenen und sinistral verschobenen Abschnitt der Sauwaldscholle und im östlich angrenzenden Teil des Mühlviertels folgte der ersten Anatexis eine jüngere Generation von meist feinkörnigen Zweiglimmergraniten, deren Hauptrepräsentant der Granit vom Typus Altenberg ist. Daneben kann man aber auch den Haibacher Granit nördlich der Donaustörung (FINGER, 1984), und kleine Vorkommen in der Sauwaldscholle zu dieser Gruppe rechnen. Die vielen aplitisch-pegmatitisierten Gänge besonders zwischen Linz und Neumarkt sind Abspaltungen dieser Altenberger Gruppe (FRASL, 1959). Sie hören in auffälliger Weise an der Grenze des Verbreitungsgebietes des postorogenen Freistädter Granodiorits schlagartig auf und sind somit offensichtlich älter als die Freistädter Intrusionen (FRASL & FINGER, 1988).

Der Altenberger Typ ist chemisch ein eindeutiger S-Typ mit sehr deutlichen Hinweisen auf eine bevorzugte Ausschmelzung aus dem Perlgneiskomplex und damit auf eine zweite, vermutlich aber nur lokal wirksame Anatexis.

In Oberösterreich zeigt er zumeist eine schwache (herzynische) Glimmerregelung und ist damit zu den spätorogenen Bildungen zu rechnen. Gegenüber den kalifeldspatreichen Weinsberger Graniten und den Schlierengraniten sind die Vorkommen des Altenberger Typs altersmäßig offensichtlich schon etwas abgesetzt und meist durch schärfere diskordante Kontakte gekennzeichnet (FRASL & FINGER, 1988).

Die anatektische Kruste wurde während und nach der Erstarrung auch noch weiterhin relativ schwach unter den Bedingungen einer retrograden Metamorphose penetrativ deformiert (FINGER & KRUHL, 1987).

Damit bahnt sich wahrscheinlich schon die Anlage der Donaustörung in der Krustentiefe an, die dann bei zunehmender Abkühlung (Hebung und Abtragung) von der Blastomylonitbildung (bei Biotitstabilität) bis zur Mylonitisierung und teilweisen Verquarzung (Bildung der "Hartschiefer") unter absteigenden Temperaturen als steilstehende Störung weiter aktiv ist. Ein hier anzuschließendes Scherflächensystem durchschert Granitoide der Weinsberger Gruppe mit der ihr zugehörigen Aplit- und Pegmatitgeneration, darauf folgt eine spätere, auf Dehnungsrissen quer durchschlagende Generation von gemischten Feinkorngranit und Aplit-Pegmatitgängen der postorogenen Mauthausener Generation (FRASL & FINGER, 1988).

Variabel ausgebildete Feinkorn-Migmagranite können sich auch mit manchen Altenberger Granitvorkommen oder sogar mit Engerwitzdorfer Graniten in der Altersreihenfolge abwechseln, erklärbar durch kleinräumige und temporär wechselhafte selektive Aufschmelzung unterschiedlicher Altbestandsgneise im Randgebiet der Anatexis. Solche unregelmäßig wechselhafte Teilmobilisationen könnten sich etwa auf Grund lagiger Inhomogenitäten in der voranatektischen Kruste ergeben haben oder aber durch lokal unterschiedlich intensiven Wärmefluss (FRASL & FINGER, 1988).

Noch zur Hauptphase der variszischen Anatexis gehören demgegenüber etliche Vorkommen von meist sehr kleinen Dioritkörpern, bei denen aber wiederum verschiedene Generationen unterschieden werden können:

Ältere Diorite finden sich als Schollen im Weinsberger Granit, häufiger aber noch im Schlierengranit und Engerwitzdorfer Granit. Daneben gibt es Monzodiorite, die weitgehend kogenetisch mit dem Weinsberger Granit sind (Diorit von Sarleinsbach / Sprinzensteiner Diorit (Diorit 1 sensu FUCHS, 1962)).

Hingegen durchschlagen jüngere Feinkorndiorite noch den Weinsberger Granit samt Gängen aus der Verwandtschaft des Engerwitzdorfer Granits.

Der Diorit wird dort lokal begleitet von der feinkörnigen, biotitreichen Migmagranit-Generation, jedoch werden auch diese beiden noch vom Altenberger Granit und dessen sauren Gängen durchschlagen. Es gibt aber auch manche Quarzdiorite, die eng mit den postorogenen kleinen Hochplutonen vom Mauthausener Granittyp verbunden sind, welche jedenfalls schon zur großen Gruppe der postorogenen Hochplutone gehören (FRASL & FINGER, 1988).

Die Gruppe der postorogenen Hochplutone samt ihrem Gangfolge (Granodioritporphyrite, selten Aplite und später auch Lamprophyre) intrudierten im Mühlviertel und im Sauwald erst nach einer weiträumigen Krustenabkühlung, welche wohl mit einer kräftigen Hebung und Abtragung des betreffenden Orogenabschnitts zusammenhing. Die Schmelzen stiegen aus einer heute kaum mehr aufgeschlossenen größeren Tiefe in einem zumeist bereits gut homogenisierten Zustand auf und zeigen scharfe Kontakte zu den älteren Gneisen, Anatexiten sowie syn- bis spätorogenen Granitoiden.

Zu den postorogenen Hochplutonen gehören nicht nur der Granit vom Typus Mauthausen sondern auch Feinkorngranitstöcke des westlichen und östlichen Mühlviertels.

Ebenso zu dieser postorogenen Gruppe gehört der "Freistädter Granodiorit", der im Wesentlichen in zwei Hauptvarianten ausgebildet ist (feinerkörniger Kerntyp, weitgehend entsprechend dem Mauthausener Granit, mittel- bis grobkörniger Randtyp mit randlichen Feinkorngranodioritgängen, die randlich in Granodioritporphyrite übergehen). Des weiteren existiert ein verwandter mittelkörniger, saurerer Nachschub ("Graben-Granit").

Während die Granite der Mauthausener / Freistädter Gruppe I-Typ Charakter aufweisen, sind die Plutone aus der Verwandtschaft des ebenfalls postorogenen, zweiglimmerigen grobkörnigen Eisgarner Granits S-Typ Granite, die nach FUCHS & THIELE (1968) jünger sind als die Mauthausener/Freistädter Gruppe.

Die späten Lamprophyre treten am ehesten in der Umgebung des Neuhaus-Plöckinger Granitstocks gehäuft auf (SCHADLER, 1952), wobei auch dieser Hochpluton meist wieder in herzynischer Richtung von ihnen durchschlagen wird, ähnlich wie bei Sarleinsbach der Quarzmonzodiorit der Weinsberger Generation (FRASL & FINGER, 1988).

Tektonik

Durch die vorher genannten Störungen ist das kristalline Gebiet des Mühlviertels in mehrere Großschollen zerlegt: die Böhmerwaldzone nordöstlich der Pfahlstörung, die Mühlalscholle zwischen Pfahl-, Donau- und Rodlstörung, die Sauwald- und Lichtenberg-Kürnbergerscholle.

Im Gesamtgebiet des Mühlviertels, außer in der Lichtenbergscholle, besteht die Neigung zu einem herzynischen NW-SE-Streichen. Im Mühlthalhochland (Mühlalscholle) verflacht das Einfallen bis zur waagrechten Lagerung; eine ebenso flache Lagerung im herzynischen Streichen kennzeichnet die Böhmerwaldscholle.

Petrographisch charakterisiert ist die Böhmerwaldzone durch einen hohen Anteil an vorvariszischen Altgesteinsverbänden, die Mühlalscholle durch mächtige Weinsberger Granitintrusionen und begleitende Grobgneisbildungen und die Sauwaldscholle durch Perlgneise, Migmatite und anatektische Granite. Die Gesteinsgesellschaften der Lichtenberg-Scholle streichen annähernd N-S und sind zum Unterschied steil aufgerichtet, stehen senkrecht oder fallen nach Osten ein.

Es scheint sicher, dass die Lichtenberg-Kürnbergerscholle von der Sauwaldscholle an der Rodlstörung, verdeckt unter der Molasse, abgerissen ist und um etwa zwanzig Kilometer nach Norden verschoben und hierbei steil aufgerichtet wurde. Entlang des Westrandes der Rodlstörung hat sich das Einfallen der Gneise dem Bewegungssinn der Rodlstörung angepasst (Aufschleppung der schwach geneigten Mühlalscholle).

Bei einem Rückversetzen entlang der Rodlstörung und einem Eindrehen der Lichtenberg-Kürnbergerscholle auf die herzynische Richtung ergibt sich ein Bild, das die Haselgrabenstörung als Fortsetzung der Donaustörung vermuten lässt. Dies bedeutet, dass die Gesteine östlich der Haselgrabenstörung eine Fortsetzung der Mühlalscholle sein können. Die Gesteinszusammensetzung entspricht jedenfalls der der Mühlalscholle.

An der Rodlstörung vollzogen sich vor allem Horizontalverschiebungen in der Größenordnung von 20 Kilometern; unbestimmt ist das Ausmaß in vertikaler Richtung. Das höhenmäßige Übertreten des Lichtenbergrückens ist wohl auch auf

die höhere Verwitterungswiderstandsfähigkeit der steilgestellten Perlgnise gegenüber den flachliegenden Gneisen und leicht erodierbaren Störungszonen zurückzuführen.

Da die Pfahlstörung von der Rodlstörung abgeschnitten wird, erscheint die Rodlstörung augenscheinlich als die jüngere. Über die Art und das Ausmaß der Versetzung an den herzynischen Störungen (Pfahlstörung, Donaustörung) findet sich in der geologischen Literatur kein einheitlicher Nenner. Allgemein wird angenommen, dass es sich um alte, vielleicht sogar präkambrische Störungszonen handelt, die einmal vorgezeichnet, im Laufe der Erdgeschichte öfters beansprucht wurden. DAURER (1976), der die Donaustörung im Bereich von Schlögen untersuchte, schreibt zu diesem Thema:

„In meinem Arbeitsgebiet treten weniger kratogene bruchtektonische Bewegungen an der Donaustörung in Erscheinung, sondern vielmehr die S-parallelen Scherbewegungen. In ihrer ältesten Anlage nämlich trat die Donaustörung als Scherzone in Erscheinung, an der sich die SW-gerichteten Relativbewegungen der Mühlviertel- gegen bzw. über die Sauwaldscholle vollzogen. Gegen Ende oder nach Ende der variszischen Tektogenese wurden die planaren Scherbewegungen von kratogenen Bruchbewegungen abgelöst.“

Die Aufrichtung der Lichtenberg-Kürnbergerscholle erfolgte wohl am wahrscheinlichsten kurz nach den Aufschmelzungsvorgängen der Gesteinsmassen in Tiefenzonen, da ja Schollen von fünf Kilometern Dicke bewegt, gebeugt und schräggestellt wurden. Inwieweit eine nachvariszische Bruchtektonik am Mühlviertel wirksam war, lässt sich aufgrund des Fehlens einer korrelierbaren Sedimenthülle entlang den großen Störungszonen, nicht nachweisen.

Eine Erklärung zu suchen wäre noch für den markanten, einige hundert Meter mächtigen, Randabbruch vom Mühlviertel zur Molassezone hin (durch Erdölprospektionen wurden noch weitere solcher Bruchzonen im Beckeninneren festgestellt) möglich. Ihre Entstehung ist mit der Gebirgsbildung der Alpen im Tertiär in Verbindung zu bringen, als mächtige Deckenkörper wie die Flyschzone oder die nördlichen Kalkalpen über den Molassesedimenten und deren Basis, den Gesteinen der Böhmisches Masse, tektonisch zu liegen kamen.

Dass der Randabbruch des Mühlviertels auch heute noch unter Spannung steht, beweisen folgende Erdbeben aus jüngster Zeit mit geringer Herdtiefe um fünf Kilometer:

Hagenberg 1899, Gallneukirchner Beben um 1928, Linz 1933 und Pregarten 1972 mit der Stärke 7 (nach der zwölfteiligen Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala).

Quetschgesteine

Entlang der Störungszonen und Bewegungsflächen im Kristallin finden sich allerorts zerquetschte und verriebene Gesteine in allen Übergangsstufen bis zu phyllitähnlichen Schiefergesteinen umgewandelt.

Die Quetschgesteine und besonders die der Rodlstörung haben das Aussehen von Phylliten. Sie wurden daher auch als Phyllonite, wegen ihres Vorkommens in der großen Störungszone des bayrischen Pfahls, auch als „Pfahlschiefer“ bezeichnet. Epizonale Minerale (Chlorit, Serizit, Talk u. a.) treten anstelle von hochmetamorphen Mineralparagenesen, sodass man von einer rückschreitenden Metamorphose (Diaphtorese) in den Quetschgesteinen sprechen kann.

Sehr viele der zahllosen Klüfte des kristallinen Grundgebirges sind als Bewegungsflächen ausgebildet und von blanken Harnischen oder dünnen Reibungsbelägen bedeckt. Zerrüttungsstreifen führen schließlich zu den Druck-Quetschzonen über.

Im Weinsberger Granit und in den grobkörnigen Gneisgraniten sind die Übergänge von grobklastischen Verdrückungen bzw. Auswalzungen zu einer Art „Augengneis“ (Porphyroklast) bis zu feinschuppigen und schließlich dichten, streifigen, weißlichen Hellschiefern besonders eindrucksvoll. Alle regional wichtigen Gesteine werden in den großen Störungszonen von den Quetschumwandlungen erfasst.

Während die granitischen Gesteine helle, weißliche Quetschschiefer liefern, haben die aus Perlgneisen hervorgegangenen eine braun bis braungrau-violette und die aus Amphiboliten und Hornblende-Gesteinen entstandenen eine grünliche Färbung. In der Rodlzone sind sie streifenweise nebeneinander zu verfolgen. Mikroskopische Neubildungen konnten, neben Zerreibungs- und Verdrückungskörnchen, Chlorit (Pennin - Klinochlor), Zoisit, Muskovit und Serizit festgestellt werden.

In der Kartendarstellung sind die verschiedenen Ausbildungsformen unter einer Signatur zusammengefasst worden. Kleinere Störungszonen sind womöglich angedeutet, aber keineswegs vollständig erfasst.

Eine grundlegende Arbeit über die Mylonite in der Donautörung im südlichen Moldanubikum liegt von DAURER (1976) vor.

Als eine bemerkenswerte Gesteinsbildung in den Quetschzonen wurden die Vorkommen von Talkschiefer in der Karte vermerkt. Es handelt sich um hell- bis dunkelgraugrüne Massen von unreinem Talk, die in meist wenig mächtigen, linsen- bis plattenförmigen Körpern den Quetschschiefern eingebettet sind. Außerhalb des Kartenblattes bei Zwettl scheint Serpentin den Kern von Talklinsen zu bilden. Hellgrüne Strahlsteinschiefer finden sich mehrfach in Begleitung und bestärken die Annahme der Herkunft von Amphiboliten und hornblendehaltigen basischen Mischgesteinen. Im Bereich der Rodlstörung sind Fundstellen bei Zwettl (Abbauversuche), bei Dreiegg nordöstlich von Zwettl und Talkvorkommen nordöstlich

von Gramastetten zu nennen. Vereinzelt Stücke wurden auch bei Stötten zwischen Herzogsdorf und Neußerling gefunden.

Gesteinstypen im Kristallin nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 (Krenmayr & Schnabel, 2006) ergänzt z. T. nach Seiberl et al (1996)

Das kristalline Grundgebirge besteht aus einer großen Anzahl verschiedener Gneis- und Granittypen (FUCHS & MATURA, 1976; THIELE & FUCHS, 1965):

- Paragneis (im Kropfmühl-, Donauleiten- und Herzogsdorf-Komplex): feinkörniger grauer Paragneis, migmatischer Paragneis mit pegmatoiden Lagen, darin finden sich größere Linsen von Graphitgneis und Marmor.
- Paragneis (Schiefergneis): biotitreicher Paragneis mit Sillimanit, Cordierit und Granat, feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis. Charakteristisch für diese dunklen Gesteine ist die Feinkörnigkeit, die straffe Schieferung und Bänderung sowie die Verfaltung. Zum Teil führen die Schiefergneise Kalksilikate und liegen meist innerhalb der Perlgneise.
- Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis (von SCHADLER [1952] z. T. lokal als Weinsberger Granit, z. T. lokal auch als Schiefergneis kartiert).
- Metablastischer bis metatektischer Paragneis (Perlgnais): biotitreicher, fein- bis mittelkörniger Paragneis bis Migmatit, oft cordieritführend und mit Paragneisrelikten, z. T. schlierig. Dieses meist mittelkörnige Gestein besteht aus einem kristalloblastischen Gemenge von basischem Oligoklas, Quarz, +/- Mikroklin und Biotit. Die Perlgneise sind meist homogen, manchmal auch schlierig nebulitisch.
- Diatektischer Paragneis (homogenisierter Perlgnais): weitgehend homogener, teils massiger Migmatit, mittelkörnig, z. T. Paragneisschollen.
- Cordieritreicher Migmatit (Typ Wernstein) (bei SCHADLER [1952] lokal auch als Schärddinger Granit bezeichnet): massiger, grob strukturierter Migmatit, biotit- und cordieritreiche oder feldspatreiche Schlieren.
- Schlierengranit (bei SCHADLER [1952] auch als Porphyrgneis, Gneisgranit i. A., z. T. auch als Hornblendeporphyrgneis mit rötlichen Feldspäten und z. T. auch als Porphyrgneis mit Amphiboliteinschaltungen [Redwitzit bzw. Syenit] bezeichnet): grobkörniger Granit bis Granodiorit, schlierig, oft rötliche große Kalifeldspäte, z. T. dioritische Schollen. Die Bezeichnung Schlierengranit beruht auf der inhomogenen Verteilung der Kalifeldspäte, die einen schlierigen Wechsel heller und dunkler Lagen hervorruft.
- Weinsberger Granit: grob- bis riesenkörniger (Großkalifeldspäte) Biotitgranit. Auf der Karte separat ausgeschieden sind Weinsberger Granit-Randbereiche,

Vermischungs- und Übergangszonen von Weinsberger Granit in andere Granite und Migmatite.

Der Weinsberger Granit ist durch einen Reichtum an grob bis riesentafeligem Kalifeldspat gekennzeichnet. Häufig sind die Einsprenglinge so dicht gelagert, dass die Grundmasse stark zurücktritt. Nach KURAT (1965) setzt sich der Weinsberger Granit aus Mikroklin (33 - 38 Vol%), Oligoklas - Andesin (29 - 34 Vol%), Quarz (19 - 22 Vol%) und Biotit (10 - 13 Vol%) als Hauptgemengteile zusammen. Selten ist der Weinsberger Granit völlig richtungslos. Die Klüftung, abgesehen von Entlastungsklüften parallel zur Geländeoberfläche, ist in der Regel schlecht ausgebildet.

Beim fließenden Übergang von den Weinsberger Graniten zu den Grobkorngneisen werden an den Graniträndern die Mikroklineinsprenglinge kleiner und sie treten vereinzelter auf, haben aber dennoch den Habitus der Weinsberger Feldspäte. Sie sind eingebettet in eine kristalloblastische Grundmasse von Oligoklas - Andesin, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellglimmer und manchmal auch Hornblende. Solche Gesteine werden dann als Grobkorngneis bezeichnet. Das Verschwinden der Kalifeldspatgroßkristalle und die Abnahme der Korngröße leiten zu den Perlgneisen über.

- Altenberger Granit: feinkörniger, schwach deformierter S-Typ Zweiglimmergranit, kleine Restitschollen. Dieser helle, saure, fein bis mittelkörnige Zweiglimmergranit ist durch häufig auftretende Biotitfasern eindeutig vom Mauthausener Granit zu unterscheiden. Saurer Plagioklas, reichlich Mikroklin sowie oft hohe Muskowitgehalte sind charakteristisch. Des Weiteren sind gelegentlich „unverdaute“ Schollen von Perlgneisen in diesen Graniten enthalten.
- Haibacher Granit (bei SCHADLER [1952] auch als Weißgranit von Haibach bezeichnet): Feinkörniger, sehr heller S-Typ Zweiglimmergranit, deutlich deformiert.
- Diorite
- Mauthausener Granit, Feinkorngranit i. A. (bei SCHADLER [1952] auch als Granit von Plöcking, Aschach, St. Ulrich u. A. bezeichnet): fein- bis mittelkörnige, hellgraue und massige I-Typ Biotitgranite bis Biotitgranodiorite. Bei diesem Granit handelt es sich um einen fein bis mittelkörnigen, meist gleichkörnigen Biotitgranit. Die Hauptgemengteile dieses hellgrauen bis bläulich-grauen Granits sind idiomorpher, zonar gebauter Plagioklas (38 Vol%), Mikroklin (28 Vol%), Quarz und Biotit (10 Vol%).
- Mylonit, Kataklastit (bei SCHADLER [1952] auch als Quetschschiefer, Phyllonit an Störungszonen bezeichnet).

- Granitporphyr, Granitgänge (bei SCHADLER [1952] auch als Quarz-Glimmer-Porphyr, bzw. Porphyrit i. A. bezeichnet), Muskowit-Granat-Pegmatit von Öxlau (SCHADLER, 1952).

Des Weiteren finden sich lokal auf dem Kristallin bzw. randlich des Kristallins Erosionsreste von neogenen bis pleistozänen Sedimenten: marine Sedimente des Älteren Schlier und der Linzer Sande, marine Phosphoritsande und Grobsande der Plesching-Formation, limnisch-fluviatile Kiese, Sande und Tone des Neogen i. A., sowie Schotter des obersten Neogen bis Altpleistozän.

Mühlviertel und Sauwald werden aus einer NW-SE-streichenden Mischgneiszone aufgebaut. Sie grenzt diskordant an die Gneiszone Südböhmens und überprägt diese. Sie wird deshalb als Bavarikum vom Moldanubikum abgegrenzt.

Wie schon oben erwähnt wird im Bavarikum der Innenbau des Moldanubikums aus der NE-SW-Richtung in eine neue variszische NW-SE-Richtung umgeprägt. Der alte Gesteinsbestand wird bis auf einige Reste aufgelöst und geht in das variszisch geprägte Migmatitgebirge über.

Die W Grenze des Südböhmischen Plutons gegen das Bavarikum ist nicht sehr deutlich ausgebildet. Das Granitmassiv löst sich gegen NW in eine Unzahl kleinerer Stücke und Durchschläge auf.

Das Gebiet N von Linz zwischen Rodlstörung und Granitmassiv ist durch auffällige NNWSSE bzw. N-S-Streichrichtungen der Gneise gekennzeichnet. Auch die Intrusiva folgen diesen Richtungen.

Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone wird dem Moldanubikum zugeordnet. Es handelt sich überwiegend um Paragneise, Migmatite, Granodiorite und Granite, die Ähnlichkeiten mit Graniten des Sauwaldes oder dem Schärdinger Granit aufweisen (WIESENEDER et al., 1976).

Die geologische Situation ist geprägt durch einen deutlichen Übergang von einem östlicheren Bereich, der durch überwiegend variszische Plutonite und NE-SW Streichen geprägt ist, zu einem westlicheren Bereich mit einem wesentlichem Anteil an variszischen Migmatiten und Anatexiten, sowie einer Änderung der regionalen Streichrichtung zu NW-SE bis WNW-ESE. Einen allgemeinen Überblick geben die Publikationen von FUCHS & THIELE (1968), FUCHS & MATURA (1980) und FRASL & FINGER (1991).

Junge Bedeckung

Man muss davon ausgehen, dass weite Räume der südlichen Böhmischen Masse mit Molassesedimenten bedeckt waren. Dadurch, dass der oligozäne Küstenbereich schon stark morphologisch gegliedert war, weisen die Küstensedimente große Unterschiede in Mächtigkeit und Verbreitung auf.

Durch tektonische Zerlegung des kristallinen Untergrundes und durch spätere Hebungen einzelner Bereiche kam es einerseits zur Ausbildung von Hocharealen, auf denen die tertiären Sedimente relativ rasch erodiert wurden und andererseits zu Beckenbildungen, in denen die Sedimente erhalten blieben.

Die Molasse, die geographisch gesehen dem Alpenvorland entspricht, erstreckt sich zwischen dem Kristallin der Böhmisches Masse im Norden und den Sedimenten der Flyschzone im Süden. Sie enthält bis zu 500 m mächtige Abfolgen von vorwiegend marinen, z.T. auch brackischen oder im Süßwasser entstandenen, klastischen Ablagerungen des Obereozäns bis zum jüngeren Miozän. Im Untersuchungsgebiet wird dieser, gegen Süden rasch tiefer werdender Molassetrog, von Sedimenten der autochthonen Molasse aufgebaut. Im Süden setzt sie sich, durch das Vorrücken der Alpen überschoben, als subalpine Molasse unter den alpinen Decken fort. An der Stirnfront dieses alpinen Deckenstapels beißt die subalpine (allochthone) Molasse an der Oberfläche aus und ist als schmale, Ost-west verlaufende, verschuppte Zone, obertags aufgeschlossen.

Die Ablagerungen bestehen überwiegend aus dem Abtragungsprodukt älterer Gesteine des in Hebung begriffenen Alpenkörpers im Süden und zum geringen Teil auch aus der Böhmisches Masse. Schotter, Sand und Tone wurden in unterschiedlichen Sedimentationsräumen (z.B. Delta, Küste, Schelf) abgelagert. Auch tiefmarine Ablagerungen aus tiefen Beckenbereichen sind wesentlich beteiligt, dabei spielen Umlagerungsprozesse (submarine Muren) eine wesentliche Rolle. Zum Beispiel wurde der für die Molasse so typische Schlier, ein mergeliger, feinsandiger Schluff im Schellbereich z.T. auch im Becken selbst abgelagert.

Weite Flächen sind durch eiszeitliche Lockersedimente (Moräne, Flussterrassen, Löß) bedeckt, so vor allem im Umfeld der Donau und ihrer Zubringerflüsse aus den Alpen. Ihnen kommt große praktische Bedeutung als Grundwasserreservoir zu.

Stratigraphie der jungen Bedeckung

Mit seiner nördlichen Randfazies streicht das Untereger als ältestes stratigraphisches Glied obertags am östlichen Massivrand Oberösterreichs aus. Hierher gehören die basalen bunten Tone und tonigen Sande unmittelbar über dem Grundgebirge (lokal auch als abbauwürdige Kaolinverwitterungsschwarten in erosionsgeschützten Mulden hervorgehend). Daraus gehen auch, teils durch Wechsellagerung, die weißen, meist feinkörnigen und sehr reifen Quarzsande der Älteren Linzer Sande hervor.

Die Jüngeren Linzer Sande (Obereger) überlagern nach einer Schichtlücke diskordant die Älteren Linzer Sande am Massivrand. Bei den Jüngeren Linzer Sanden handelt es sich um grobkörnige, graugelbe bis weiße, unsortierte und unreife Sande mit viel eckigem Quarzgrus und einigen dünnen, graugrünen Tonlagen im Hangenden. Örtlich bergen sie linsenförmige Vorkommen von wirr gelagerten

Quarzkiesen und -schottern. Nicht selten sind die Sande durch kalkige Bindemittel verfestigt. So z. B. kennt man Sandsteinnester aus dem Gallneukirchner Becken. Der am Saum des Böhmisches Massives austreichende Ältere Schlier (dunkel- bis schwarzgraue oder braune bis violettgraue feinsandig-glimmrige, feste, gut geschichtete bis schiefrige Tone bis Tonmergel) liegt stets nach Erosionsdiskordanz auf den Jüngeren Linzer Sanden.

Aus dem darüber folgenden Ottnang finden sich entlang des Massivrandes nordöstlich von Linz als deutlicher Transgressionshorizont Phosphoritsande (graue, glaukonitische, meist grobkörnige, mitunter fossilreiche Quarzsande mit aus dem Älteren Schlier umgelagerten Phosphoritknollen). Diese Sande verzahnen sich nach Süden mit dem Robulusschlier.

Löß bzw. Lößlehm, der wohl hauptsächlich aus der letzten Periode extremer Eisexpansion stammt, nimmt große Flächen des Donautalrandes ein sowie Bereiche westlich und südlich Gallneukirchen.

Da die ersten Auswertungsschritte rein auf der Basis von vorhandenen Kartengrundlagen ohne Geländekontrolle erfolgen, ist zu bedenken, dass die schlechten Aufschlussverhältnisse die Interpretation von Grenzziehungen zwischen Grundgesteinskomplexen oder zwischen Kristallin und tertiär-quartären Sedimentauflagen im Gelände sehr erschweren. Diese Problematik schlägt sich auf die Abgrenzungen des dokumentierten Kartenmaterials nieder, wodurch zahlreiche Fragen bei der Auswertung der hubschrauber-geophysikalischen Messergebnisse vorläufig offen bleiben müssen.

Im Folgenden werden die einzelnen Schichtglieder, deren stratigraphische Stellung und lithologische Ausbildung besprochen.

Linzer Sande

Diese quarzreichen, karbonatfreien und meist fossilfreien Fein- bis Grobsande wurden am Südrand des Böhmisches Massivs entweder direkt auf dem kristallinen Untergrund oder auf dem Pielacher Tegel abgelagert (Kiscellium-Egerium) bzw. sind mit diesem lateral verzahnt und besitzen im Allgemeinen eine Mächtigkeit von 30 bis 50 m. Die angesprochenen Fein- bis Grobsande werden als „Linzer Sande“ (Melker Sand, Sandstein von Wallsee und Perg) bezeichnet und sind anhand ihrer Sedimentstrukturen als marine Ablagerungen in strandnahen Bereichen, verbreitet aber auch als Ablagerungen in einem gezeitenbeeinflussten flachen Schelf zu sehen. Beckeneinwärts, also gegen Süden, gehen sie in den aus marinen Schlammablagerungen entstandenen oligozänen Schiefer-ton über (Älterer Schlier). Diese Sande sind demnach auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen beschränkt.

Älterer Schlier

Etwa zeitgleich mit den Linzer Sanden tritt der Ältere Schlier (Egerium) vor allem im Hangenden des Melker Sandes auf, verzahnt sich mit diesem aber auch lateral. Es

handelt sich dabei um einen schwarzen bis schwarzbraunen, meist geschichteten, sandig bis tonigen Schluff. Die Ablagerung des Älteren Schliers erfolgte am Schelf im Bereich der mittleren Sublittoralzone. Die Verbreitung ist auf den gesamten Rand der Böhmisches Masse ausgedehnt und ist dort auch die Ursache zahlreicher Hangrutschungen.

Plesching Formation (Phosphoritsande)

Nach einer Schichtlücke (Eggenburgium) sind aus dem Unteren Ottnangium im Bereich des Befliegungsgebietes (Typusgebiet östlich von Linz im Raum Plesching) grob bis mittelkörnige, grünlichbraune Sande mit einem hohen Anteil von Feldspaten und Kristallinbruchstücken bekannt. Markant für diese Fazies ist die Beimischung von Phosphoritknollen wobei im Allgemeinen ein rascher Wechsel des Phosphoritgehaltes innerhalb der einzelnen Schichten gegeben ist. Die aus dem Älteren Schlier umgelagerten Phosphoritknollen sind häufig in Sanden unmittelbar über oder in der Nähe dieses Schliers angereichert. Auf Grund zahlreicher Sedimentmerkmale ist die Bildung in einem subtidalen, stark gezeitenbeeinflussten, zumindest aber mesotidalen Ablagerungsmilieu anzunehmen.

Diese Quarz und oft fossil reichen Mittel- bis Grobsande und Fein- bis Mittelkiese liegen entweder direkt dem Kristallin auf oder überlagern die Linzer Sande oder den Älteren Schlier des Egeriums.

Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation

Die Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation des Unteren Ottnangium besteht aus einem laminierten, schräggeschichteten, glaukonitreichen mitunter feinkiesigen Mittel- bis Grobsand, häufig mit Molluskenschill und siltreichen Mergelzwischenlagen. Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge von Zentimeter- bis Dezimeter mächtigen, laminierten Peliten mit mittel- bis grobkörnigen, teilweise feinkiesigen Sandpaketen. Auch Fein- bis Mittelsand können auftreten.

Vom Atzbacher Sand unterscheidet er sich vor allem durch den höheren Pelitanteil (> 50 %) und durch den Glaukonitreichtum, der häufig eine deutliche Grünfärbung hervorruft. Die Abgrenzung dieser beiden Formationen ist durch eine tiefgreifende Verzahnung mit einem langsamen, kontinuierlichen Übergang gekennzeichnet. Die Grenze zum liegenden Robulusschlier ist fließend (Verzahnung).

Robulusschlier

Der Robulusschlier besteht, ähnlich wie der Sandstreifenschlier, meist aus graublauen (im verwitterten Zustand hellgelblich bis olivgrau) mergeligem bis sandigem Schluff, der regelmäßig von unterschiedlich mächtigen Horizonten aus Mittel- bis Feinsand unterbrochen wird. Das Sediment wird von wellig bis eben geschichteten Pelitlagen mit feinsandig-siltigen Bestegen und Linsen aufgebaut. Die beginnende Verzahnung mit der Kletzenmarkt-Klaukonitsand-Formation macht sich

durch wiederholt dünne Lagen von extrem glaukonitreichem Mittel- bis Grobsand bemerkbar. Gemeinsam mit den Vöckla-Schichten stellt der Robulusschlier den tiefsten Teil des Unteren Ottnangiums dar. Die Ablagerung erfolgte wahrscheinlich im Bereich des tieferen Sublitorals, jedoch noch im Bereich der effektiven Sturmwellenbasis.

Quartär bis oberstes Neogen

Die Ablagerungen des Quartär bis zum obersten Neogen bestehen aus gröberklastisch ausgebildeten fluvioglazialen Schmelzwasserablagerungen unterschiedlichen Alters entlang der Flusstäler (eiszeitliche Flussterrassen) mit deren feinklastischer eolischer Bedeckung, dem Löss. Untergeordnet treten am Kristallinrand Verwitterungslehme die z.T. umgelagert sind, in Erscheinung. Großflächige Areale im Bereich des Eferdinger Beckens werden von jungen (holozänen) Sedimenten der Austufe eingenommen wobei man bei ähnlicher lithologischer Ausbildung zwei Niveaus (niedere Austufe, höhere Austufe) unterscheidet.

Die ältesten im Untersuchungsgebiet reliktsch vorkommende Schotter werden je nach Lokalität als Eichwaldschotter, Forstholzschotter oder Schotter von Reuharting-Schnelling angesprochen. Diese fossil leeren Schottervorkommen in unterschiedlichen Höhenlagen sind stratigraphisch schwer einzustufen, eine Ablagerung zeitlich vor den Älteren Deckenschottern (Günz) ist wahrscheinlich.

Bei dem Älteren Deckenschotter, die wie die Jüngeren Deckenschotter im Untersuchungsgebiet nur mehr reliktsch in Erscheinung treten, handelt es sich um fluviatile Kiese und Sande der Günz-Eiszeit mit mehrteiligen Vereisungsperioden. Die Tiefenverwitterung ist sehr kräftig ausgebildet. Aufgrund ihres Karbonatanteils kommt es auch zur Ausbildung karstähnlicher Setzungs- und Erdfallerscheinungen, die als Schlucklöcher für Oberflächenwässer dienen können. Besonders gegen die Talflanken hin sind die Älteren Deckenschotter häufig zu Konglomerat verfestigt.

Die Jüngeren Deckenschotter sind nicht so stark verwittert wie die Älteren Deckenschotter und sind daher i. a. etwas durchlässiger. An den Talflanken können sie ebenfalls zu Konglomerat verfestigt sein. Sowohl die Jüngeren als auch die Älteren Deckenschotter sind häufig mit einer Deckschicht aus Lehm und / oder Löss bedeckt.

Flächenmäßig nehmen die würmeiszeitlichen (Niederterasse) und die rißeiszeitlichen (Hochterasse) Ablagerungen einen sehr großen Abschnitt im Untersuchungsgebiet ein. Die Verbreitungsgebiete liegen zum einen in der Umrandung des Eferdinger Beckens (Niederterasse) zum anderen entlang der Traun (Hochterasse). Die rißeiszeitlichen Schotter erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 15 m und werden teilweise von einer 10 m mächtigen Lössauflage bedeckt. Die Niederterasse ist etwas geringmächtiger ausgebildet und führt keinen Löss. Die Bodenbildung ist gering.

Große Flächen des Donautals im Bereich des Eferdinger Beckens werden von Flussablagerungen aus dem Holozän, bestehend aus Kies, Sand, Ton und Aulehm eingenommen. Dabei sind die Sedimente der höheren (älteren) Austufe durch eine meist niedrige Terrassenstufe von den Sedimenten der jüngsten Talfüllung (Austufe) abgesetzt, wobei die Ablagerungen der jüngsten Austufe nur wenig über dem Niveau der heutigen Fließgewässer liegen.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Großraum Linz liegt geologisch am Übergang zwischen Molassezone und kristallinem Grundgebirge der Böhmisches Masse. Einen Großteil des Kartenblattes nimmt die Lichtenbergscholle mit den charakteristischen Perlgneisen, einem Produkt der variszischen Metamorphose, ein. Die Lichtenbergscholle ist tektonisch an der Rodlstörung nach Norden versetzt und als ein Teil der hochtemperierten Sauwaldscholle zu verstehen.

Die westlich der Rodlstörung befindliche Mühlalscholle und der Osten des Kartenblattes sind gekennzeichnet durch variszische Granitintrusionen und deren Kontaktgesteine. Relikte einer prävariszischen katazonalen Metamorphose kommen nur an einigen wenigen Stellen am Kartenblatt in größeren Aufschlüssen vor. Gegen Ende des Paläozoikums war die Bildung der Böhmisches Masse des Mühlviertels abgeschlossen.

Im Tertiär kam es im Bereich der heutigen Molassezone zu einem Absinken der Böhmisches Masse. Ein zweimaliges Vordringen des Meeres in den Linzer Raum bewirkte ebenso einen zweimaligen Sedimentationszyklus von sandigen Küstensedimenten und tonigen Beckensedimenten, wobei in den jüngeren Sanden Phosphoritknollen als Aufarbeitungsprodukte aus älteren Tonen reichlich zu finden sind.

Entscheidend zur Landschaftsentwicklung hat schließlich das Quartär mit einer bedeutsamen Landhebung und den daraus resultierenden Terrassenbildungen während der Eiszeiten beigetragen.

In den Abbildungen 6.3 und 6.4 ist die geologische Situation im Untersuchungsgebiet dargestellt.

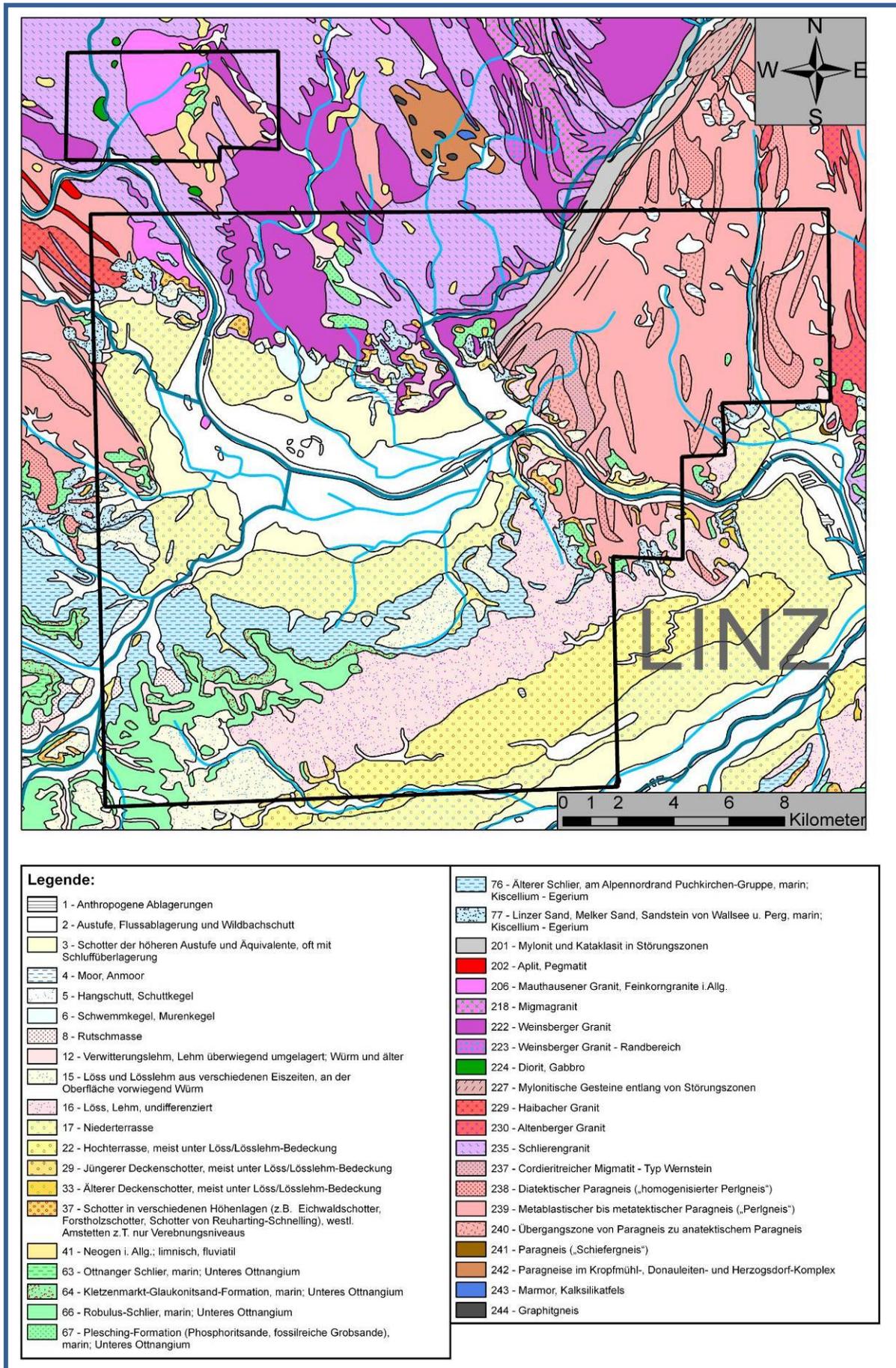


Abb. 6.3: Ausschnitt der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

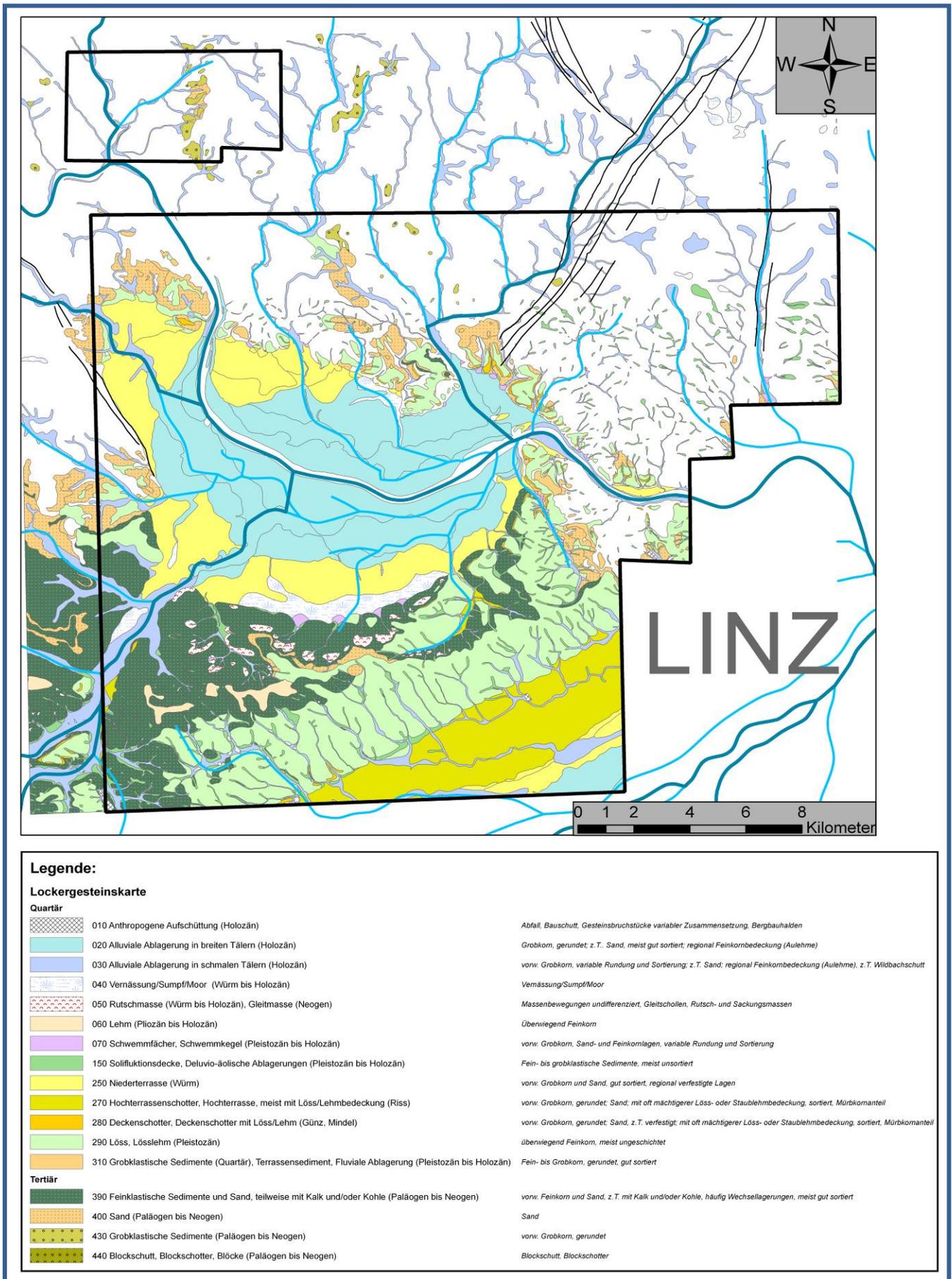


Abb. 6.4: Ausschnitt aus der Lockergesteinskarte (HEINRICH et al., 2004 und UNTERSWEG et al., 2008).

7 Magnetik

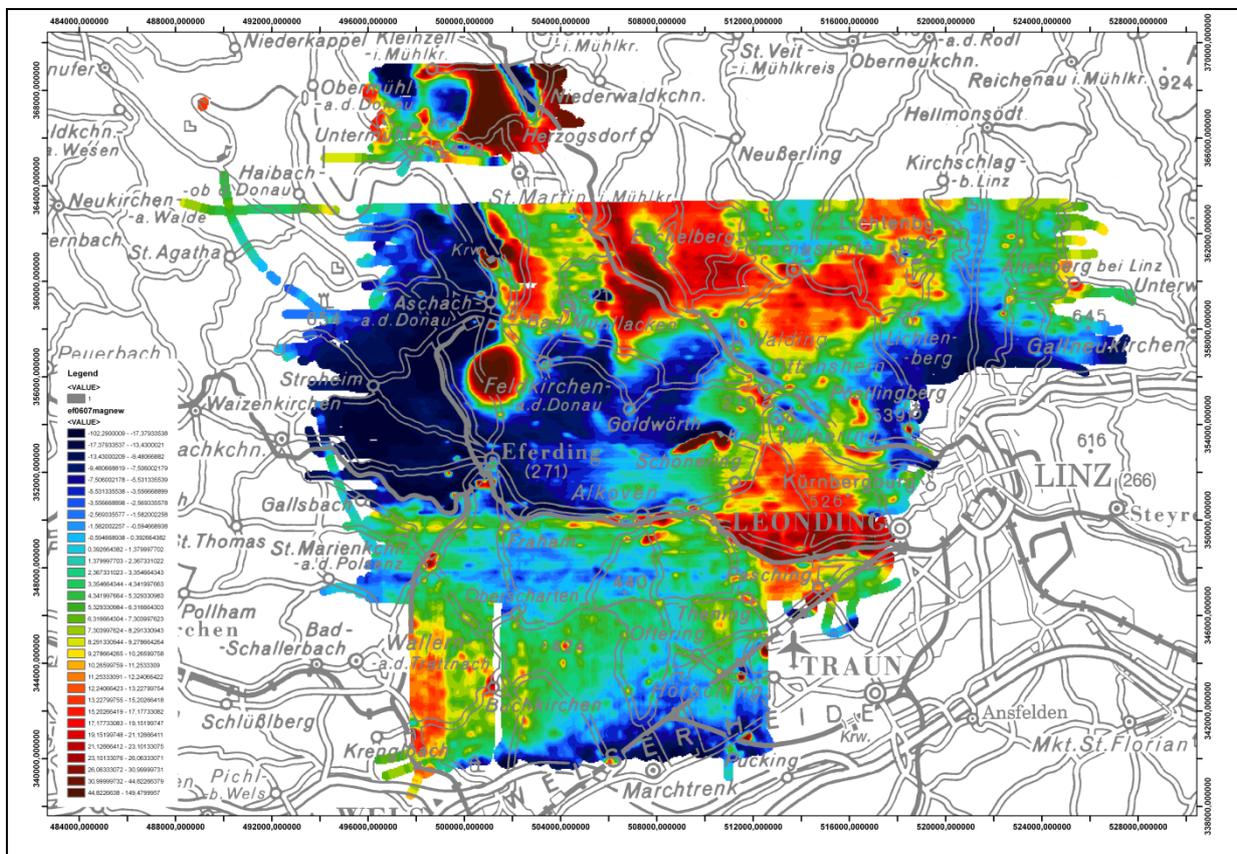
7.1 Karte der Isanomalen der magnetischen Totalintensität

Gemessen wird die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird die Differenz zwischen gemessener Totalintensität und dem „Internationalen geomagnetischen Referenzfeld“ (IGRF). Magnetische Anomalien sind somit die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld, welches durch das IGRF definiert ist. Sie haben ihren Ursprung in der oberen Erdkruste.

Die magnetische Totalintensität (ϵT) wird als magnetische Feldstärke in [nT] (Nano-Tesla) angegeben.

Die magnetische Suszeptibilität [] (Kappa) eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Magnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar, kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden.

Eine Karte der Isanomalen der magnetischen Totalintensität des Messgebiets Eferding ist in Abb. 7.1 dargestellt. Den weiter unten folgenden Abbildungen liegen dieselben Daten zugrunde, sie sind nur statistisch oder graphisch etwas anders dargestellt.



Die Lage des Messgebiets im Umfeld der Magnetik des Mühlviertels ist in Abb. 7.2 anhand der Daten der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ [HEINZ et al., 1987, GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987, SEIBERL, 1991]) dargestellt. Des Weiteren zeigt die Abbildung die bisherigen Hubschraubermessgebiete: 1...Peuerbach-Ried (1995), 2...Westliches Mühlviertel (Nord und Süd) (1986), 3...Ulrichsberg (2008), 4...Eferding (2009), 5...Gallneukirchen (1996), 6...Pregarten (1988), 7...Perg (1988), 8...Kefermarkt (1988), 9...Rainbach (in Arbeit), 10...Weinsberger Wald (1986), 11...Weitra (1986)

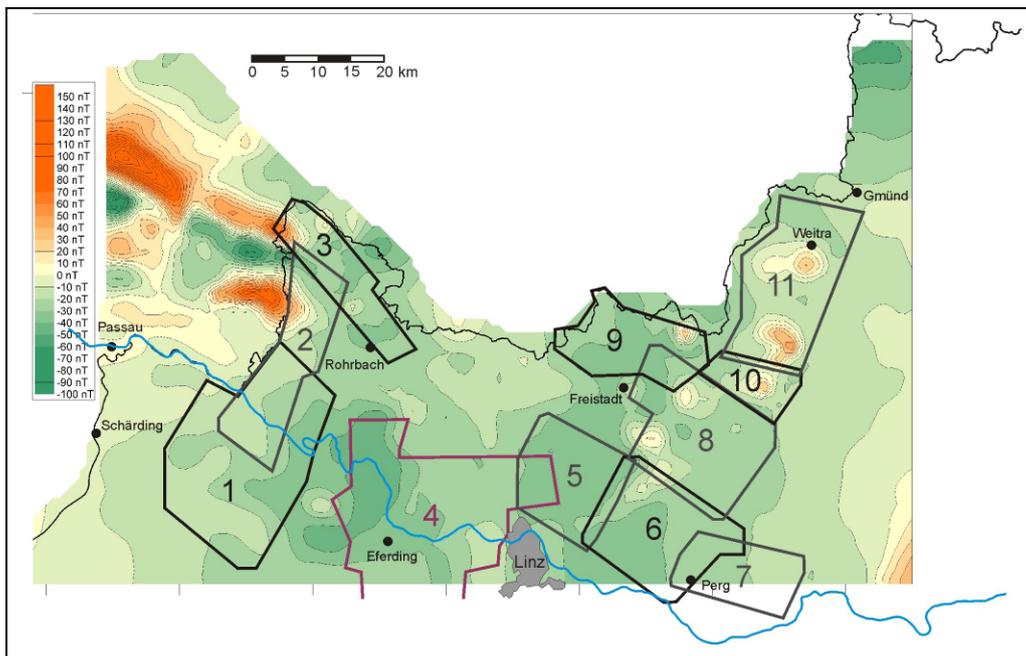


Abb. 7.2: Die Lage des Messgebiets Eferding (4) innerhalb der aeromagnetischen Karte des Mühlviertels (polreduziert berechnet, Daten der AMVÖ, bearbeitet von A. AHL). Des Weiteren zeigt die Abbildung die bisherigen Hubschraubermessgebiete (siehe Text).

Die Werte von ϵT liegen zwischen -108 und +144 nT, wobei sich ein deutliches Maximum um die 0 nT herum gruppiert (Abb. 7.3). Dies ist ein für die hier vorkommenden Gesteine zu erwartender und normaler Streubereich.

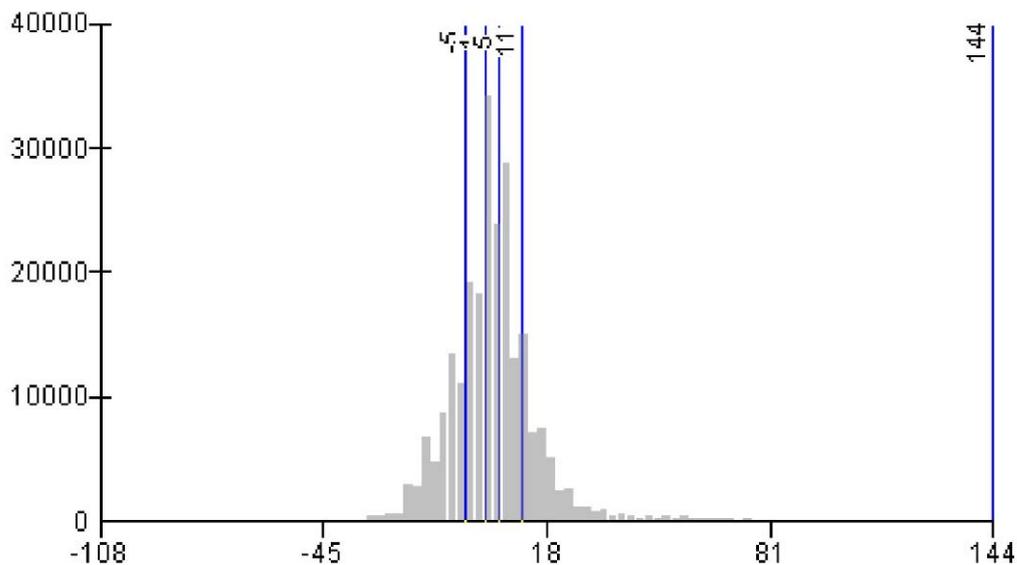


Abb. 7.3: Verteilung der Werte der magnetischen Totalintensität (Quantil): graues Histogramm: Werte von ϵT , in jedem der fünf blau gekennzeichneten Abschnitte der x-Achse liegen je 20% der Messwerte.

7.2 Interpretation

Die räumliche Verteilung von ϵT ist sehr inhomogen. Es ist nicht möglich höhere bzw. niedrigere Werte einfach einzelnen Lithologien zuzuordnen. Am ehesten treten relativ hohe Werte flächenhaft im Bereich der Schlierengranite W der Rodelstörung, im Bereich des Perlgneises der Lichtenbergscholle sowie im Bereich der Perlgneise und Migmatite des Kürnberger Waldes und dessen Fortsetzung unter tertiärer bis quartärer Sedimentbedeckung auf, wobei auch diese Verteilungen recht inhomogen sind. Ob hier tatsächlich die anstehenden Serien die magnetischen Anomalien bewirken, kann allerdings erst im Gelände durch Messungen der magnetischen Suszeptibilitäten nachgewiesen werden. Es könnte sich bei den Störkörpern auch um tiefer liegende Strukturen handeln.

Bei einigen stark magnetisierten Zonen z. B. zwischen Aschach und St. Martin im Mühlkreis sowie zwischen St. Martin im Mühlkreis und Kleinzell könnten metamorphe Kontaktphänomene bzw. hydrothermale Beeinflussung im Zusammenhang mit den Intrusionen von Weinsberger Granit bzw. Feinkorngraniten, eine Rolle spielen, auf die die sekundäre Magnetitbildung zurückzuführen wäre. Solche sind im angrenzenden Gebiet des östlichen Mühlviertels und niederösterreichischen Waldviertels gut dokumentiert (HÜBL, 1993, ARIC et al, 1997). Es sind dort auch größere Granitkomplexe im Kontaktbereich wie z. B. der Karlstift Granit, durch erhöhte Gehalte von sekundär gebildetem Magnetit charakterisiert (ARIC et al, 1997, GNOJEK & PRICHYSTAL, 1997). Die magnetischen Störkörper stehen dort z. T. an der Oberfläche an und können in Tiefen bis zu 2000 m unter GOK nachgewiesen

werden (HÜBL, 1993). Im Weinsberger Granit ist des Weiteren Magnetkies als sekundäres Mineral beschrieben (SEIBERL & HEINZ 1986).

Die fast kreisrunde Struktur eines magnetischen Maximums N Eferding bei Brandstatt ist sehr wahrscheinlich mit dem dort anstehenden Weinsberger Granit in Verbindung zu bringen, in welchem Magnetit nachgewiesen wurde. Es könnte ein genetischer Zusammenhang mit der ebenfalls stärker magnetisierten Weinsberger Intrusion bei Plöcking bestehen (LINNER, pers. Mitt.).

Problematisch ist auch die Zuordnung der Minima, vor Allem, wenn sie größere Areale umfassen und keinem südlichen Maximum direkt zuordenbar sind. So zeigen z. B. die Perlgneise und Migmatite der Sauwaldzone W und NW Eferding grundsätzlich sehr geringe Magnetisierung, während ihre Äquivalente in der Lichtenbergscholle öfters recht hohe Werte aufweisen. Die meisten dieser Bereiche mit geringer Magnetisierung können auch nicht durch Annahme remanenter Magnetisierungen einer von der induzierten Magnetisierung deutlich abweichenden Position zugeordnet werden. Für eine solche Deutung fehlen einfach die zu erwartenden magnetischen Maxima.

In Bereichen der Sedimentbecken könnten lokale Topographieeffekte (relative Hoch-, bzw. Tieflage des kristallinen Untergrundes) einen Einfluss haben. Inwieweit rezente Sedimentbedeckung und tiefgründige Verwitterungsschicht einen dämpfenden Effekt auf die Magnetik im Untersuchungsgebiet haben können (z. B. mechanische Abreicherung, bzw. chemische Zersetzung ferrimagnetischer Minerale), kann derzeit nur spekuliert werden.

Auffällig sind auch die z. T. sehr niedrigen Magnetisierungen entlang einzelner Störungszonen. Dies könnte mit einer Quarzanreicherung im Zuge der Mylonitisierung zu tun haben, durch den der diamagnetische Anteil des Gesteins gegenüber dem ferrimagnetischen natürlich deutlich vergrößert würde.

Problematisch erscheint auch die Interpretation des gesamten südlichen Bereichs des Messgebiets etwa S einer Linie, die durch Leonding verläuft. Es liegt z. T. eine deutliche E-W-Streifigkeit in Richtung der Fluglinien vor, die durch die gängigen Korrekturen nicht beseitigt werden konnte. Des Weiteren zeigt sich, dass die Grenzen zwischen hoch und niedrig magnetisierten Bereichen oft eindeutig entlang von Eisenbahnlinien verlaufen. Beides nährt den Verdacht, dass man hier eventuell in einem Bereich sehr hoher anthropogener elektromagnetischer Störwellen ist (Flughafen Linz, Militärflughafen, dichte Verkehrsinfrastruktur, etc.). Dadurch könnte auch der Magnetiksensor des geophysikalischen Messsystems stark beeinflusst sein.

Anthropogene Störungen der Magnetikmessungen

Neben den eben genannten Verdachtsmomenten für den südlichen Bereich des Messgebiets sind anthropogene Störungen in Form meist recht kleiner, aber doch starker lokaler Anomalien oft gut erkennbar (Abb. 7.4). So sind z. B. Anlagen der Donaukraftwerke Aschach und Ottensheim-Wilhering magnetisch deutlich zu erkennen (in Abb. 7.4 a und b), andere Industrie- bzw. Gewerbebetriebe bei Aschach (c und d), Schotterergewinnungen (e), Ziegelwerke (f und g, Polsenz bei Eferding), Lagerplätze, bzw. Gewerbebetriebe bei Eferding (g und h), sowie Eisenbahnanlagen (i und j) sind sehr gut zuordenbar. Es geht nicht überall so einfach, vielfach ist die Lokalkenntnis des Bearbeiters gefordert. Neben topographischen Karten hat sich dabei „Google Map“ als Hilfsmittel bei der Auswertung bewährt. Die Erfassung möglicher anthropogener Störungen darf jedenfalls bei keiner lokalen Interpretation der Daten unterbleiben.

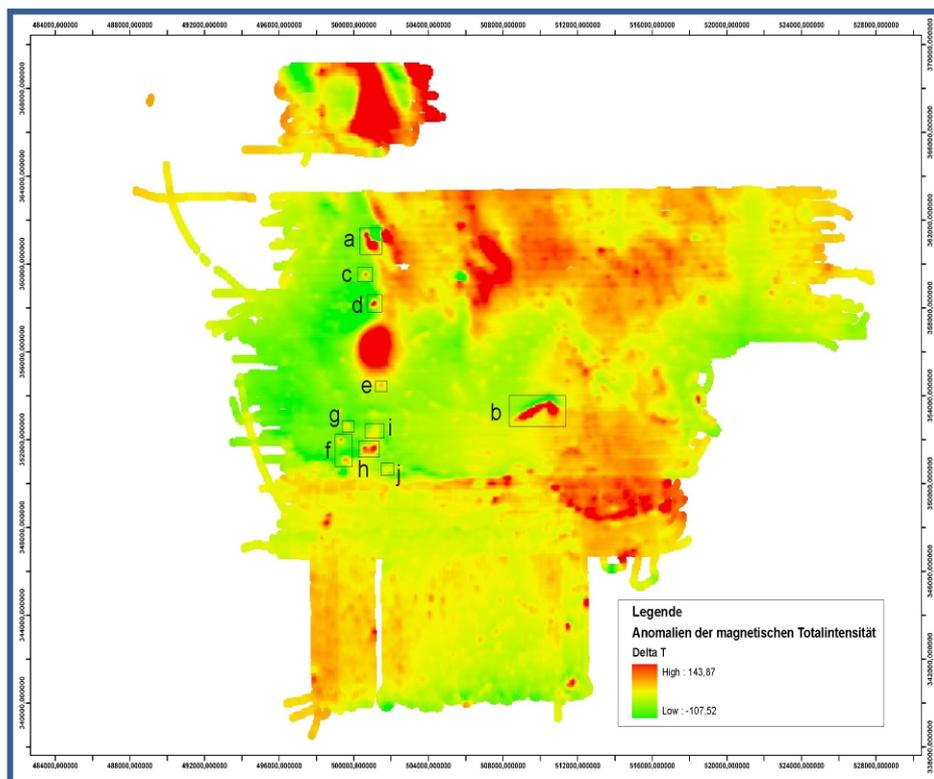


Abb. 7.4: Einzelne anthropogene Störbereiche, die sehr gut zuordenbar sind (Details siehe Text). Die zugrundeliegende magnetische Karte ist in einer kontinuierlichen Skala dargestellt.

Magnetik und Störungszonen

Störungen (nach PESCHEL, 1982)

Zwei Störungssysteme, eines in NW-SE-Richtung verlaufend, herzynisch genannt, und eines senkrecht dazu in NE-SW-Richtung, erzgebirgisch oder variszisch genannt, tragen entschieden zur geologischen Gliederung des Moldanubikums auf

oberösterreichischem Gebiet bei. Im Bereich von Linz kommt noch das N-S gerichtete Störungssystem des Haselgrabens hinzu.

Die Rodlstörung verläuft von Zwettl kommend im Tal der Rodl als ein 1 bis 1,5 km breiter Streifen, in dem oft wenig veränderte Gesteinskörper an den Flanken eingeschleppt und eingeschlossen sind. Im Allgemeinen erscheint die Nordwestflanke der Rodlstörung schärfer abgegrenzt. Die Südostflanke wird von einer Anzahl kleinerer Störungszonen begleitet, die gegen Osten in die N-S-Richtung der Haselgrabenstörung eindrehen.

Die Eintragungen der Störungszonen in der Karte stützen sich meist nur auf Beobachtungen und Lesesteine, sind daher nur Hinweise auf das Vorkommen und den allgemeinen Verlauf von Störungen in diesem Gebiet. Nur ein Bruchteil der Störungen macht sich an der Oberfläche bemerkbar, vielfach folgen sie den Tiefenlinien und sind durch Talfüllungen verdeckt.

Die Kürnbergscholle ist im petrographischen Sinn eine Fortsetzung der Sauwaldzone. Die Gneiszüge streichen aber nicht herzynisch, sondern NNW-SSE bis N-S.

Die NW - SE verlaufende Pfahlstörung, eine herzynische Hauptlinie Mitteleuropas, reicht mit Ausläufern in die Nordwestecke des Kartenblattes und findet jenseits der Rodlstörung keine Fortsetzung. Im Nordwesten des Mühlviertels, im oberen Tal der großen Mühl, bildet die Pfahlstörung bei Aigern noch eine über einen Kilometer breite, vermutlich teilweise unter der Talfüllung verhüllte Zone. Die Breite und der Beanspruchungsgrad nehmen in weiterer Fortsetzung gegen Osten ab. Mit Annäherung an die Rodlstörung verschwinden die Quetscherscheinungen fast vollständig. Zwischen Helfenberg und St. Veit noch deutlich feststellbar, verlieren sich sodann die Spuren in den grobkörnigen Gneisen. In den letzten zehn Kilometern vor dem Erreichen der Rodlstörung sind Quetscherscheinungen kaum noch feststellbar. Hingegen taucht etwa fünf Kilometer südlich eine Parallelstörung bei Herzogendorf auf. Perlgneis, Graphitschiefer und Marmorlagen begünstigen hier anscheinend gegenüber den Grobkorngneisgraniten die Bewegungsflächen.

Eine für die zeitliche Einteilung der Störungen wichtige Tatsache ist das Auftreten von unversehrten Ganggesteinen in den Mylonitzonen. Bekannt sind ein Pegmatitkörper in der Rodlstörung bei Obergeng und der von W. FLIESSER (1960) beschriebene Kersantit bei Speichermühle im Haselgraben.

Interpretation der Struktur anhand der Magnetik

Die Magnetik kann Informationen über Untergrundaufbau und Störungsmuster liefern. Magnetische Strukturen ergeben sich aufgrund der Magnetisierbarkeitskontraste aneinandergrenzender Gesteine, die durch die jeweiligen magnetischen Suszeptibilitäten [κ] charakterisiert werden. Es kann sich

dabei um verschiedene Gesteinskörper, aber auch um lithologische Varietäten innerhalb eines einzelnen Gesteinskörpers handeln. Des Weiteren kann sich aus unterschiedlicher Tiefenlage von Gesteinskörpern ein Unterschied in der gemessenen magnetischen Totalintensität ergeben.

Die großen Störungszonen, die den Bau des Kristallins wesentlich prägen, sind im magnetischen Muster deutlich nachzuvollziehen. Es handelt sich um ein konjugiertes System von Störungszonen, bei denen es sich um duktil bis spröde deformierte Scherzonen handelt. Diese werden als überwiegend spätvariszisch z. T. auch nachvariszisch reaktiviert interpretiert. Es besteht ein NW-SE streichendes dextrales System (Pfahl-Störungszone, Donau-Störungszone) und ein NE-SW streichendes sinistrales System (Rodel-Störungszone) (HEINZ, 1990, HANDLER et al., 1991, WALLBRECHER et al., 1993, 1994, BRANDMAYR et al., 1995).

In der Abb. 7.5 sind die wichtigsten Störungszonen der Mühlviertels (nach FUCHS & MATURA, 1976) und des nördlichen Untergrundes der Molassezone (nach KRÖLL et al., 2006) in die polreduzierte Magnetikkarte eingetragen. Die aus dem Messgebiet Eferding bekannten Störungszonen können somit in einen regionalen Zusammenhang gestellt werden.

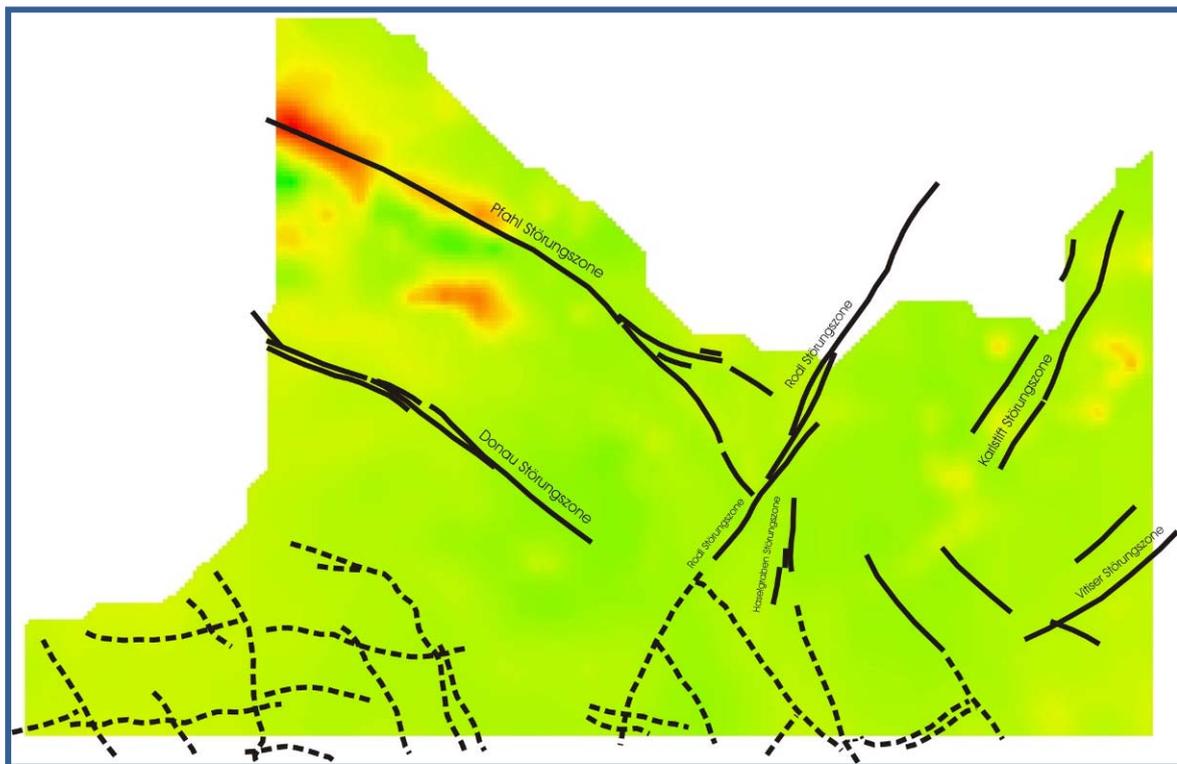


Abb. 7.5: Darstellung der geologisch bzw. geophysikalisch kartierten Strukturen (FUCHS & MATURA, 1976, KRÖLL et al., 2006) des Mühlviertels (durchgezogene Linien) und des nördlichen Untergrundes der oberösterreichischen Molassezone (strichlierte Linien) (MOTSCHKA et al., 2008).

Für den NE-Anteil des Messgebiets liegt eine Auswertung der Lineamente anhand von Satellitenbildern vor (BUCHROITHNER, 1982). Ein Vergleich mit der Magnetikkarte (Abb. 7.6) zeigt, dass einige der magnetischen Strukturen eindeutig parallel zu den anhand von geologischen Kartierungen und Satellitenbilddauswertungen erkannten Lineamenten verlaufen. Dies zeigt, dass die Aeromagnetik in diesem sehr aufschlussarmen Gebiet gute Dienste bei der Erkennung geologischer Strukturen liefern kann. Eine detailliertere Interpretation muss allerdings dem lokalen Bearbeiter überlassen werden

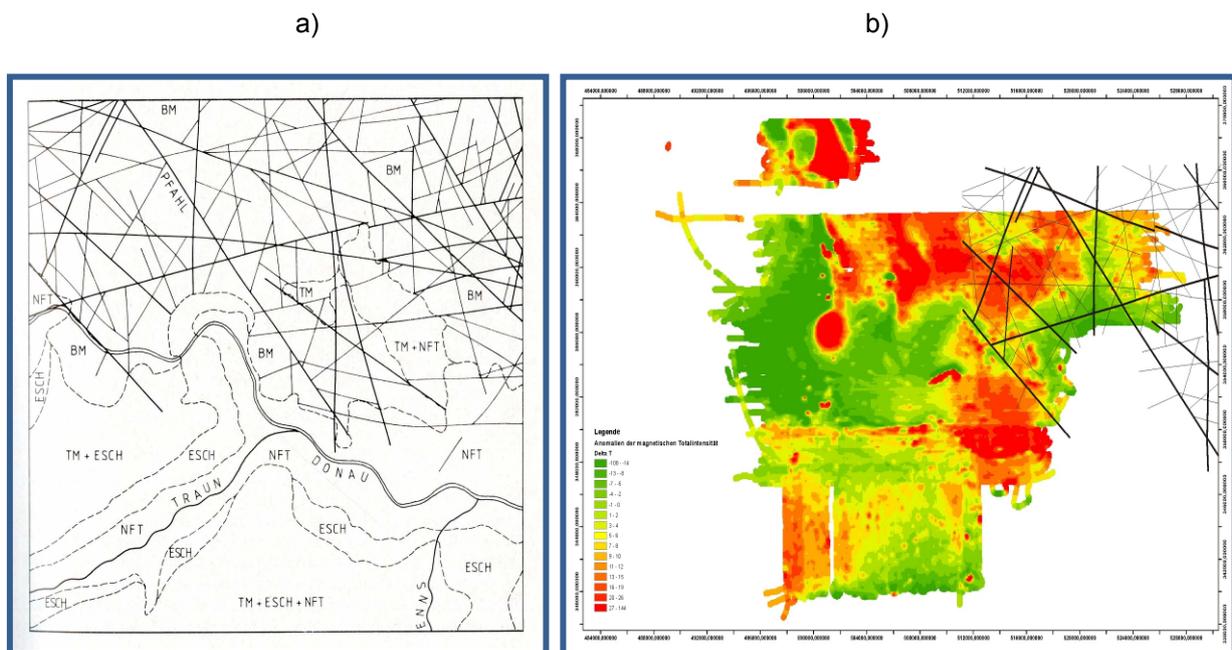


Abb. 7.6: (a) Satellitenbilddauswertung (BUCHROITHNER, 1982) im Vergleich mit (b) der Aeromagnetik.

Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität [] bildet eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnisse für die Interpretation magnetischer Vermessungen benötigt werden. Die Suszeptibilität eines Gesteins hängt im Wesentlichen vom Gehalt an ferrimagnetischen Mineralien ab (STEINHAUSER et al., 1988a).

Messungen der magnetischen Suszeptibilitäten in unterschiedlichen Einheiten in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebiets durch ZYCH (1985) haben folgende Ergebnisse erbracht (Mittelwerte umgerechnet von cgs in SI Einheiten):

Kristallin: $0,5 \times 10^{-3}$

Molasse: $0,06 \times 10^{-3}$

Flysch: $0,07 \times 10^{-3}$

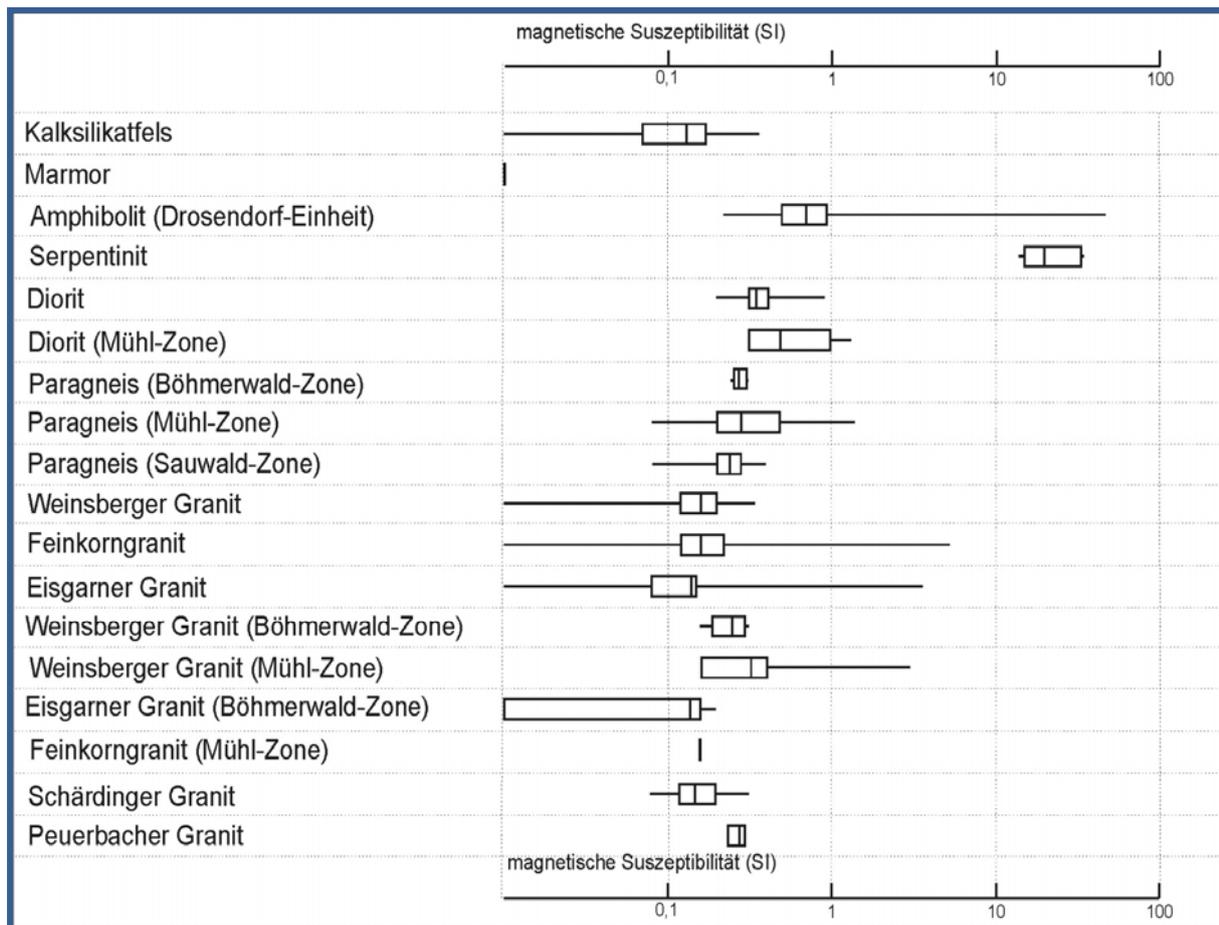
Kalkalpen: $0,02 \times 10^{-3}$

Es ergibt sich daraus klar, dass die deutlich erkennbaren magnetischen Anomalien ausschließlich durch das Kristallin bedingt sind, eine wesentliche Beeinflussung des Magnetfeldes durch Sedimentgesteine ist nicht zu erwarten.

Die Werte der magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine des Mühlviertels wurden detailliert von JILG (1992) und LENZ et al. (1996) bearbeitet. Es zeigte sich, dass die Magnetisierungskontraste innerhalb des Kristallins zumeist sehr gering sind. Es treten allerdings gerade bei den jüngeren Plutoniten (Feinkorngranite, Eisgarner Granit, etc.) z. T. deutlich erhöhte Suszeptibilitäten auf (JILG 1992), was auf lokale Kontaktphänomene zurückgeführt werden könnte. Solche sind durch HÜBL (1993), ARIC et al. (1997) und GNOJEK & PRÝICHYSTAL (1997) in benachbarten Gebieten beschrieben.

Weitere Daten zu magnetischen Suszeptibilitäten dieses Gebiets finden sich bei STEINHAUSER et al. (1988 a & 1988 b), sowie bei MEURERS et al. (1990), die wohl zum Großteil in die Zusammenfassung von JILG (1992) eingegangen sind.

In den Tabellen 7.1 und 7.2 sind die Verteilungen der Werte der magnetischen Suszeptibilität für die wichtigsten Gesteinstypen des Mühlviertels und der gesamten Böhmisches Masse in Österreich dargestellt (nach JILG 1992). Die magnetischen Suszeptibilitäten der sauren Intrusiva sind, wie zu erwarten, größtenteils geringer als die der Paragneise, allerdings ist die Variationsbreite der Werte bei einigen Gesteinstypen sehr hoch. Diorite weisen im Bereich des Südböhmischen Plutons eher meist relativ geringe magnetische Suszeptibilitäten auf. Hohe Suszeptibilitäten finden sich sehr häufig bei sekundär bzw. hydrothermal mineralisierten Graniten (bis zu $6,0 \times 10^{-3}$ SI) aber auch Amphibolite (bis zu $46,0 \times 10^{-3}$ SI) und natürlich Serpentinite (bis zu 34×10^{-3} SI) haben oft sehr hohe Suszeptibilitätswerte (JILG, 1992, LENZ et al., 1996).



Tab. 7.1: Werte der magnetischen Suszeptibilität (10^{-3} SI) von einigen Gesteinstypen des Mühlviertels und Sauwaldes (gezeichnet nach JILG, 1992).

Gestein	n	min	max	aver	med	lowqu	uppqu	mode	stdev
Kalksilikatfels	30	0.00	0.36	0.13	0.13	0.07	0.17	0.07	0.09
Marmor	12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
GE-Amphibolit	29	0.36	1.48	0.65	0.64	0.47	0.76	0.41	0.23
BS-Amphibolit	25	0.22	46.47	2.59	0.70	0.50	0.94	0.70	9.19
Granulit	25	0.04	0.52	0.28	0.28	0.24	0.36	0.24	0.12
Serpentinit	7	13.80	34.00	23.86	19.80	15.00	33.00	33.00	9.09
BZ-Paragneise	4	0.24	0.31	0.27	0.27	0.25	0.30	0.24	0.03
MZ-Paragneise	20	0.08	1.40	0.44	0.28	0.20	0.48	0.20	0.38
SZ-Paragneise	43	0.08	0.40	0.25	0.24	0.20	0.28	0.28	0.08
Weinsberger Gr.	50	0.00	0.34	0.17	0.16	0.12	0.20	0.16	0.08
Feinkorngranit	65	0.00	5.32	0.55	0.16	0.12	0.22	0.20	1.17
Eisgarner Granit	28	0.00	3.68	0.29	0.14	0.08	0.15	0.14	0.72
Rastenberger Gr.	9	0.06	0.52	0.23	0.20	0.16	0.24	0.16	0.14
Diorite	16	0.20	0.92	0.39	0.35	0.32	0.42	0.36	0.16
Thayagranite	59	0.00	0.22	0.09	0.10	0.00	0.14	0.00	0.07
MS-Paragneise	29	0.08	0.36	0.21	0.20	0.16	0.24	0.16	0.07
BS-Paragneise	76	-9.00	0.66	-0.03	0.20	0.14	0.25	0.12	1.49
GE-Paragneise	7	0.08	6.00	1.21	0.34	0.16	1.20	0.22	2.15
Dobragneise	8	0.08	0.45	0.19	0.14	0.09	0.28	0.16	0.15
Bittescher Gneis	19	0.00	0.24	0.14	0.14	0.12	0.16	0.16	0.05
Gföhler Gneis	93	0.00	0.34	0.16	0.16	0.13	0.21	0.16	0.07
BZ-Weinsberger Gr.	4	0.16	0.32	0.24	0.25	0.19	0.30	0.16	0.07
BZ-Eisgarner Gr.	6	0.00	0.20	0.11	0.14	0.00	0.16	0.16	0.09
MZ-Diorite	6	0.32	1.36	0.67	0.50	0.32	1.00	0.32	0.43
MZ-Feinkorngranit	6	0.32	1.36	0.67	0.50	0.32	1.00	0.32	0.43
MZ-Weinsberger Gr.	11	0.16	3.00	0.53	0.32	0.16	0.40	0.40	0.82
Schärdinge Gr.	11	0.08	0.32	0.17	0.15	0.12	0.20	0.14	0.07
Peuerbacher Gr.	3	0.24	0.30	0.27	0.28	0.24	0.30	0.24	0.03
IP-Glimmerschf.	3	0.32	34.00	20.77	28.00	0.32	34.00	0.32	17.97
IP-Orthogneise	18	0.00	0.26	0.14	0.12	0.10	0.16	0.12	0.06
IP-Paragneise	23	0.10	7.20	0.79	0.18	0.14	0.30	0.14	1.71
IP-Quarzite	9	0.10	0.12	0.11	0.12	0.10	0.12	0.12	0.01

Tab. 7.2: Statistische Werte zu magnetischen Suszeptibilitätsmessungen in der Böhmisches Masse Österreichs (JILG, 1992).
 (GE...Gföhler Einheit, MS...Monotone Serie, BS...Bunte Serie, BZ...Böhmerwald Zone, MZ...Mühl Zone, SZ...Sauwald Zone, IP...Innere Phyllite (Moravikum).

Die Suszeptibilitätswerte der einzelnen Granittypen weisen aber im Gesamtbereich der Böhmisches Masse beträchtliche Bandbreiten auf (vergleiche z. B. MEURERS et al., 1990), sodass diese Werte stets mit Vorbehalt anzuwenden sind.

Die Abb. 7.7 zeigt die Suszeptibilitätsverteilung für einige Granittypen (Weinsberger Granit in unterschiedlichen Ausformungen, Eisgarner Granit, Schärdinge Granit) in einem Diagramm von LENZ et al. (1996). Die Werte der magnetischen Suszeptibilität liegen zwischen $0,025$ und $0,7 \cdot 10^{-3}$ (SI).

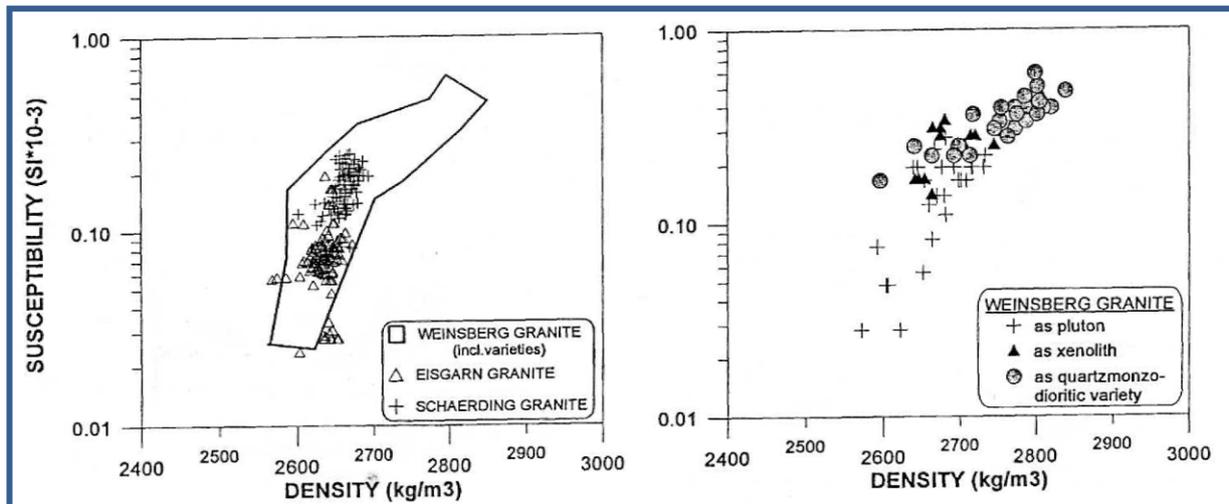


Abb. 7.7: magnetische Suszeptibilitäts- und Dichteverteilung einiger Granittypen des Mühlviertels (insbesondere verschiedene Typen des Weinsberger Granits) und des Sauwaldes (LENZ et al., 1996).

8 Elektromagnetik

8.1 Methodik

Die probabilistische Inversion von AEM-Daten mit einem homogenen Halbraum oder einem homogenen, horizontal geschichteten 2-Schichtmodell wurde in den letzten Jahren entwickelt und steht seit Mitte 2004 zur Verfügung. Bei diesem Verfahren wird aus einem AEM-Messwert die mehrdimensionale Häufigkeitsverteilung der Modellparameter berechnet. Diese Modellparameterverteilung beschreibt eine Vielzahl von Modellen, die mit unterschiedlichen Wahrscheinlichkeiten dem AEM-Messwert innerhalb der Messungenauigkeit entsprechen.

Zum jetzigen Zeitpunkt kann diese Inversion nur einen 2-Schichtfall berücksichtigen.

Durch das Einbeziehen von, aus Vorinformationen (z.B. Kernbohrungen, Bohrlochgeophysik und/oder Ergebnisse aus Bodengeophysik) abgeleiteten Randbedingungen, werden die Unsicherheiten in der Bestimmung der Modellparameter verringert und damit kann die Aussagekraft der Modelle deutlich verbessert werden. Dieser Inversionsansatz berücksichtigt die oben erwähnte Tatsache, dass sich aus den Daten Streubreiten bzw. Unschärfen für die Parameter (Widerstände und Mächtigkeiten der einzelnen Schichten) ergeben. Bei der numerischen Darstellung der Histogramme werden die Wertebereiche der Modellparameter in Klassen eingeteilt, deren Breite mit zunehmendem Parameterwert größer wird (siehe Tab 8.1). Deshalb erhält man als Inversionsergebnis nicht einen exakten Wert für die elektr. Widerstände bzw. die Mächtigkeit der ersten Schicht am jeweiligen Messpunkt, sondern eine Klassenzugehörigkeit. Dies ist bei der Interpretation bzw. der Bewertung der Ergebnisse zu berücksichtigen. Im Folgenden soll ein Beispiel für die Interpretation der Mächtigkeit der ersten Schicht (quartäre Bedeckung) gegeben werden:

Wird als Ergebnis der Mächtigkeit ein Wert von 15.85 m (Klasse 8) ausgewiesen, so ist dieser als geometrischer Mittelwert dieser Klasse zu verstehen. Das bedeutet, dass der Ergebniswert zwischen 12.59 m bzw. 19.95 m liegt und auch in diesem „Genauigkeitsbereich“ zu interpretieren ist.

Bei der Auswertung und Interpretation geophysikalischer (insbesondere elektromagnetischer) Messdaten besteht das Hauptproblem darin, dass mathematisch-physikalische Modelle mit geologischen Modellvorstellungen in Übereinstimmung zu bringen sind.

Die Vorstellungen des Geologen über Untergundaufbau, Schichtung, Mächtigkeiten u. a. spiegeln sich in den physikalisch abgeleiteten Messdaten oft nur mit unscharfen Grenzen wider.

Dies ist einerseits bedingt durch die (Rand-)Bedingungen geoelektrischer / elektromagnetischer Messungen:

Bei der Hubschraubergeophysik wird an jedem Messpunkt der scheinbare (Durchschnitts-) Widerstand eines halbkugeligen Raumes mit einem Durchmesser an der Erdoberfläche von etwa 150 m erfasst. Die Messungen geben damit „schleifende“ Werte entlang der Messlinie wieder.

Klasse	Teufe von [m]	Teufe bis [m]	Klassenbreite [m]	geometrischer Mittelwert der Mächtigkeit [m]
1	0.00	0.70	0.70	0.08
2	0.70	1.26	0.56	0.94
3	1.26	3.16	1.90	2.00
4	2.00	3.16	1.16	2.51
5	3.16	5.01	1.85	3.98
6	5.01	7.94	2.93	6.31
7	7.94	12.59	4.65	10.00
8	12.59	19.95	7.36	15.85
9	19.95	31.62	11.67	25.12
10	31.62	50.12	18.50	39.81
11	50.12	79.43	29.31	63.10
12	79.43	130.00	50.57	101.62

Tab. 8.1.: Klasseneinteilung der Mächtigkeit der ersten Schicht.

Der Untergrund-Widerstand hängt von einer Reihe Faktoren ab - Porosität, Grad der Wassersättigung im Porenraum, Mineralisation des Wassers im Porenraum, Tongehalt, Bodentemperatur u. a. Der Geologe hat somit bei der Interpretation weniger auf die eigentlichen Gesteinseigenschaften zu achten, sondern vielmehr auf Faktoren wie Wassersättigung oder Lehm-/Tonfüllungen in Kluft- und Porenräumen und ähnliche Phänomene.

Andererseits bestehen auch unterschiedliche Zugänge zu „Schicht-Modellen“. Der Geologe sieht die „Schichtung“ aus dem Blickwinkel der Entwicklung des Gesteinsuntergrundes, überlagert durch Verwitterungszone und Bodenbildung. Für den (Geo-)Physiker sind die Schicht-Modelle variabel in Abhängigkeit von (physikalisch) zu definierenden Randbedingungen.

Mehrschichtmodelle (Zweischichtmodelle), wie sie derzeit für die EM-Daten der Hubschraubergeophysik gerechnet werden, können somit auf zwei Wegen entwickelt werden:

a. indem das Rechenmodell das mathematisch-theoretisch wahrscheinlichste Modell aus den jeweiligen Messdaten auswählt (auf Basis der theoretischen Grundlagen der Elektromagnetik)

oder

b. indem der Geophysiker gemeinsam mit dem Geologen lokale oder kleinregionale Zwei-(Mehr-) Schichtfälle auf Basis der geologischen Situation beschreibt und diese

Randbedingungen – wie erwartbare Widerstände oder erwartbare Mächtigkeiten – der Modellrechnung unterlegt. Beide Wege wurden im vorliegenden Fall beschränkt.

8.1.1 Homogenes Halbraummodell (HHM)

Geologische Formationen beeinflussen AEM Messungen nur aufgrund ihres elektrischen Widerstandes. Der scheinbare elektrische Widerstand eines Halbraummodelles ist ein Mittelwert über die Verteilung der elektrischen Widerstände eines lateral und vertikal unendlich ausgedehnten, homogenen Körpers. Dies bedeutet, dass der scheinbare elektrische Widerstand von mehreren, unterschiedlich geologisch (und geophysikalisch) ausgebildeten Formationen in der Interpretation mit einem HHM als ein Durchschnittswert wiedergegeben wird. Diese Widerstandswerte werden dabei als eine lithologisch-geologische Einheit angesprochen. Jeder Messwert der EM Sonde entspricht einem mittleren elektrischen Widerstand einer kreisförmigen Fläche mit einem Durchmesser von ca. 100 Meter und dieser Messwert wird in einen Modellwert transformiert.

Die Eindringtiefe der Messung ergibt sich aus dem spezifischen elektrischen Widerstand des Untergrundes und der verwendeten Frequenz. Die Eindringtiefe für die verwendeten Frequenzen (360, 3160, 7260, 27800 Hz) im Untersuchungsgebiet ist in der Tabelle 8.2 dargestellt. In Abhängigkeit von den Rahmenbedingungen (z.B. elektrischer Widerstand des Untergrundes, Flughöhe....) liegt die Eindringtiefe für jede Frequenz in einer bestimmten Bandbreite. In der Tabelle 8.2 sind deshalb die jeweils maximal zu erwarteten Eindringtiefen in diesem Messgebiet aufgelistet.

Die Interpretation der Messwerte mit dem homogenen Halbraummodell eignet sich als „geophysikalische Übersichtskartierung“ des spezifischen elektrischen Widerstandes zur Verfolgung markanter Strukturen / geologischer Formationen.

Verwendete Frequenz	Eindringtiefe [m] bis zu
340 Hz	80 m
3.2 kHz	50 m
7.2 kHz	30 m
340 Hz, 3.2 kHz, 7.2 kHz, 28 kHz	80 m

Tab. 8.2: Frequenzabhängige Eindringtiefe des Messsystems im Untersuchungsgebiet, abhängig vom Widerstand.

8.1.2 Zweischichtmodell

Infolge der unterschiedlichen Eindringtiefen kann das homogene Halbraummodell (HHM) auf ein Mehrschichtmodell erweitert werden. Auf Grund der Ergebnisse des HHM ist ein 2 – Schicht- Modell zielführend. Dabei erhält man aus den beiden höheren Frequenzen eine Mächtigkeit und einen scheinbaren Widerstand der 1. Schicht und aus den beiden tieferen Frequenzen einen Widerstand der 2. Schicht.

Randbedingungen

Auf Grund der großtektonischen Situation des Messgebiets im Übergangsbereich des Kristallins der Böhmisches Masse zur alpidischen Vorlandmolasse, mit der Struktur des Eferdinger Beckens, wurden für die Auswertung der EM Daten drei unterschiedliche Randbedingungen, die jeweils speziell auf die geologische Situation abgestimmt sind, verwendet.

Die den Randbedingungen zu Grunde liegenden Modelle sind im Anhang ersichtlich.

Randbedingung „Gesamt“

Diese Vorinformation ermöglicht die einheitliche Auswertung der EM Daten über das gesamte Messgebiet, wobei die einzelnen tektonischen Großeinheiten (Kristallin, Molasse und das Eferdinger Becken) mit demselben Auswertemodell behandelt werden. Dies ermöglicht einen guten, das gesamte Gebiet umfassenden, Überblick über die Verteilung von Widerständen und Mächtigkeiten. Für spezifische Fragestellungen wurden für die Auswertung der AEM-Daten die Randbedingungen „Becken“ (für das Eferdinger Becken) und „Lichtenbergscholle“ (für die Hochzone des Lichtenberges) verwendet.

Randbedingung „Eferdinger Becken“

Für die Definition dieser Randbedingung im Bereich des Molassebeckens von Eferding mit auflagerndem Quartär wurden einerseits Mächtigkeitsinformationen der 1. Schicht (Quartär) aus der Bohrdatenbank andererseits Widerstandsinformationen aus geoelektrischen Profilen (siehe Abb. 8.11 bis Abb. 8.18) berücksichtigt.

Randbedingung „Lichtenberg Scholle“

Speziell für die herausgehobene Lichtenberg-Kürnbergscholle galt es nachzufragen, ob sich diese Hochlage gegenüber den tieferliegenden Bereichen durch eine geringere Verwitterungsschwarte auszeichnet, zumal angenommen wird, dass die steilgestellten Perlgneise der Lichtenbergscholle eine höhere Verwitterungswiderstandsfähigkeit aufweisen. Andererseits wird auch der Aspekt angeführt, dass diese Hochlage den Abtransport der Verwitterungsschicht begünstigt. Diesbezüglich wurden Randbedingungen gewählt, die eine niederohmige und geringmächtige 1. Schicht höher gewichten.

8.1.3 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse aus der AEM einerseits in Form von Widerstandsplots des scheinbaren elektrischen Widerstandes als

- **Homogenes Halbraummodell** unter Verwendung aller verwendeten Frequenzen
 - o Insgesamt 1 Widerstandsplot

- **Zweischichtmodell** mit dem Widerstand der ersten und zweiten Schicht
 - o Insgesamt 6 teufenspezifische Widerstandsplots (für 3 Randbedingungen)

und andererseits in Form von Mächtigungsplots der 1. Schicht, berechnet aus dem Zweischichtmodell

- o Insgesamt 3 Mächtigungsplot der 1. Schicht (für 3 Randbedingungen) diskutiert.

In den Abbildungen 8.1 bis 8.10 ist der Widerstand

- des homogenen Halbraummodells (Abb. 8.1)
 - o Randbedingung „Gesamt“
- der Widerstand der 1. und 2. Schicht (Abb. 8.2, 8.4, 8.5, 8.7, 8.8, und 8.10)
 - o Randbedingung „Gesamt“, Eferdinger Becken“ und „Lichtenbergscholle“
- sowie die Mächtigkeit der 1. Schicht (Abb. 8.3, 8.6 und 8.9) dargestellt.
 - o Randbedingung „Gesamt“, Eferdinger Becken“ und „Lichtenbergscholle“

dargestellt.

In den Abbildungen 8.1 bis 8.7 ist jeweils eine Ausschnittsvergrößerung des Gebietes Hartkirchen mit der Lage von Geoelektrischen Profilen (P1, P2A, P2B, P3, P3A, PZW, PAu1, PAu2) dargestellt.

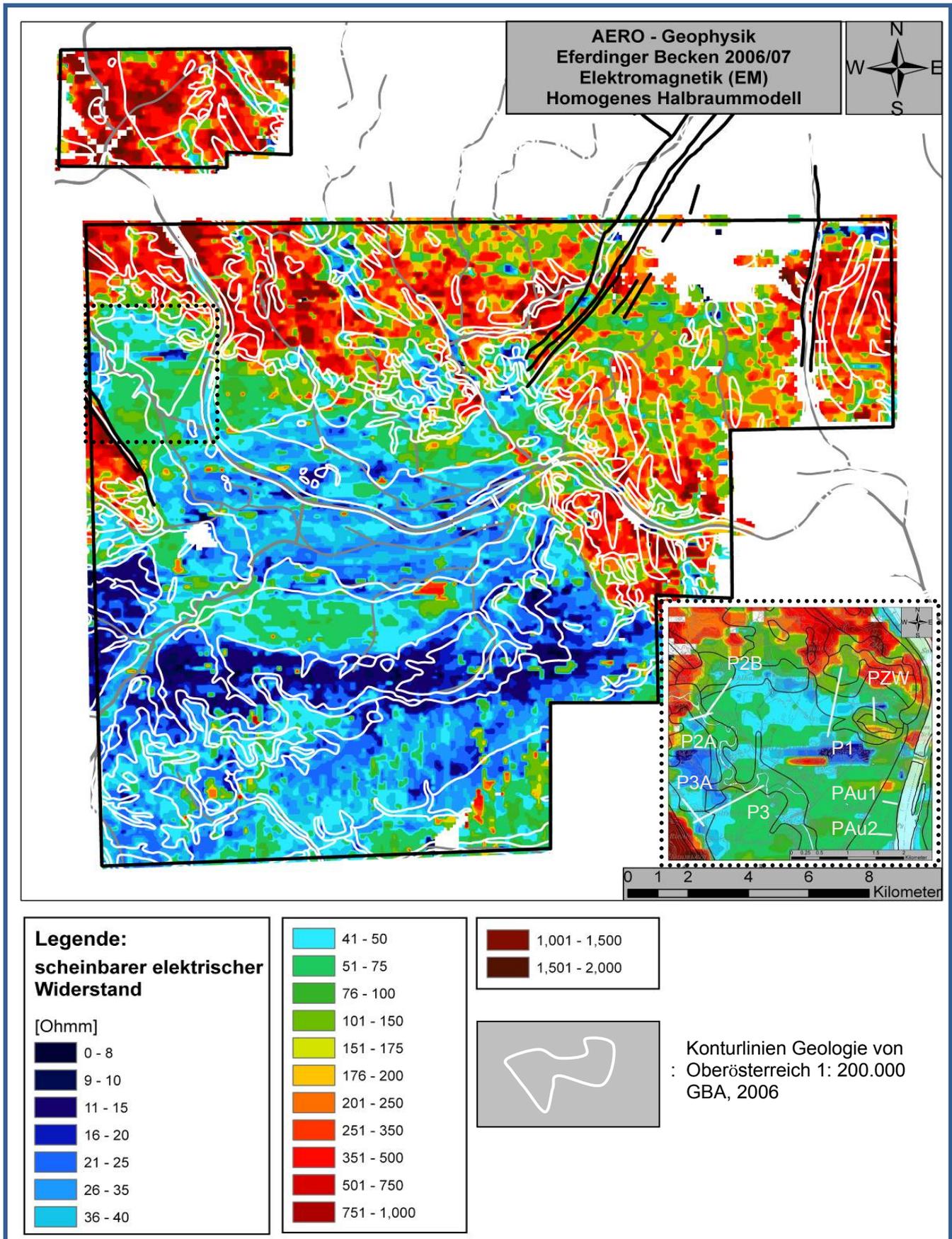


Abb. 8.1: Widerstandsverteilung der AEM-Auswertung als homogener Halbraum mit Lage der geoelektrischen Profile für Detailuntersuchungen zur Optimierung und Verifizierung des Auswertemodells.

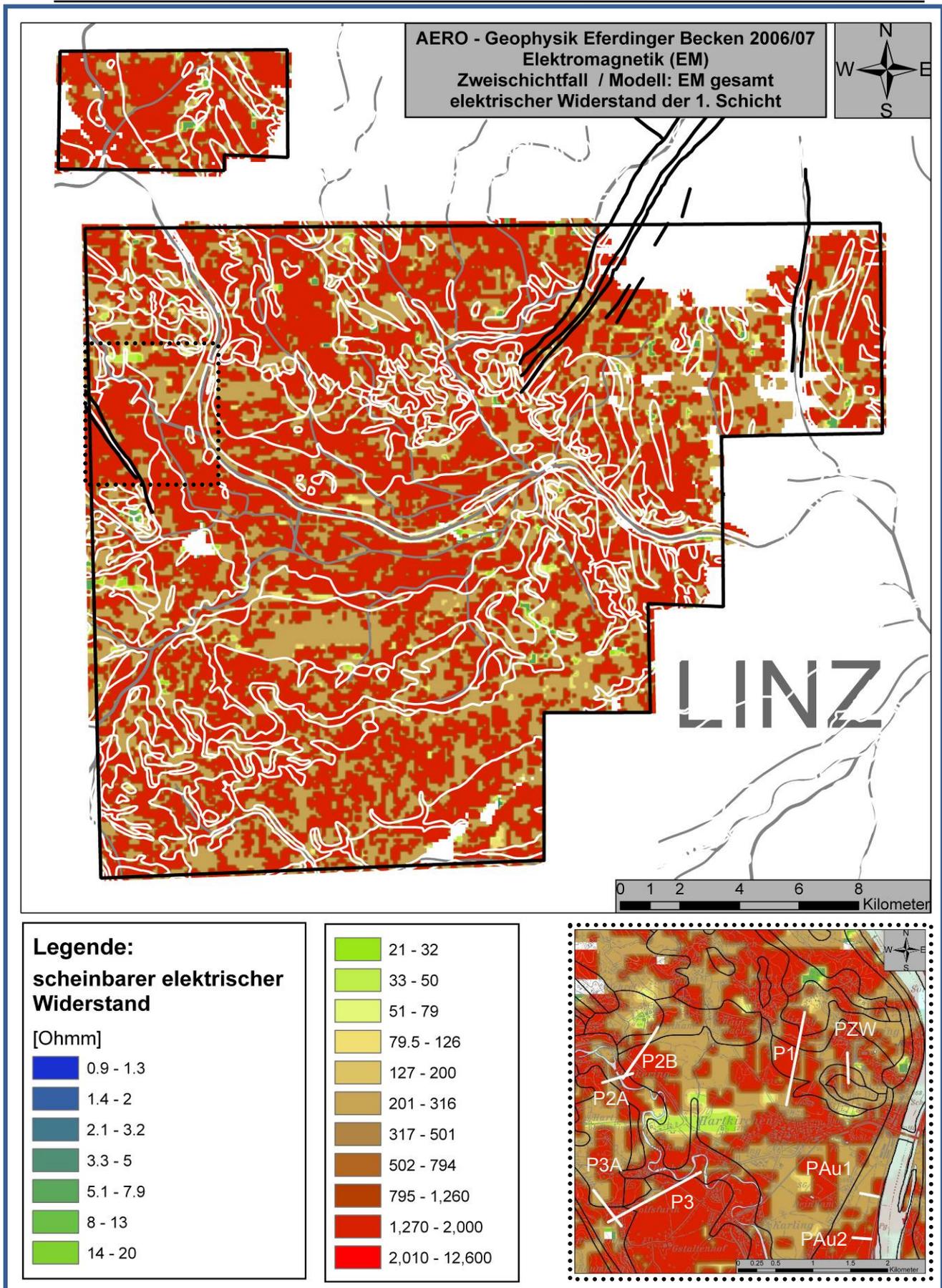


Abb. 8.2: Widerstandsverteilung der AEM-Zweischichtauswertung – Widerstand der 1. Schicht- mit Lage der geoelektrischen Profile für Detailuntersuchungen zur Optimierung und Verifizierung des Auswertemodells.

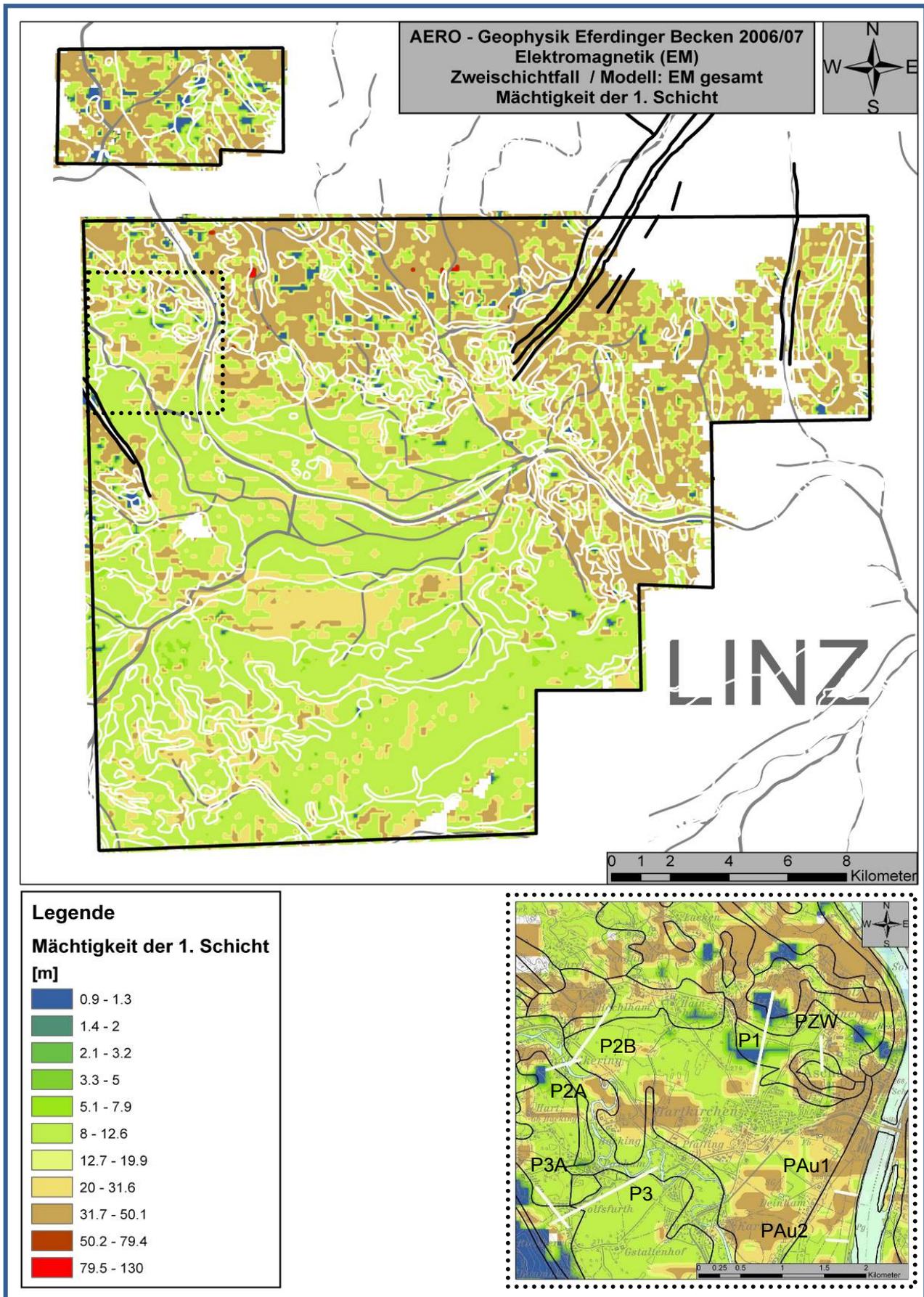


Abb. 8.3: AEM-Zweischichtauswertung – Mächtigkeit der 1. Schicht- mit Lage der geoelektrischen Profile für Detailuntersuchungen zur Optimierung und Verifizierung des Auswertemodells.

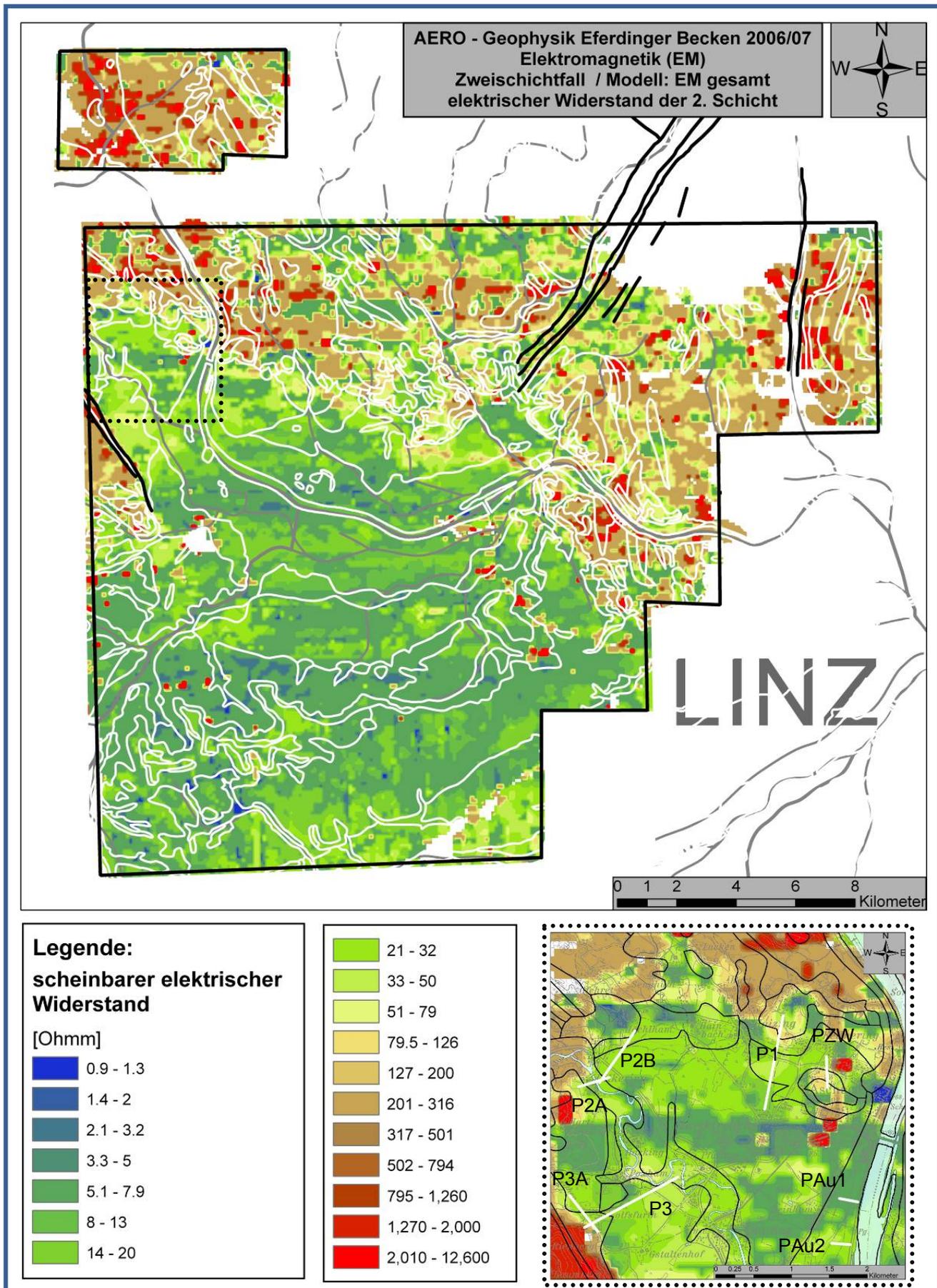


Abb. 8.4: Widerstandsverteilung der AEM-Zweischichtauswertung – Widerstand der 2. Schicht- mit Lage der geoelektrischen Profile für Detailuntersuchungen zur Optimierung und Verifizierung des Auswertemodells.

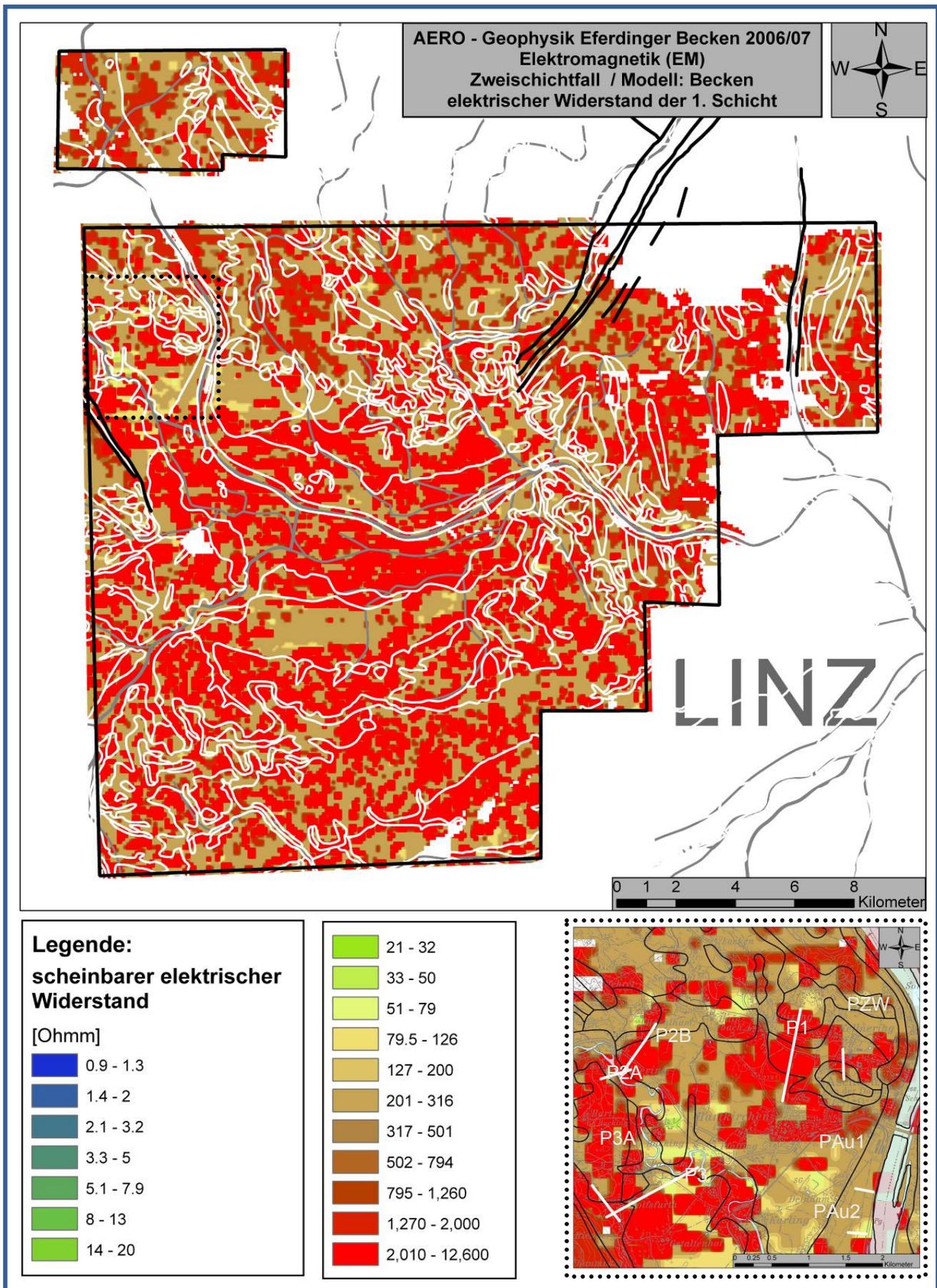


Abb. 8.5: Widerstandsverteilung der AEM-Zweischichtauswertung – Widerstand der 1. Schicht- mit Lage der geoelektrischen Profile für Detailuntersuchungen zur Optimierung und Verifizierung des Auswertemodells.

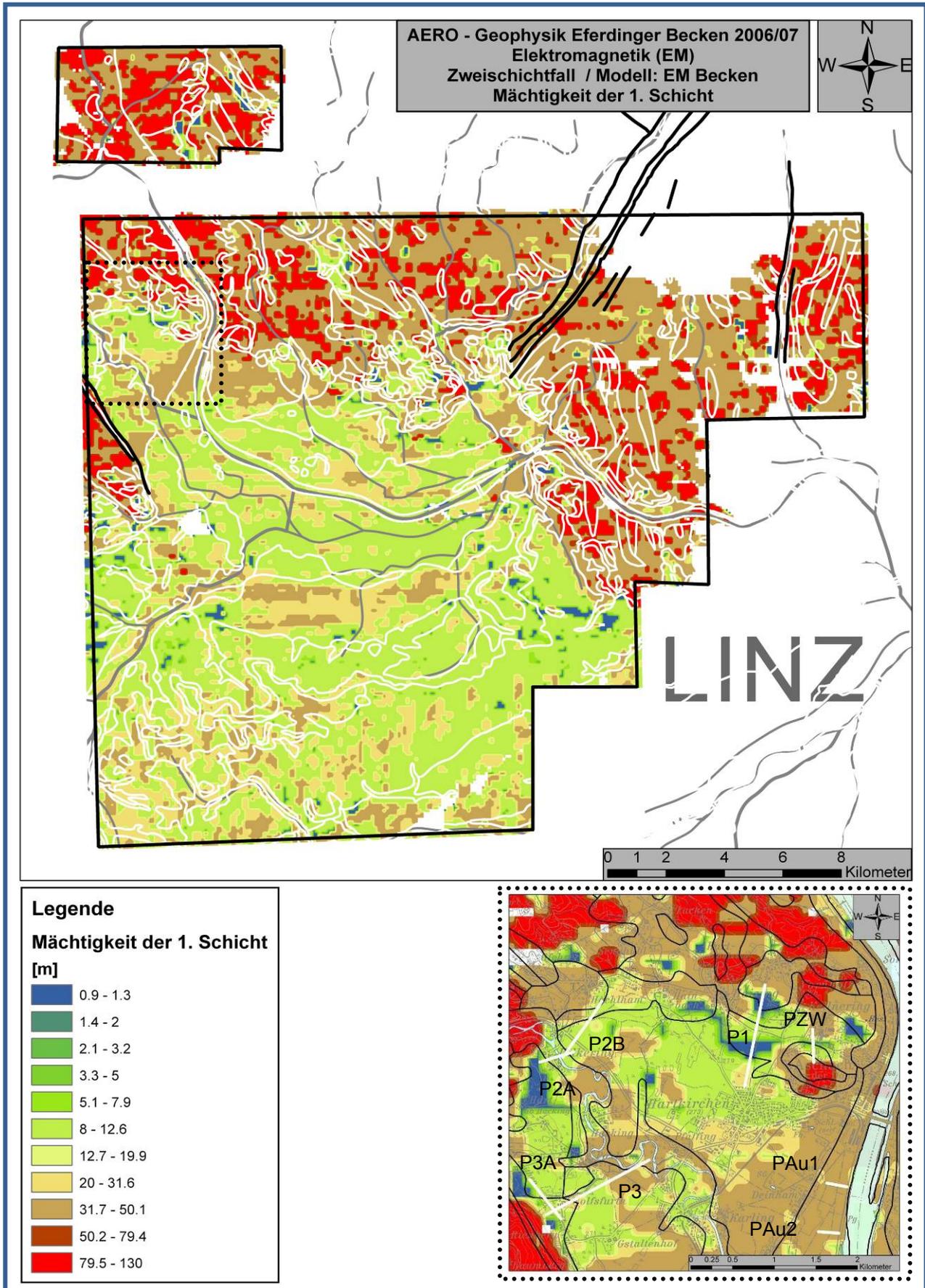


Abb. 8.6: AEM-Zweischichtauswertung – Mächtigkeit der 1. Schicht- mit Lage der geoelektrischen Profile für Detailuntersuchungen zur Optimierung und Verifizierung des Auswertemodells.

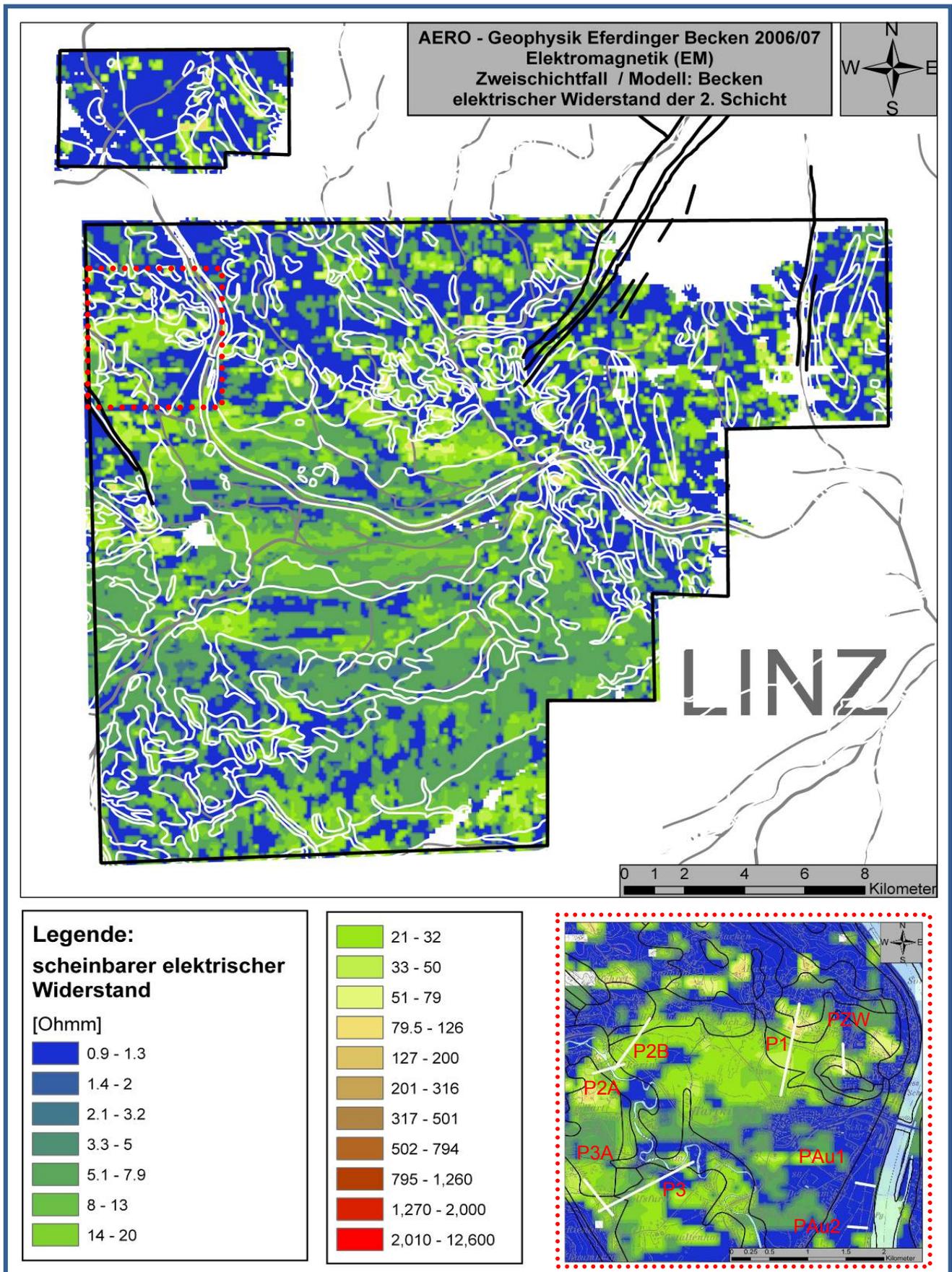


Abb. 8.7: Widerstandsverteilung der AEM-Zweischichtauswertung – Widerstand der 2. Schicht- mit Lage der geoelektrischen Profile für Detailuntersuchungen zur Optimierung und Verifizierung des Auswertemodells.

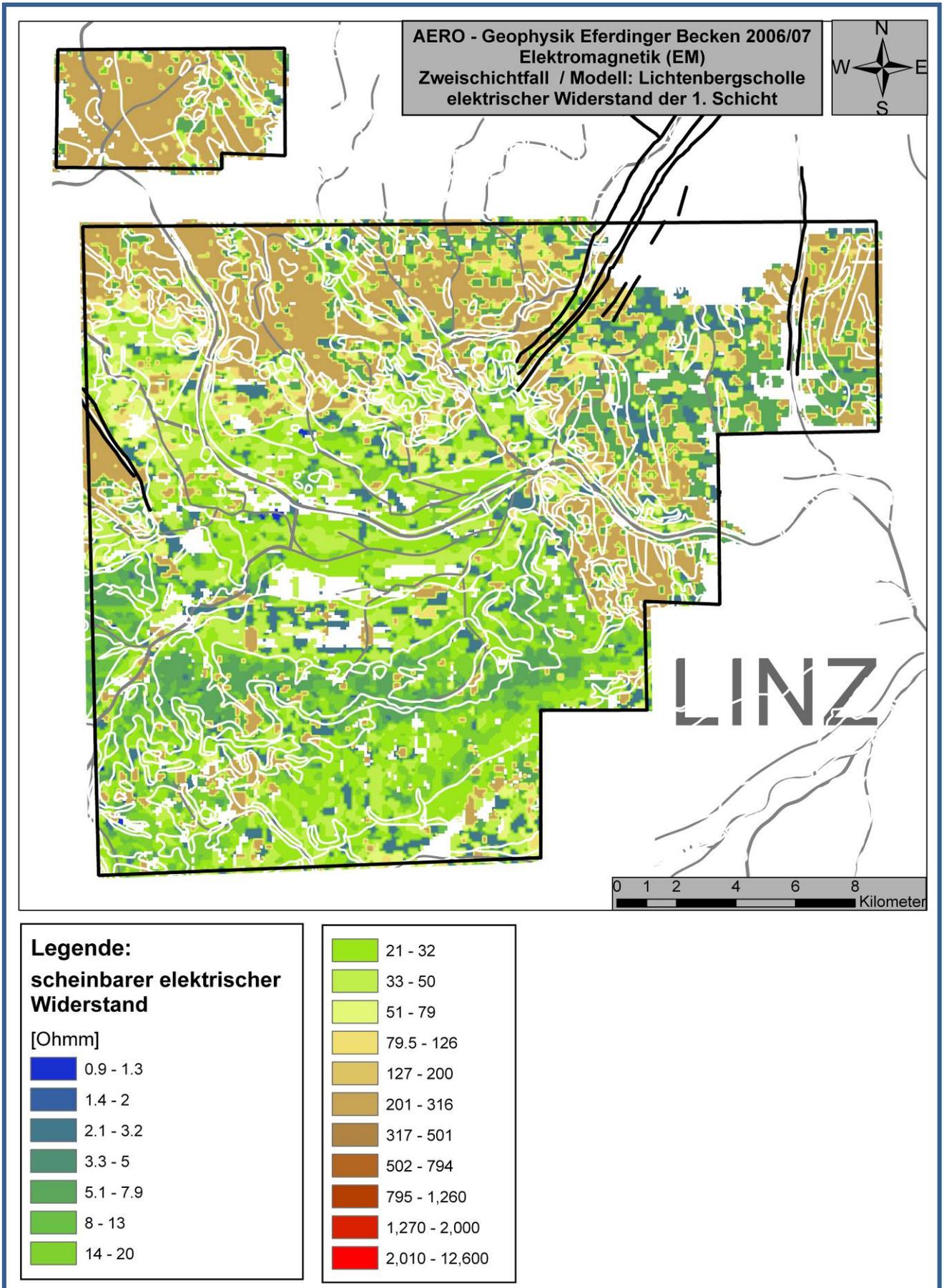


Abb. 8.8: Widerstandsverteilung der AEM-Zweischichtauswertung – Widerstand der 1. Schicht.

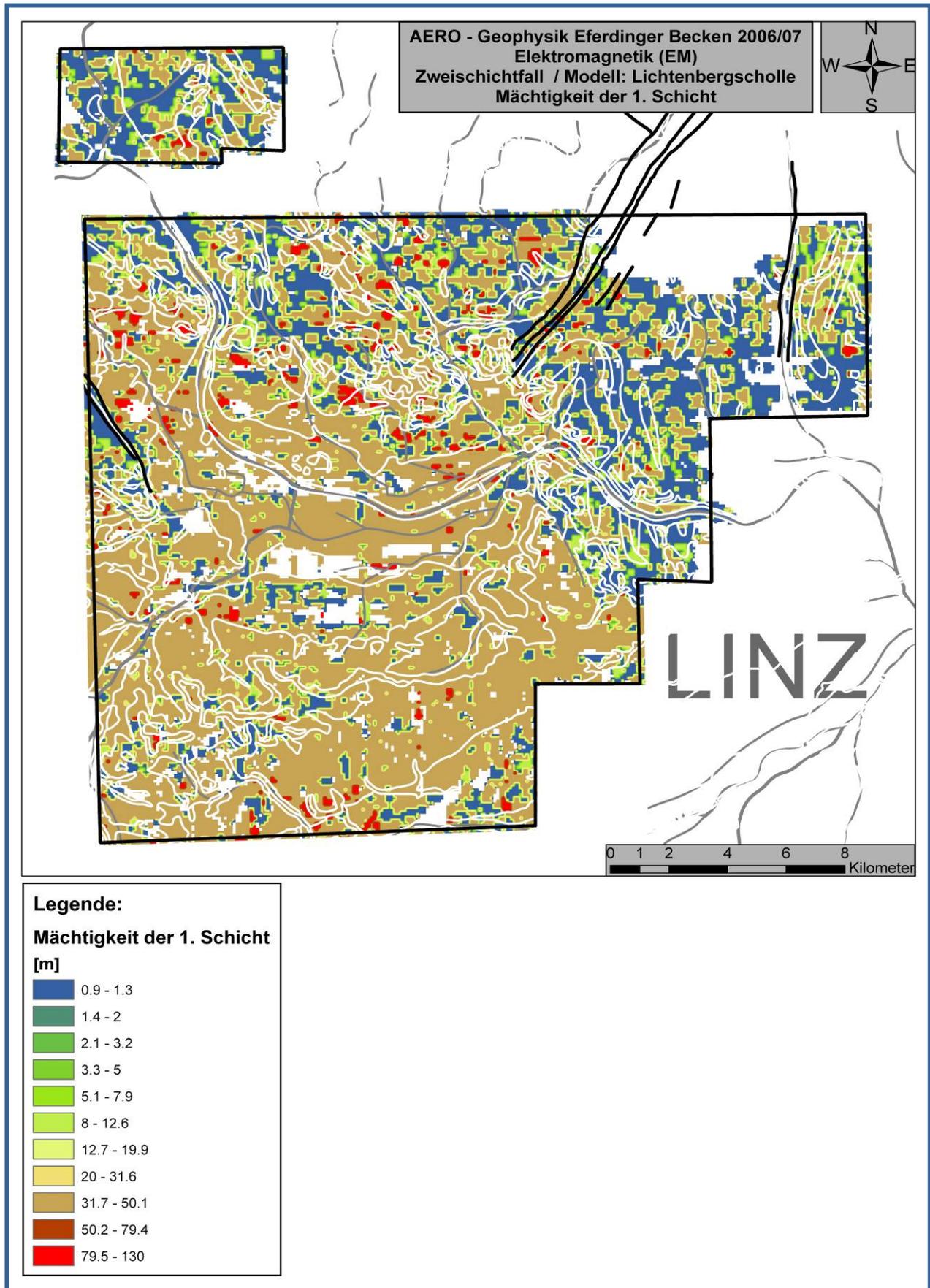


Abb. 8.9: AEM-Zweischichtauswertung – Mächtigkeit der 1. Schicht.

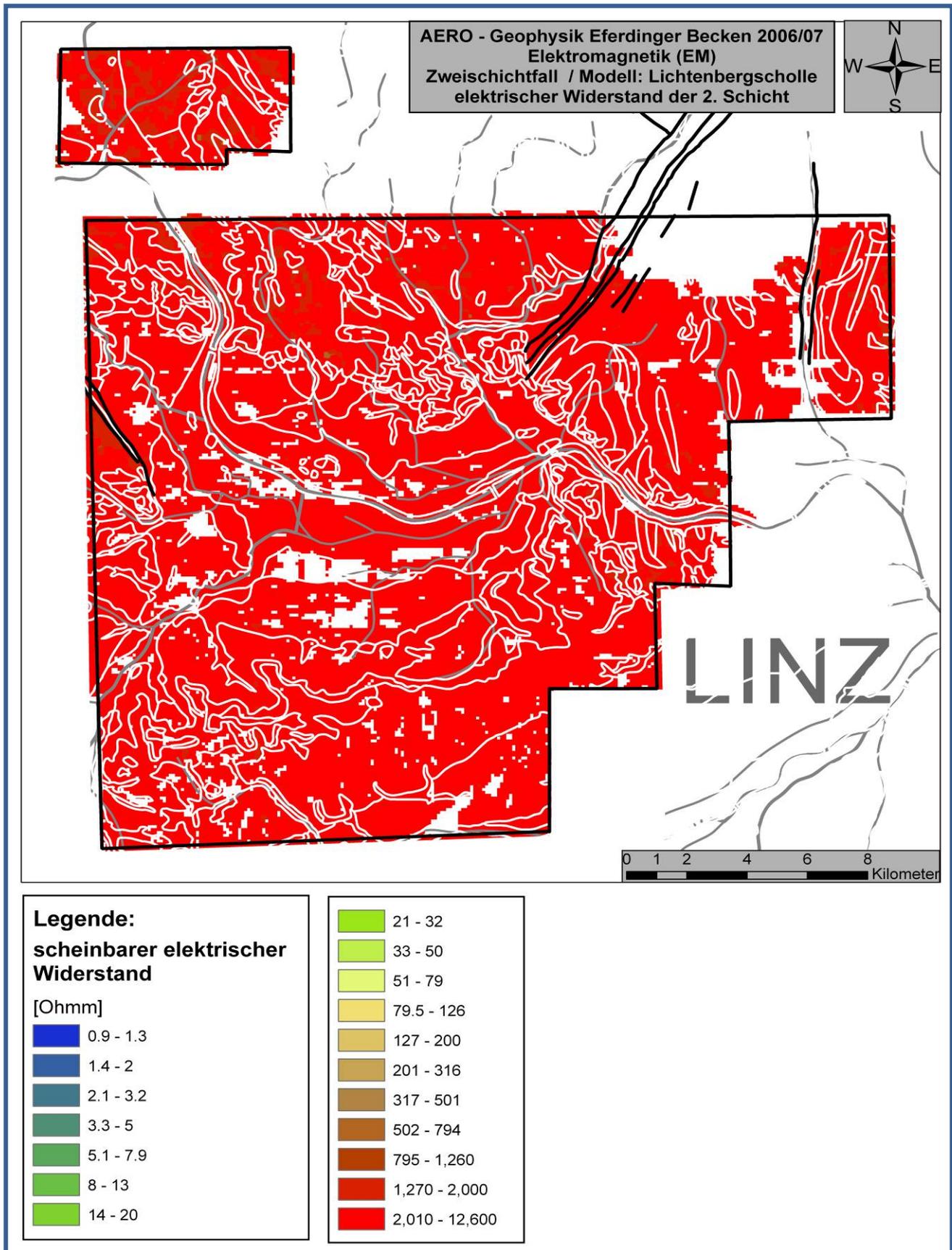


Abb. 8.10: Widerstandsverteilung der AEM-Zweischichtauswertung – Widerstand der 2. Schicht.

8.2 Interpretation AEM - HHM und Zweischichtmodell

Homogener Halbraum (vgl. Abb. 8.1)

Betrachtet man die Widerstandsverteilung in der Auswertung des homogenen Halbraummodells (dabei wird von einem lithologisch-geologisch einheitlichem Körper ausgegangen), so ist das Kristallin der Böhmisches Masse deutlich als ein generell hochohmiger Bereiche ersichtlich (> 100 Ohmm).

Kristallin

Deutlich, als Homogenbereiche höheren Widerstandes (> 350 Ohmm) zu charakterisieren, treten hierbei vor allem Gebiete im NW Bereich des Untersuchungsgebietes (NW und NE von Aschach) mit einem Gesteinsbestand von Perlgneis, Mauthausner Granit, Schlierengranit und Weinsberger Granit, zu Tage. Ebenso werden Gebiete östlich des Haselgrabens (Perlgneis) und das Gebiet des Kürnberger Waldes westlich von Linz, ebenfalls Perlgneis, von höherohmigen Widerstandsbereichen eingenommen. Auffallend ist, dass im Bereich der Lichtenbergscholle (zwischen Rodelstörung im Westen und Haselgrabenstörung im Osten) generell eine heterogene Widerstandsverteilung Platz nimmt, wobei gegen Norden zu eher niederohmiger Widerstandswerte (75 bis 150 Ohmm) dominieren. Ein ähnlicher Effekt ist westlich der Rodelstörung im Bereich des Schlierengranits zu beobachten, wo gegen Norden der Widerstandswert abnimmt.

Klar ersichtlich ist auch, dass in Bereichen mit einer jungen Bedeckung diese zu einer deutlichen Verringerung der Widerstandsverteilung in der Auswertung des homogenen Halbraums führen. Als Beispiel seien hier die Plesching-Formation und der umlagerte Verwitterungslehm im Gebiet Birnberg – Lacken angeführt. Dazu gehören auch die, dem Kristallin am Randbereich auflagernden, Linzer Sande (z.B. NW von Ottensheim). Die Änderung der Widerstandsverteilung beruht in diesem Fall darauf, dass bei einem homogenen Halbraum unterschiedliche lithologisch-geologische Verhältnisse (Kristallin, Junge Bedeckung) zu einem Widerstandskörper zusammengefasst werden. Dabei bedingen mächtige, niederohmige Ablagerungen am Kristallin insgesamt eine Abnahme der Widerstandsverteilung.

Eferdinger Becken

Im Eferdinger Becken selbst liegt eine Zweiteilung der Widerstandsverteilung vor. Etwas höherohmige Bereiche (50 bis 100 Ohmm) werden von den, das Becken gegen NW, W und Süden umrandenden Schottern der Niederterrassen eingenommen. Sedimente der Austufe und Schotter der höheren Austufe, oft mit Schluffbedeckung, sind durch einen niederohmigen Widerstandskörper (< 50 Ohmm) gekennzeichnet. Die Schwankungen der Widerstandsverteilung innerhalb der Terrassen/Austufe bedeutet nun, dass sich das geophysikalische Widerstandsbild

des Messsubstrates in die eine (niederohmig-feinklastisch), oder in die andere Richtung (höherohmig-gröberklastisch) verschoben hat.

Molasse

Im Bereich der Molasse (Robulus Schlier, Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation) herrschen grundsätzlich niedrige Widerstandsverhältnisse (< 75 Ohmm) vor. Besonders die Sedimente des Älteren Schlier zeichnen sich durch extrem niederohmige, über weite Strecken homogen entwickelte, Widerstandswerte unter 20 Ohmm aus. Die über weite Strecken vorhandene Lössbedeckung ist ebenfalls durch niederohmige (< 50 Ohmm) Widerstandswerte gekennzeichnet, wobei im Detail eine etwas größere Schwankungsbreite vorliegt.

Zweischichtmodell (vgl. Abb. 8.2 bis 8.10)

Wichtig ist, dass man für die Beurteilung des geologischen Inhaltes der AEM Auswertungen die Parameter Widerstand der 1. Schicht, Mächtigkeit der 1. Schicht und Widerstand der 2. Schicht gemeinsam betrachtet und somit eine räumliche Verteilung der unterschiedlichen Widerstandskörper erhält.

Randbedingung „Gesamt“ (Abb. 8.2 bis 8.4)

Deutlich kommt bei dem Modell „Gesamt“ die großtektonische Gliederung von Festgestein (Kristallin der Böhmisches Masse) und Lockersedimenten (Molasse, Quartäre Ablagerungen) zum Ausdruck. Beschreibt dieses Modell im Parameter „Elektrischer Widerstand der 1. Schicht“ (Abb. 8.2) über das gesamte Untersuchungsgebiet einen eher hochohmigen Widerstandskörper, so erfolgt bereits im Parameter „Mächtigkeit der 1. Schicht“ (Abb. 8.3) eine deutliche Differenzierung in die oben angeführten, großtektonischen Einheiten. Im Wesentlichen beträgt die Mächtigkeit der hochohmigen 1. Schicht im Kristallin 30 bis 50 m und wird als anstehendes, wenig verwittertes Kristallin angesprochen. Die kleinräumigen Änderungen in der Mächtigkeit der 1. Schicht weisen einerseits auf Bereiche mit Junger Bedeckung hin (Birnsberg – Lacken), oder auf Kristallinbereiche die auf Grund ihrer unterschiedlichen (anderen) Ausbildung (differente petrophysikalische Eigenschaften, unterschiedliche Mächtigkeiten) einem anderen EM-Zweischichtmodell zugeordnet werden. Dementsprechend weist diese fallweise auftretende Heterogenität in der Widerstands/Mächtigkeitsverteilung auf eine unterschiedliche Ausbildung des Kristallins hin. Im Widerstand der 2. Schicht paust sich im Wesentlichen die Widerstandsverteilung aus der Auswertung des Homogenen Halbraums (Homogenbereiche höheren Widerstandes) durch.

Im Gegensatz zur großen Mächtigkeit der hochohmigen 1. Schicht im Kristallin (bis zu 50 m) wird für die Molasse mit dem auflagernden, quartären Sedimenten eine deutlich geringere Mächtigkeit der hochohmigen 1. Schicht ausgewiesen (zwischen 5 und 25). Maximalwerte bis zu 40 m wurden in einigen Bereichen der Niederterrasse

vermessen (Abb. 8.3). Unspektakulär, homogen und auf Grund des feinklastischen Sedimentbestandes wie erwartet niederohmig (< 20 Ohmm) ist der Widerstand der 2. Schicht (Abb. 8.4) ausgebildet.

Randbedingung „Becken“ (Abb. 8.5 bis 8.7)

Das AEM Auswertemodell „Randbedingung Becken“ wurde speziell auf das Eferdinger Becken abgestimmt wobei 8 bodengeoelektrische Profile Widerstandswerte und Mächtigkeiten quartärer und neogener Sedimente lieferten. Die Zielsetzung lag in einer flächenhaften Kartierung der hangenden quartären Sedimente. Dabei wurde das Hauptaugenmerk auf die laterale und vertikale Verbreitung grobkornbetonter Kieskörper (Terrassen) gelegt. Als Nebenprodukt wurden Aussagen zur Molasse und eventuell zum Kristallinuntergrund angestrebt.

Nachdem dieses Modell auf Grund der Vorinformation (Goelektrische Profile) eine Gewichtung auf höherohmige Sedimente in der 1. Schicht und niederohmige Sedimente in der 2. Schicht legt, gilt dieses Modell nur für den Untersuchungsbereich des Eferdinger Beckens. Dabei ist im Vergleich zum Modell „Gesamt“ eine höhere Genauigkeit und Detailliertheit in der Widerstandsverteilung als auch in der Mächtigkeit zu erwarten. Dies zeigt sich vor allem in der Beurteilung der Mächtigkeit der 1. Schicht (Abb. 8.5) in der sich die Niederterrassenkörper von der Austufe durch eine größere Schottermächtigkeit klarer abgrenzen lassen. Der Widerstand der 2. Schicht (Abb. 8.5) ist entsprechend dem Modell „Gesamt“ ebenfalls niederohmig (< 20 Ohmm) ausgebildet und entspricht den Sedimenten der Molasse. Sedimentmächtigkeiten der Molasse von bis zu 50 m liegen über/am Grenzbereich der Eindringtiefe des AEM Systems. Dadurch konnte die Kristallinoberkante nicht ermittelt werden.

Auf keinen Fall darf diese Auswertung für die Interpretation der EM im Kristallin selbst Anwendung finden.

Randbedingung „Lichtenberg“ (Abb. 8.8 bis 8.10)

Um die Frage zu klären, ob sich die tektonisch hochgestellte Lichtenberg-Kürnbergscholle gegenüber den tieferliegenden Kristallineinheiten der Mühl-Zone in der Auswertung der AEM widerspiegelt, wurde eine Randbedingung (Randbedingung Lichtenbergscholle) gewählt, die eine niederohmige und geringmächtige 1. Schicht höher gewichtet. Dies deshalb, da durch Berichte über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 32 Linz (REITER, 2004 und DOBLMAYER, 2005) über eine geringmächtige Verwitterungsschwarte berichtet wurde. Dabei werden den steilgestellten Perlgneisen der Lichtenbergscholle eine höhere Verwitterungswiderstandsfähigkeit angerechnet und andererseits auch der Aspekt angeführt, dass diese Hochlage den Abtransport der Verwitterungsschicht seit dem Miozän begünstigt. Erwartet wurde eine zur Mühl-Zone deutlich geringmächtigere Verwitterungsschicht (Mächtigkeit der 1. Schicht).

Mit dieser Randbedingung kehrt sich die Widerstandsverteilung und die Mächtigkeit der 1. Schicht im Vergleich zum Modell „Gesamt“ um. Lag im Modell „Gesamt“ ein hochohmiger (> 500 Ohmm), größtenteils mächtiger (bis zu 50 m) Widerstandskörper der 1. Schicht vor, so liegt mit dem Modell „Lichtenbergscholle“ ein über weite Strecken niederohmiger (< 50 Ohmm) und geringmächtiger (< 2 m) Widerstandskörper der 1. Schicht vor. Gleichzeitig ist durch die Widerstandsverteilung der 1. Schicht eine eindeutige Abgrenzung der Lichtenbergscholle zur umgebenden Mühl-Zone gegeben, da in der Lichtenbergscholle eine wesentlich geringere Widerstandsverteilung vorliegt (Abb. 8.8 und Abb. 8.9). Dies ist damit zu erklären, dass durch die Verwendung der Randbedingung „Lichtenbergscholle“ das Zweischichtmodell auf die sehr geringmächtige Verwitterungsschicht (niederohmig) fokussiert wird, die auf Grund ihres geringen Einflusses im geophysikalischen Modell „Gesamt“ im Vergleich zu einflusswirksameren Parametern „übersehen“ wird. Die niederohmigen Widerstandswerte der 1. Schicht weisen auf feinkorndominierte Ablagerungen, unter Umständen gut durchfeuchtet, hin. Die gänzlich hochohmig (>350 Ohmm) ausgebildete Widerstandsverteilung der 2. Schicht (Abb. 8.10) resultiert aus der Modellannahme, die den Widerstand der 2. Schicht als hoch ansetzt um dadurch eine bessere Abgrenzung vom allfällig vorhandenen, niederohmigen Widerstandskörper der 1. Schicht zu erhalten. Eine geologische Relevanz lässt sich damit nicht ableiten.

8.3 Interpretation Geoelektrik versus AEM - HHM und Zweischichtmodell

In diesem Abschnitt sollen die Ergebnisse der Aeroelektromagnetik (AEM) mit den Ergebnissen der geoelektrischen Vermessung und der geologischen Ansprache im Bereich des Eferdinger Beckens zusammengeführt werden. Die bodengeoelektrischen Profile in diesem Bereich wurden zur Ermittlung der Randbedingungen (Widerstandsverteilung/Mächtigkeit) für das EM Modell vermessen.

Die Auswertung und Interpretation der Widerstandsverteilungen erfolgte dahingehend, dass einerseits in dem jeweils besprochenen geoelektrischen Profilschnitt die Widerstandsverteilung am Messpunkt der Aero - Elektromagnetik als homogener Halbraum in Form kleiner schwarzer Kreise projiziert wurden.

Die Resultate der AEM 2-Schichtauswertung mit den Randbedingungen „Gesamt“ und „Becken“ werden im Vergleich zu den geoelektrischen Profilen, entlang dieser, in Form von zweidimensionalen Widerstandstiefensektionen dargestellt und diskutiert.

Für die direkte Vergleichbarkeit der zweidimensionalen Widerstandsverteilung aus der Geoelektrik und der AEM am Geoelektrikprofil wurde das Zweischichtmodell aus der AEM als zweidimensionaler Widerstandsplot mit derselben Widerstandslegende wie die Geoelektrik dargestellt.

In der zweidimensionalen Widerstandsverteilung aus der AEM ist der Übergangsbereich im Zweischichtmodell grau dargestellt. Mit zunehmender Tiefe ist die Zweischicht-Inversion aus der AEM mit größerer Unsicherheit behaftet

Zu bedenken ist auch, dass die Messpunkte aus der AEM bei einem Linienabstand von 200 m (nördlich Hartkirchen) bzw. 100 m (südlich Hartkirchen) selten direkt auf dem geoelektrischen Profil liegen und daher die nächstliegenden Messwerte in die geoelektrischen Profilschnitte projiziert werden.

In den Abbildungen 8.12 bis 8.19 ist jeweils das betreffende Profil aus der geoelektrischen Vermessung (P), die schwarze Linie stellt die maximale Erkundungstiefe aus der AEM dar, die Widerstandsverteilung aus dem homogenen Halbraummodell (HHR), sowie die aus der AEM berechneten Zweischichtmodelle mit den Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB) dargestellt.

Vorangestellt ist die Abbildung 8.11, die die geologische Situation (Geologische Karte von Oberösterreich, 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) im Bereich der geoelektrischen Profile beschreibt.

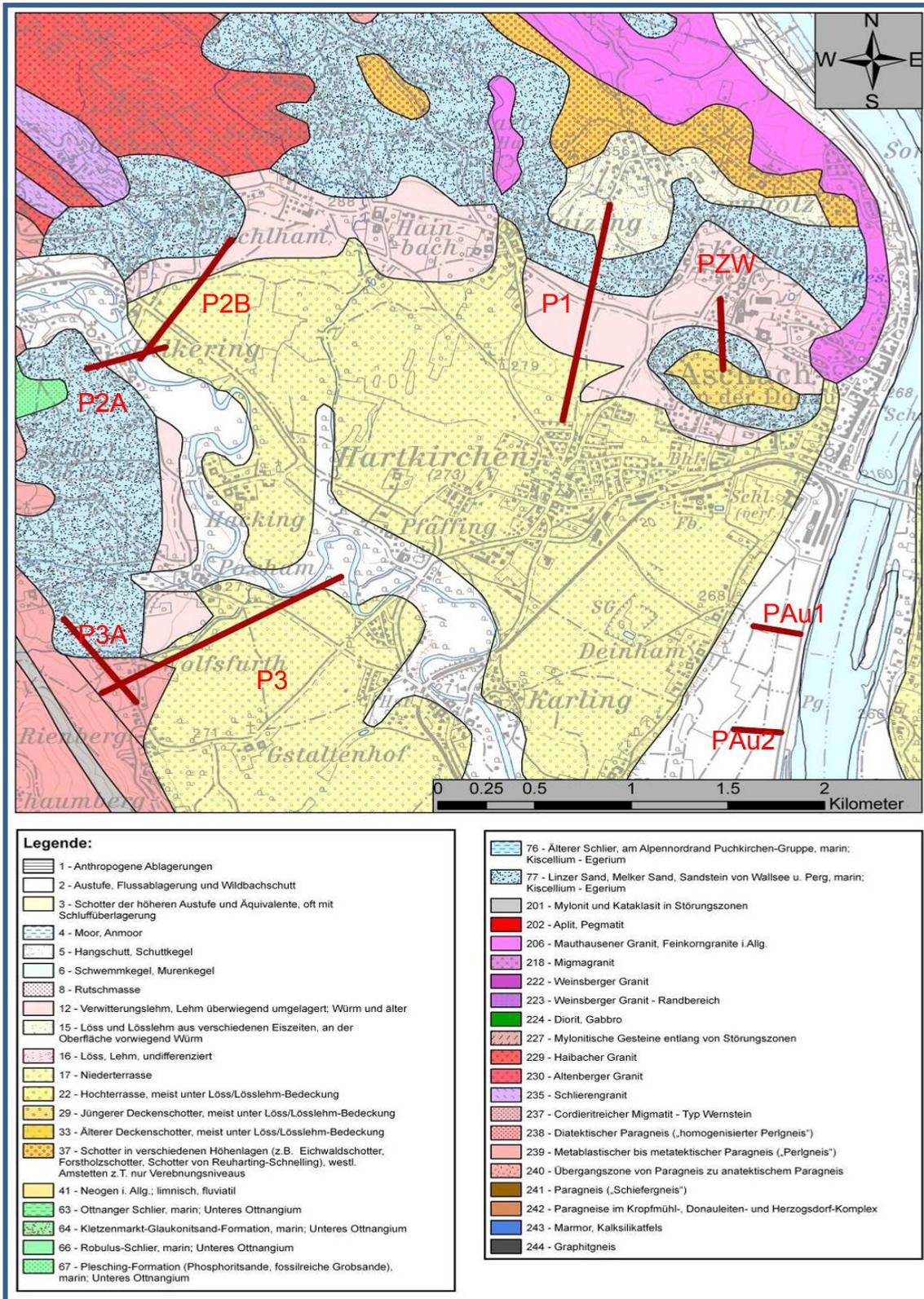


Abb. 8.11: Geologische Situation (Geologie von Oberösterreich 1:200.000, (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006)) im Bereich der geoelektrischen Profile.

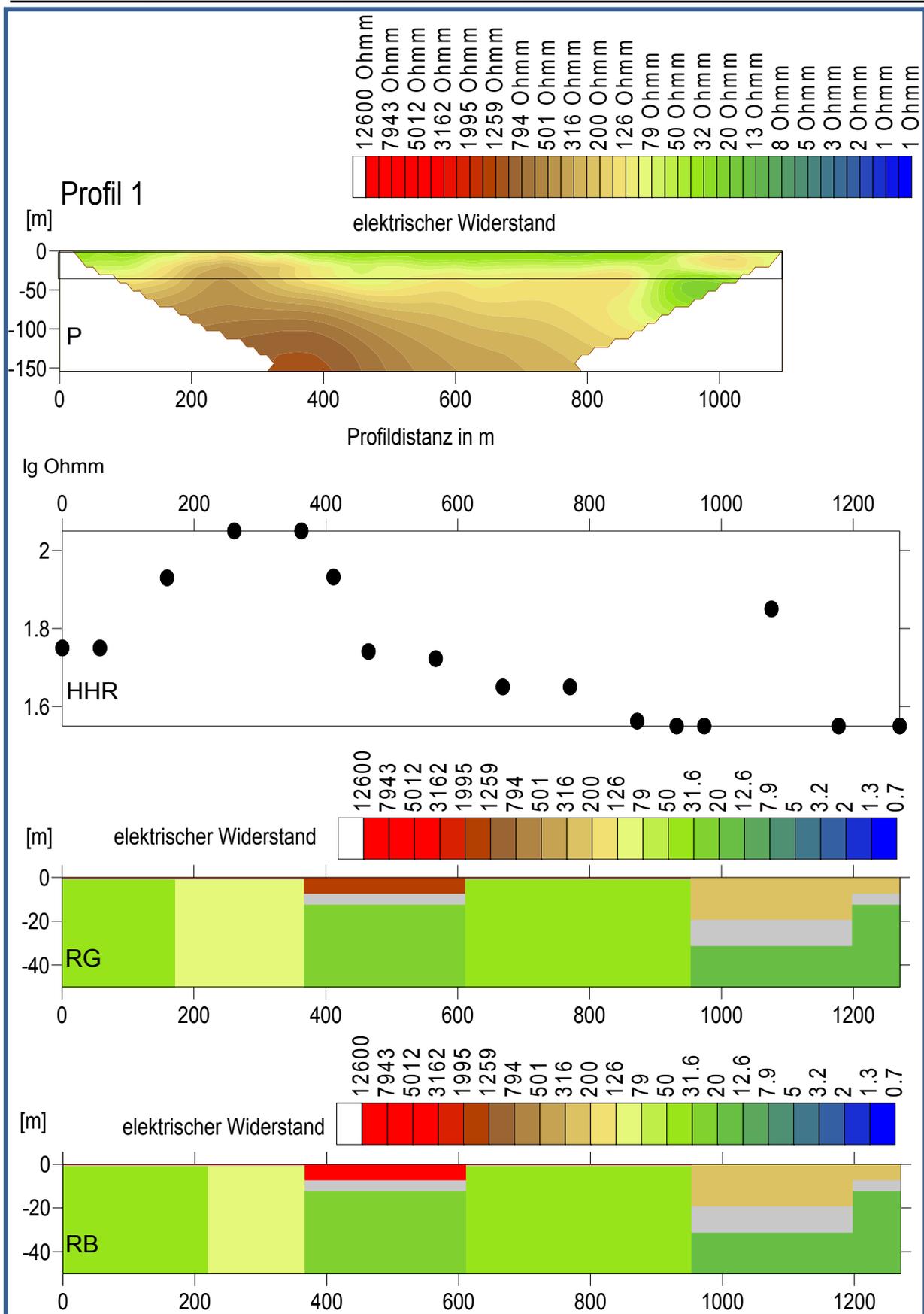


Abb. 8.12: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) aus der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil 1 - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

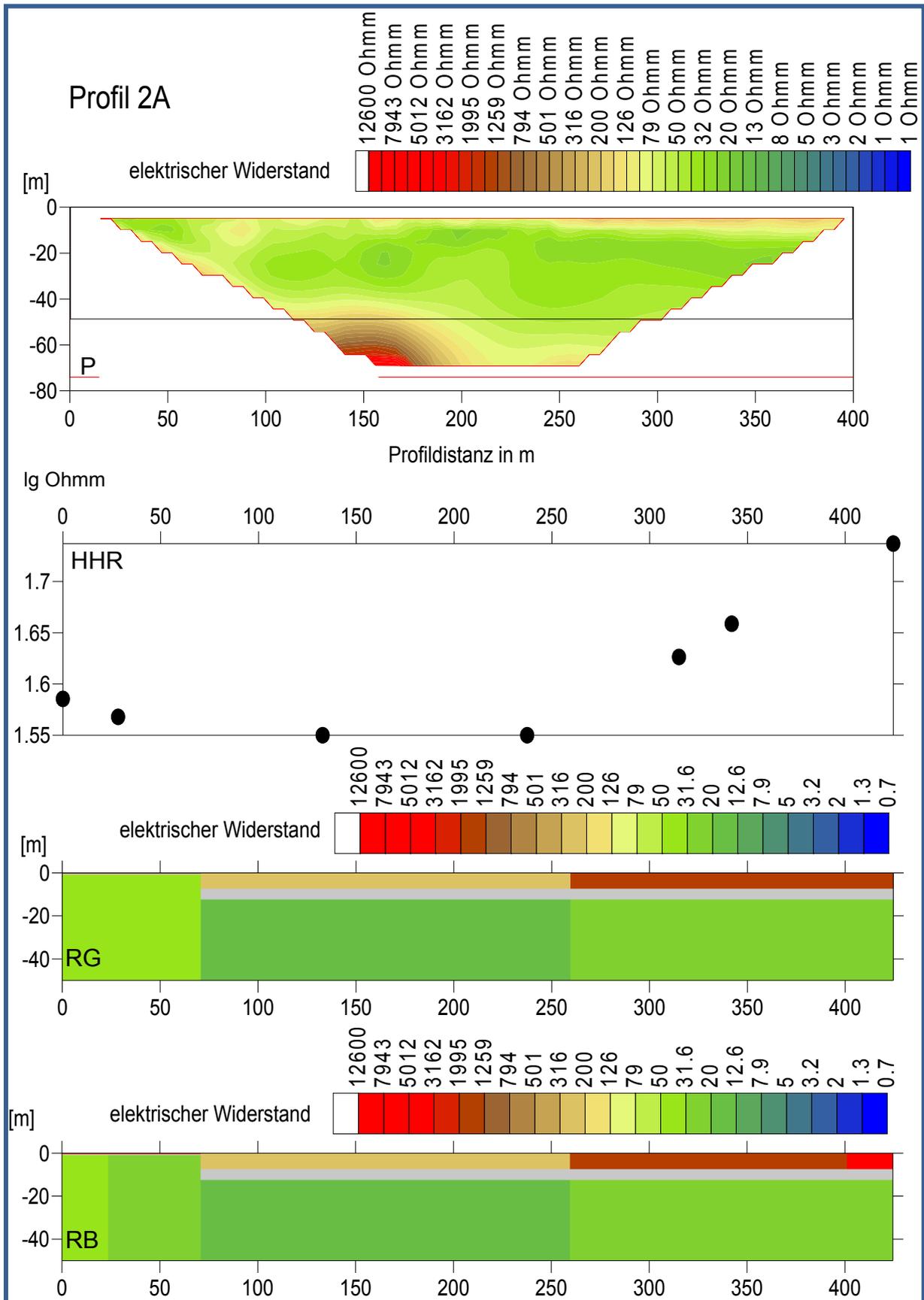


Abb. 8.13: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) aus der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil 2A - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

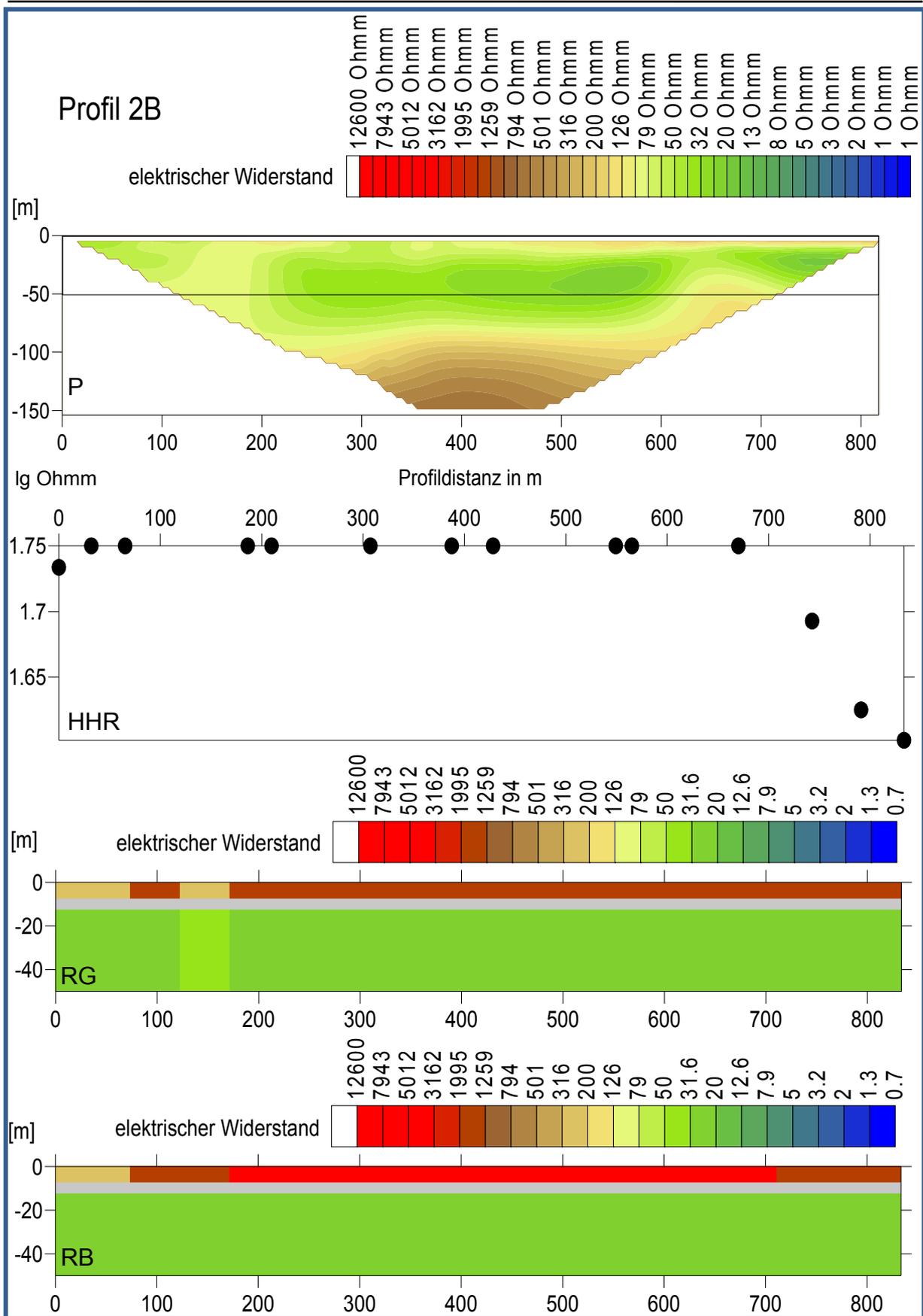


Abb. 8.14: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) aus der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil 2B - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

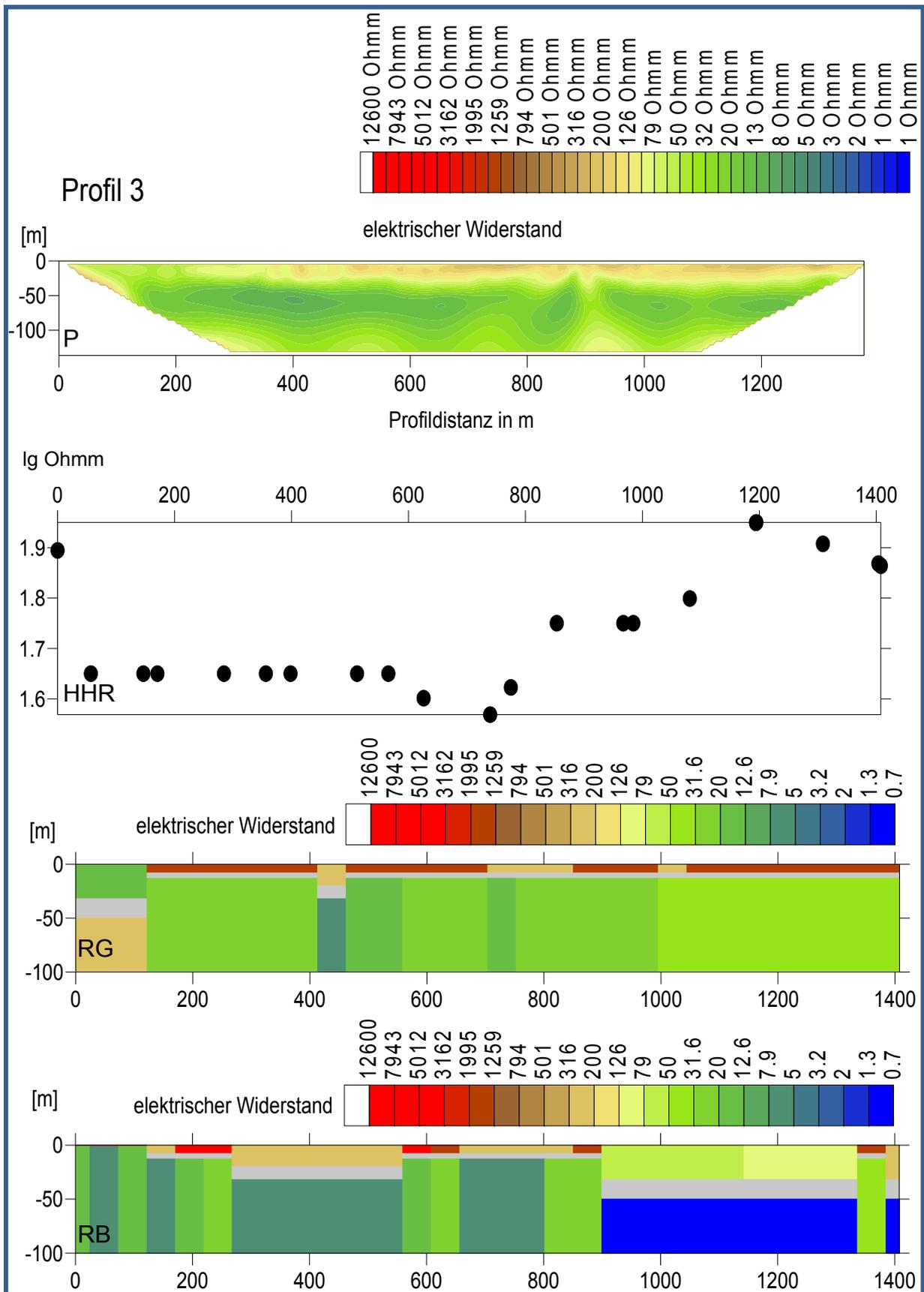


Abb. 8.15: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) aus der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil 3 - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

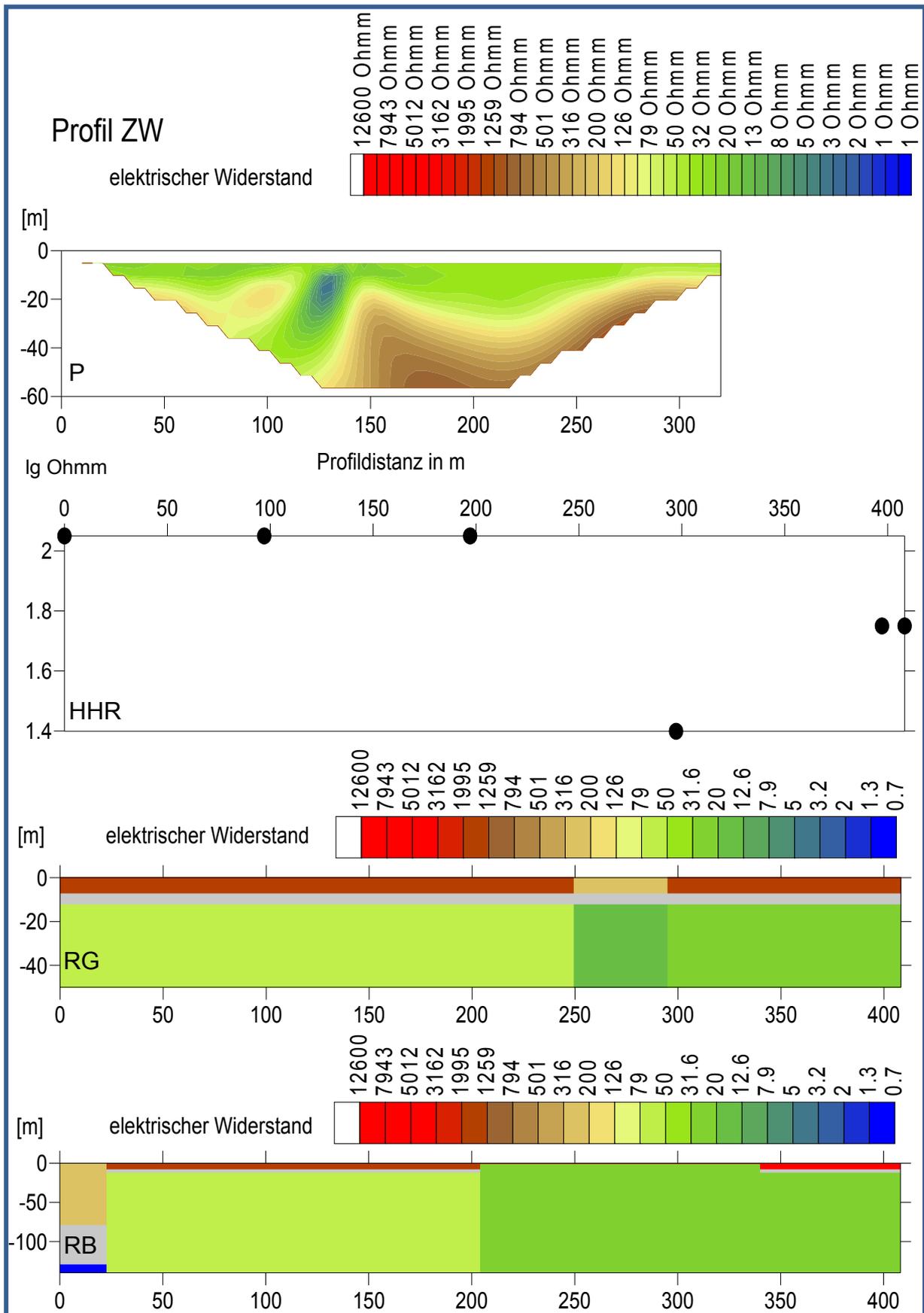


Abb. 8.16: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) aus der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil ZW - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

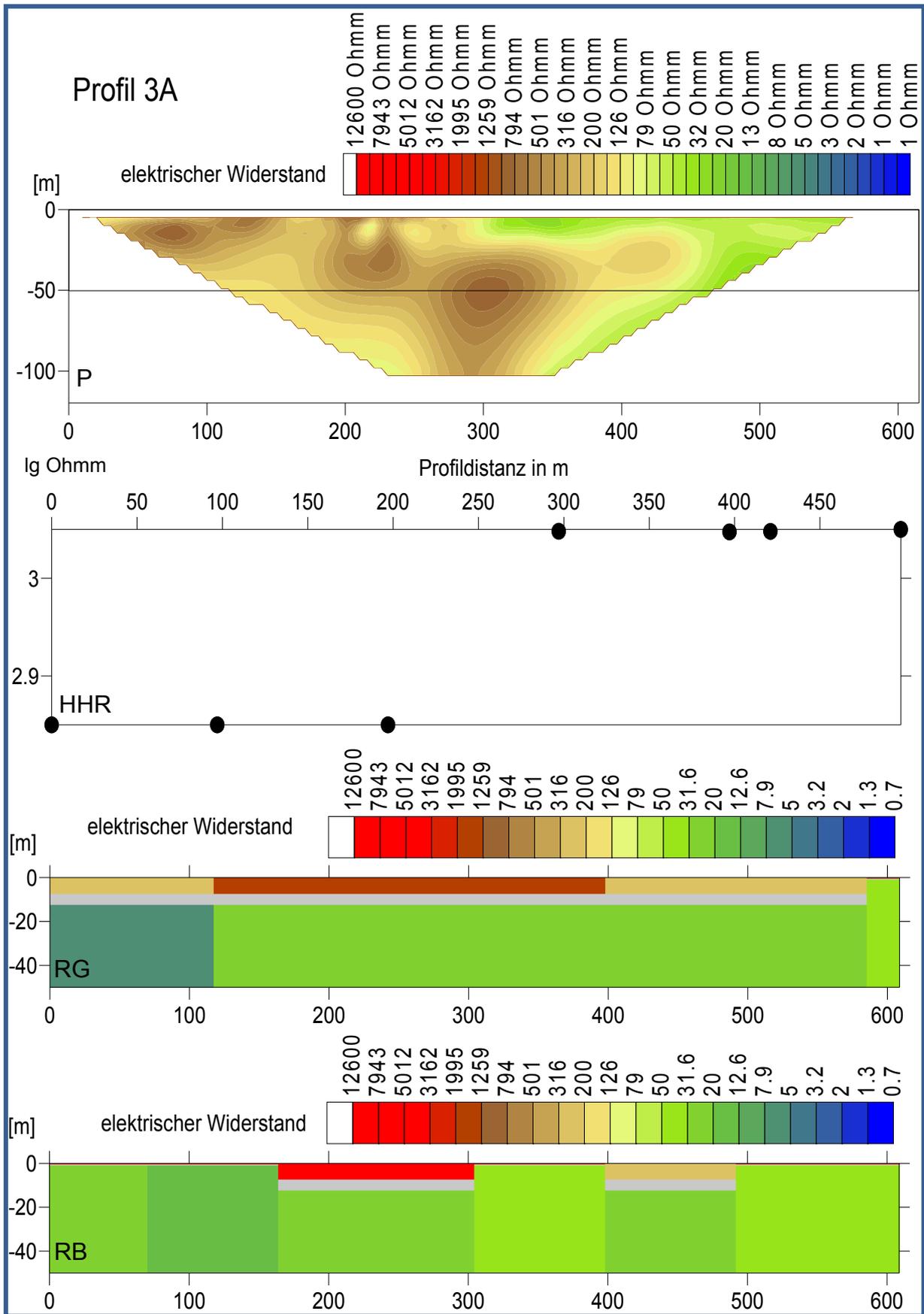


Abb. 8.17: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) aus der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil 3A - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

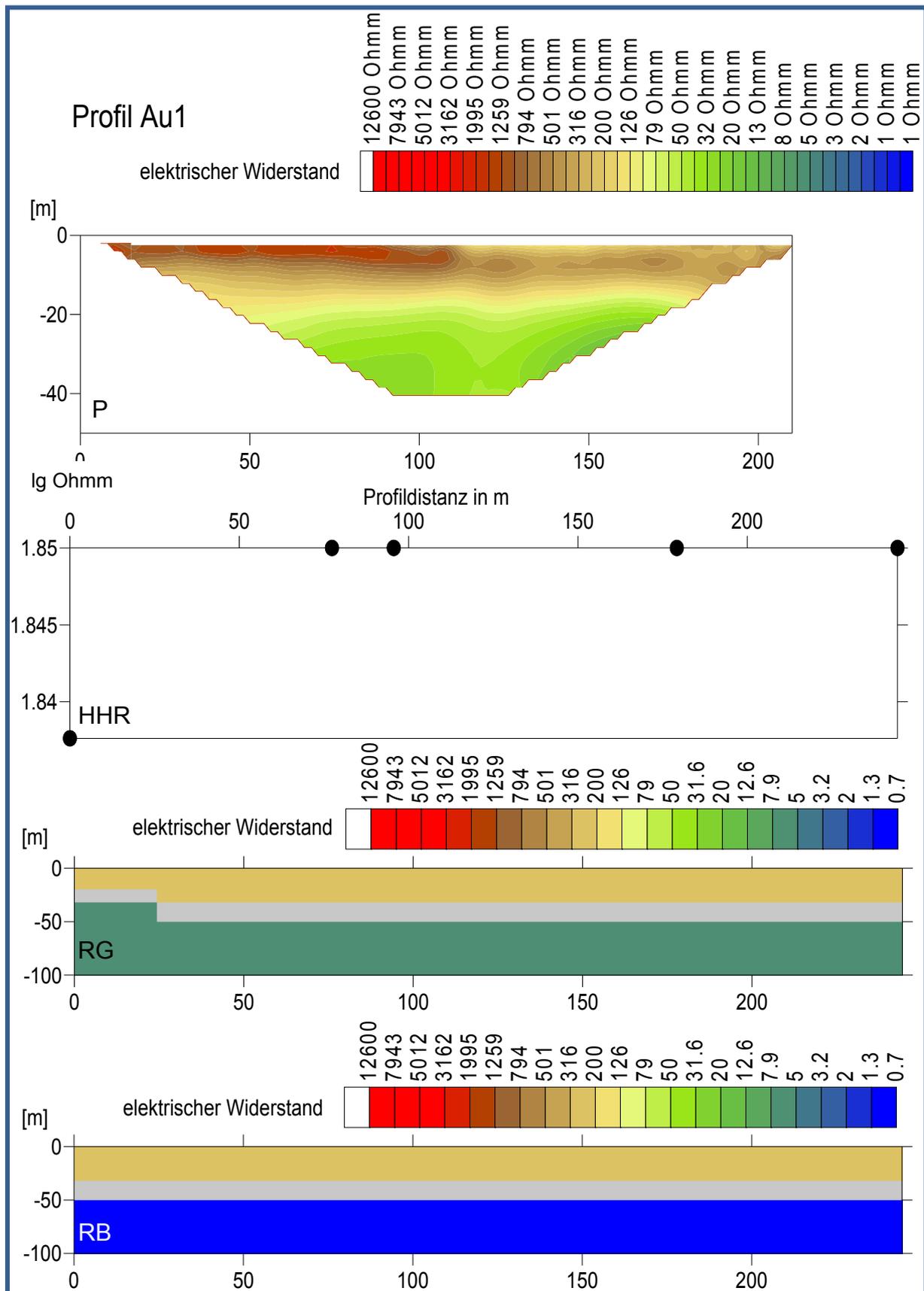


Abb. 8.18: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil Au1 - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

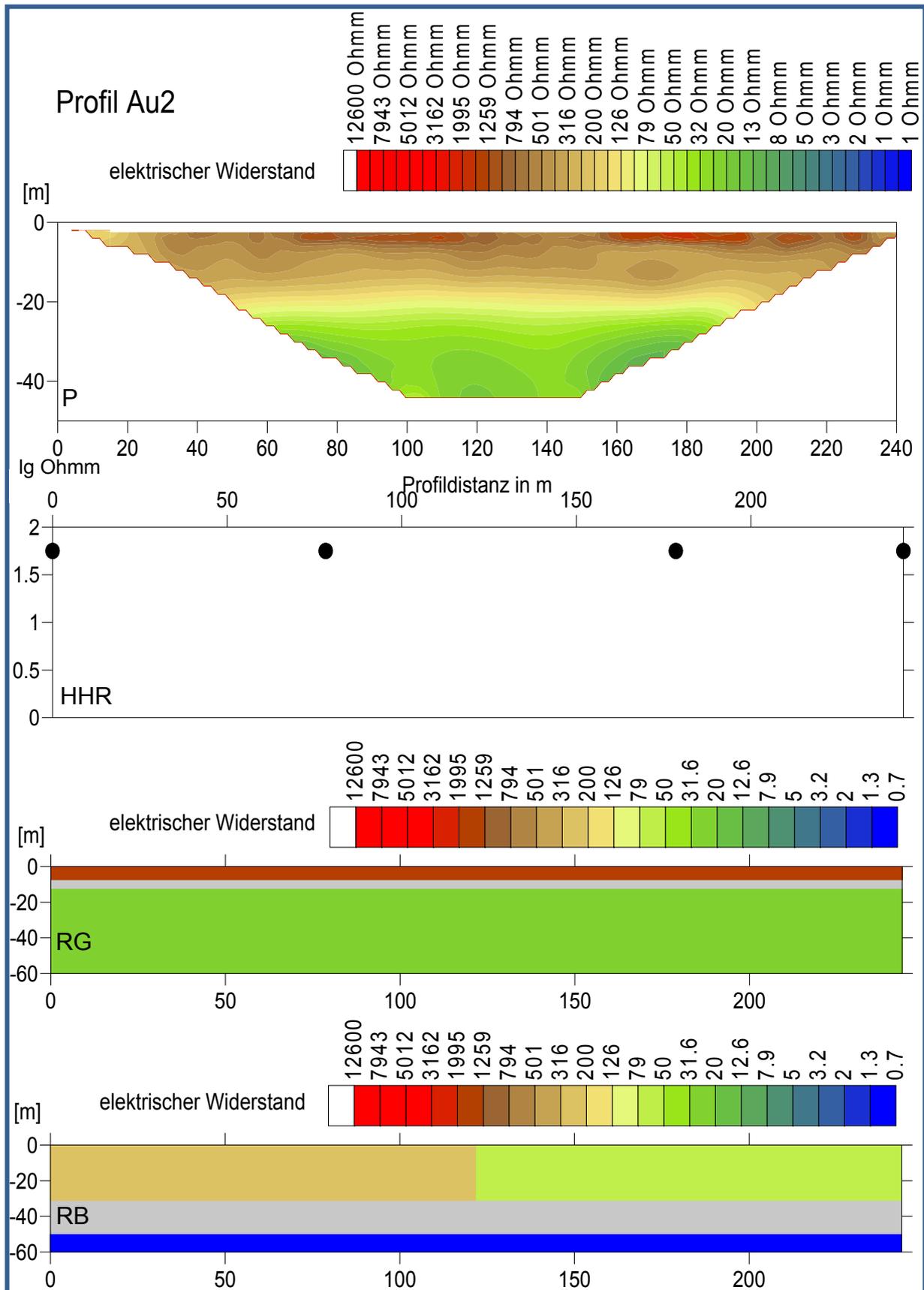


Abb. 8.19: Vergleich der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion (P) mit dem homogenen Halbraum (HHR) aus der AEM (Widerstandswerte an den einzelnen Messpunkten) und der Zwei-Schicht-Inversion aus der AEM am Profil Au2 - mit Randbedingungen „Gesamt“ (RG) und „Becken“ (RB).

Interpretation

Geoelektrikprofil 1 (Abb. 8.12)

Der Vergleich des Geoelektrikprofils 1 mit der probabilistischen Inversion der AEM-Daten mit Randbedingung Gesamt (RG) und Becken (RB) zeigt sowohl im Modell des homogenen Halbraums als auch im 2-Schichtfall eine gute Übereinstimmung der Widerstandsverteilung.

In allen Auswertungen ist der bei Profilmeter 250, bis an die Geländeoberkannte reichende, höherohmige Körper (Kristallin), vermessen. Die durchgehend erfasste, niederohmige Bedeckung wird dem Löss/Lösslehm und/oder Verwitterungslehm zugeordnet. Deutlich ist in allen Darstellungen der Übergang zum Schotter der Niederterrasse (höherohmig) ab Profilmeter 900 ersichtlich. Zu klären ist die äußerst geringmächtige (< 1 m), fast nicht zu erkennende, Auflage in beiden AEM Zweischichtmodellen.

Geoelektrikprofil 2A und 2B (Abb. 8.13 und 8.14)

Bei diesem Vergleich kann das Ergebnis der 2-Schicht Inversion mit beiden Randbedingungen und des HHR der AEM Auswertung zur teufenspezifischen Widerstandsauswertung der geoelektrischen Profile als äußerst gut angesprochen werden. In allen Auswertungen spiegelt sich der geologische Zweischichtfall mit der geringmächtigen, hochohmigen Bedeckung (Terrassenschotter) und dem Liegenden Schlier (niederohmig) wider. Deutlich ist in beiden 2-Schicht Inversionen (RG und RB), vergleichbar mit der teufenspezifischen Widerstandsverteilung des Geoelektrischen Profils 2A, die Zunahme des elektrischen Widerstandes der 1. Schicht gegen das Profilende (NE) – markantere Ausbildung der Niederterrasse - zu erkennen. Das homogene Halbraummodell bestätigt diesen Trend.

Geoelektrikprofil 3 (Abb. 8.15)

Der Profilschnitt verläuft, beginnend im Kristallin, ab etwa Profilmeter 200 in den Sedimenten der Niederterrasse. Diese Situation wird am besten durch die teufenspezifische Widerstandsauswertung des Geoelektrischen Profils 3 und der 2-Schicht Inversion mit der Randbedingung „Gesamt“ aufgelöst. Jeweils ist der höherohmige, bis in größere Tiefen reichende, Widerstandskörper (Kristallin) am Profilbeginn zu erkennen. Bis zum Profilende ist dann, vergleichbar mit der geologisch bedingten Zweischichtauswertung im Profil 2A und 2B, ein Zweischichtfall mit einer geringmächtigen, hochohmigen Bedeckung (Terrassenschotter) und dem Liegenden Schlier (niederohmig) gegeben. Erkennbar ist eine höhere Differenziertheit in der Widerstandsverteilung der 1. und 2. Schicht.

Die 2-Schicht Inversion mit der Randbedingung „Becken“ ist hingegen nicht in der Lage, den Kristallinkörper zu Beginn des Profils 3 zu erfassen. Im weiteren Verlauf des Profils ist im Wesentlichen die o. a., geologisch bedingte, Zweischichtsituation auch in der der 2-Schicht Inversion mit der Randbedingung „Becken“ charakterisiert.

Die in der teufenspezifischen Widerstandsauswertung des geoelektrischen Profils 3 erkennbare Zunahme der Mächtigkeit und vor allem des Widerstandes der 1. Schicht (Niederterrasse) spiegelt sich zwischen Profilmeter 900 und 1400 auch in dieser 2-Schicht Inversion wider, wobei die Mächtigkeit in diesem Abschnitt etwas überbetont wird. Grundsätzlich wird dieser Trend auch vom homogenen Halbraummodell nachgezeichnet.

Geoelektrikprofil 3A (Abb. 8.17)

Laut geologischer Karte von OÖ, 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) liegt dieses Profil etwa bis zur Hälfte (Profilmeter 0 bis 300) in den Ablagerungen des Linzer Sandes und verläuft dann bis zum Ende im Bereich des Kristallins (Perlgneis). Die Komplexität dieser geologischen Situation im Bereich des Kristallinrandes, im Übergang zu den Sedimenten der Molasse, kommt auch in der Verteilung der elektrischen Widerstände aller Inversionsmethoden zum Ausdruck. Der hochohmige Abschnitt zu Beginn des Profils 3A wird am ehesten von der 2-Schicht Inversion mit der Randbedingung „Gesamt“ erfasst (Mächtigkeit der hochohmigen Bedeckung etwa 10 m). Der niederohmige Abschnitt bis zum Profilende entspricht eher der 2-Schicht Inversion mit der Randbedingung „Becken“ (größtenteils Fehlen einer hochohmigen Bedeckung). Interessant ist, dass sowohl in der teufenspezifischen Widerstandsauswertung des geoelektrischen Profils 3A, als auch in beiden AEM 2-Schicht Inversionsmethoden die 2. Schicht niederohmig ausgebildet ist und damit das Vorhandensein des kristallinen Basements in diesem Bereich in Frage stellt. Dies wird indirekt auch dadurch bestätigt, dass im Geoelektrik Profil 3 (Abb. 8.15) nur die ersten Profilmeter hochohmig ausgebildet sind und damit ein schwacher Hinweis auf den Nahbereich zum Kristallin besteht. Aus diesen Erkenntnissen kann der Schluss gezogen werden, dass entlang des Profilschnittes 3A die niederohmige 2. Schicht noch als Molasse anzusprechen ist.

Zusammenfassend zeigt dieses Profil, dass diese komplexe Geologie am Randbereich des Kristallins durch die AEM 2 - Schicht Inversionen in dieser Detailliertheit nicht erfasst wird. Bei näherer Betrachtung und Diskussion der Ergebnisse sind auch in diesem Fall zusätzliche Informationen über den geologischen Aufbau ableitbar.

Geoelektrikprofil ZW (Abb. 8.16)

Für das Geoelektrikprofil ZW fällt der Vergleich eher indifferent aus. Die Abfolge einer 10 bis 20 m mächtigen, niederohmigen Bedeckung (1. Schicht) auf einer hochohmigen 2. Schicht (> 300 Ohmm) ist in der Zwei-Schicht-Inversionen nicht nachvollziehbar. Als Interpretationsansatz könnten der niederohmige Abschnitt im Hangenden des Geoelektrikprofils (1. Schicht) mit der durchwegs niederohmig entwickelten Widerstandsverteilung der 2. Schicht aus der AEM Zwei – Schichtauswertung in Verbindung gebracht werden. Dabei besteht jedoch ein Erklärungsbedarf hinsichtlich der hochohmig entwickelten 1. Schicht aus der AEM

9 Gammaspektroskopie

9.1 Methode und Darstellung der Messwerte

Die Mess- und Auswertemethodik ist in Kapitel 4.6 beschrieben. Die Messergebnisse sind als Karten für die Dosisleistung (Abb. 9.1), Kalium (Abb. 9.2), Thorium (Abb. 9.3), Uran (Abb.9.4) und das Verhältnis Thorium zu Kalium (Abb. 9.5) dargestellt.

Die Einzelergebnisse für die Elemente Kalium und Thorium wurden mittels GIS Abfrage (siehe Abb. 9.6) mit den einzelnen, in der digitalen geologischen Karte von OÖ definierten lithologischen Einheiten anhand der Polygone der geologischen Karte verschnitten. Die statistisch aufgearbeiteten Daten wurden in Form von Balkendiagrammen (Mittelwert und Standardabweichung) in den Abbildungen (Abb. 9.7 bis 9.12) dargestellt.

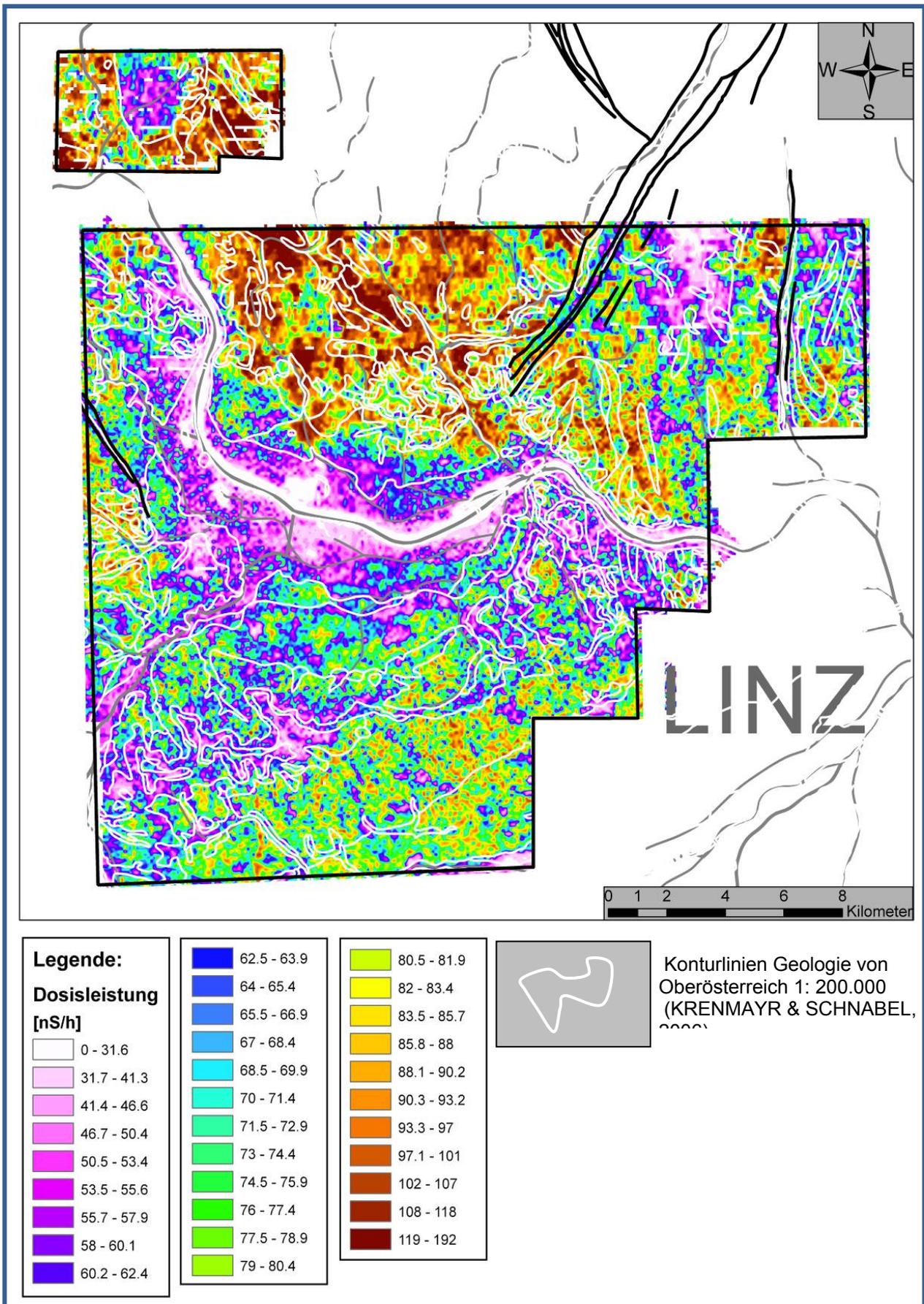


Abb. 9.1: Karte der Dosisleistung in nS/h.

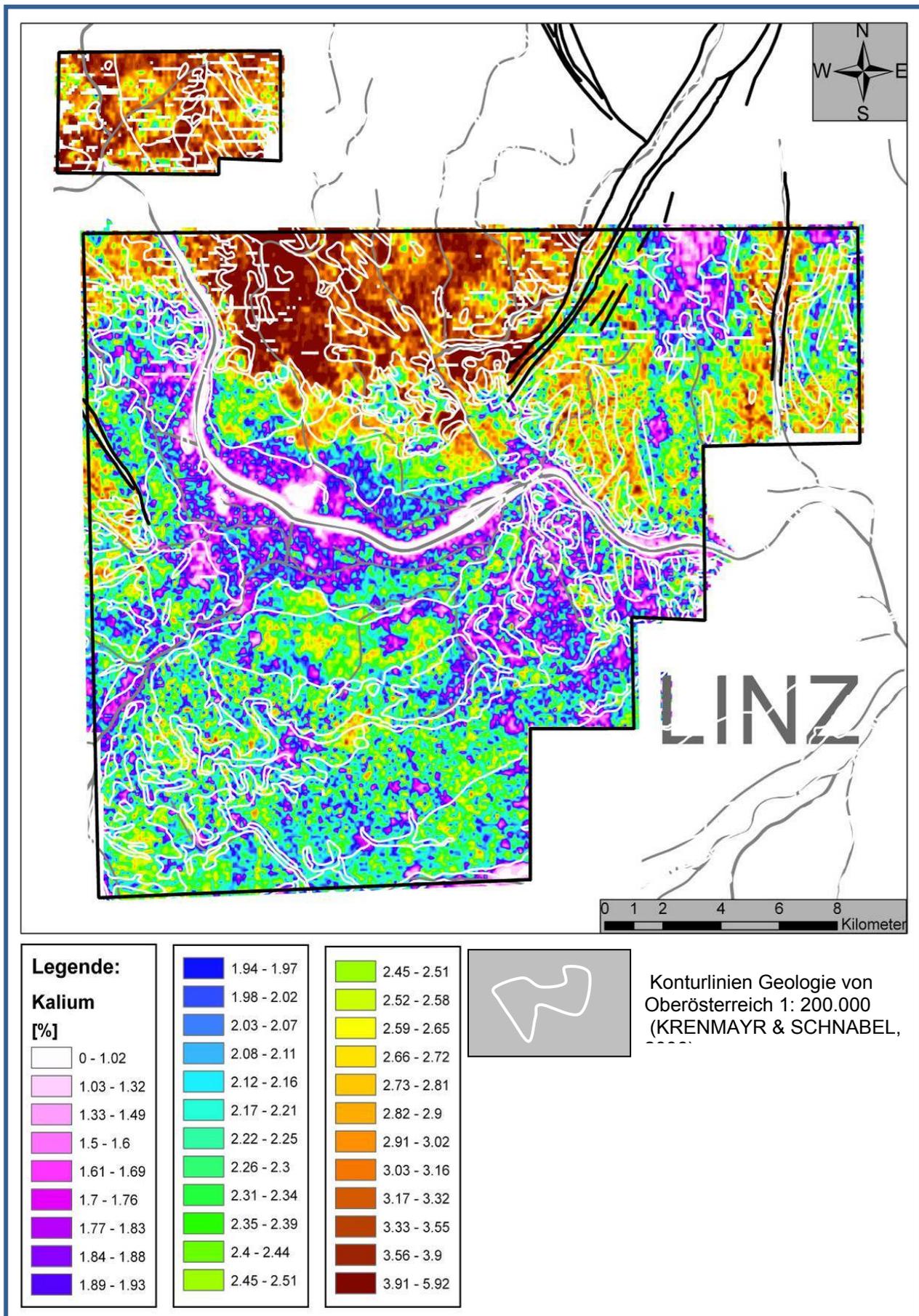


Abb. 9.2: Karte des Kaliumgehaltes in %.

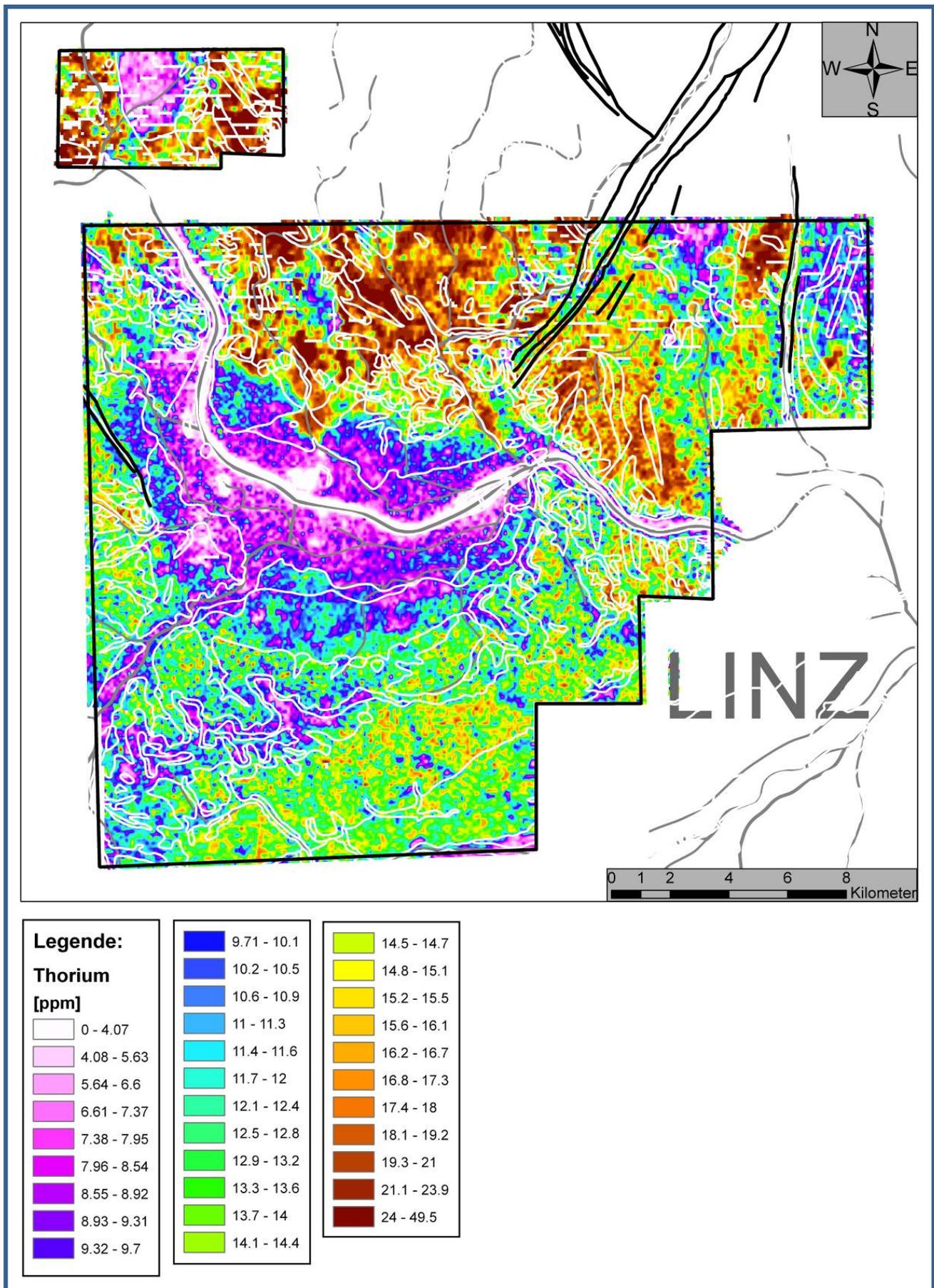


Abb. 9.3: Karte des Thoriumgehaltes in ppm.

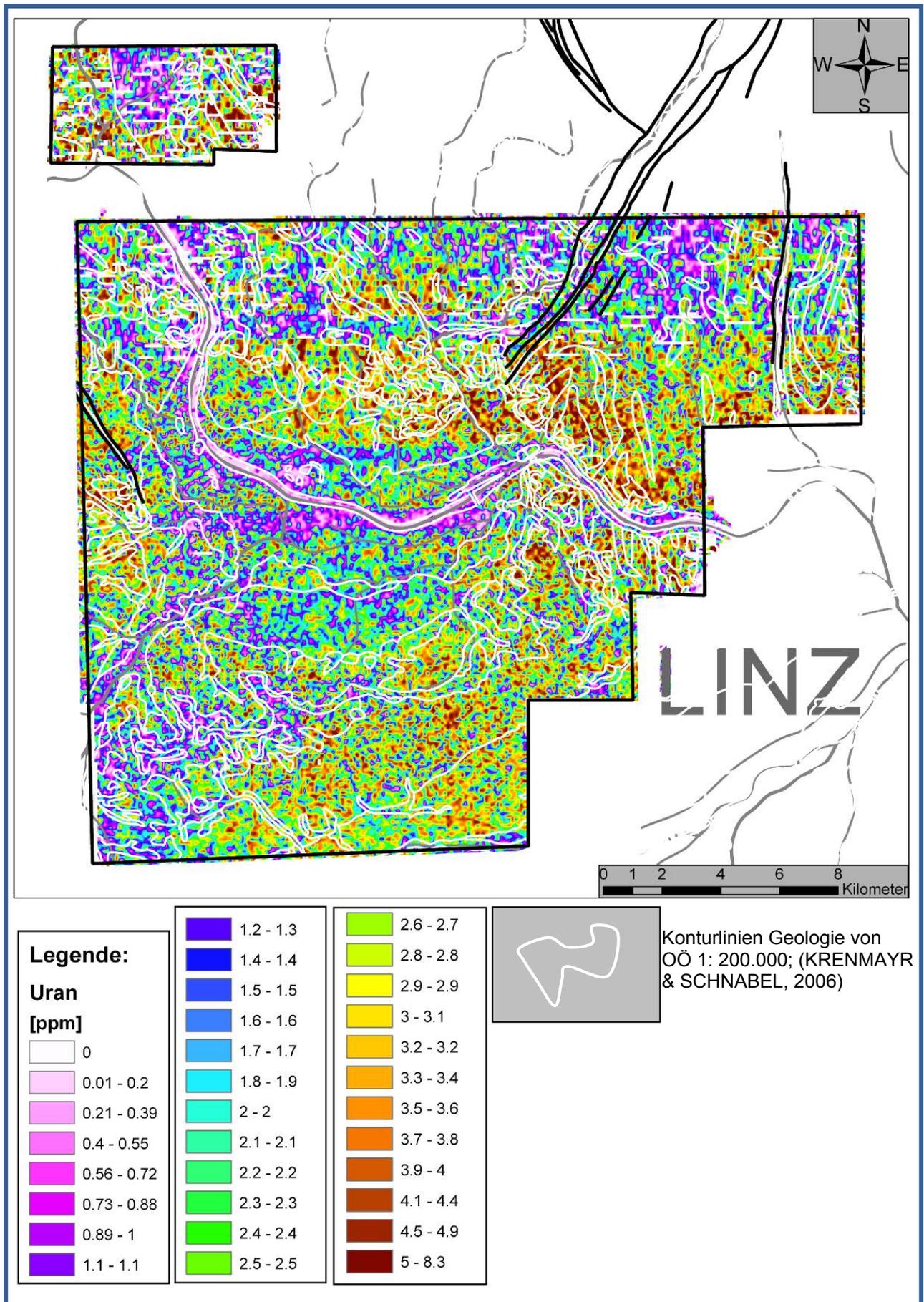


Abb. 9.4: Karte des Urangehaltes in ppm

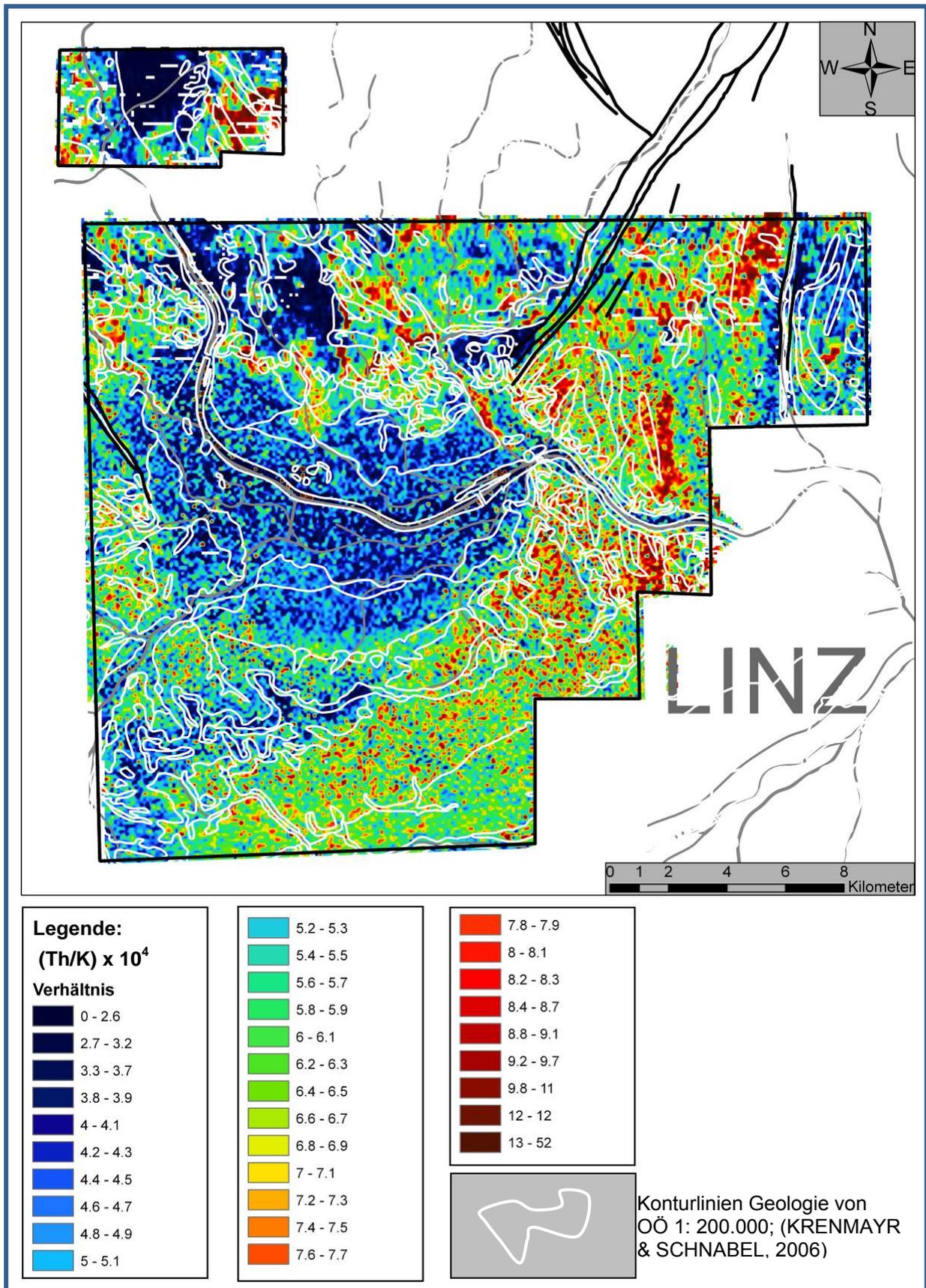


Abb. 9.5: Karte der Verhältnisse von Thorium zu Kalium (Th/K). Um anschauliche Werte zu erhalten wurde das Verhältnis mit dem Faktor 10^4 multipliziert. Das bedeutet, dass bei Verhältniszahlen < 10.000 der Kaliumgehalt höher als der Thoriumgehalt ist.

9.2 Interpretation und Vergleich der Ergebnisse

In der nachfolgenden Abbildung 9.6 sind die Probennahmepunkte für den Bereich der geochemischen Analysen von Kalium, Thorium und Uran von Bachsedimentproben dargestellt (AUGUSTIN-GYURITS, 1999 & THALMANN et al., 1989). Es wurden dabei jeweils Proben eines aktiven sandig-siltigen Bachsediments über eine Strecke von 100 m als Sammelprobe genommen. Analysiert wurde die Siebfraktion $< 0,18$ mm. Die Ergebnisse der Parameter Uran und Thorium wurden statistisch aufbereitet (Mittelwert, Standardabweichung) und den Ergebnissen aus der Hubschrauberradiometrie gegenübergestellt. Insgesamt sind die Elemente Uran und Thorium aus 255 Sedimentproben in die Auswertung eingeflossen.

Hinsichtlich dieses Vergleichs ist in Betracht zu ziehen, dass die verschiedenen Einheiten oft in sehr unterschiedlich großen Flächen aufgeschlossen sind. Manche Formationen sind lithologisch sehr vielfältig, andere eher homogen ausgebildet. Für die jungen Talalluvionen kommt noch dazu, dass sich hier regionale und lokale Einflussfaktoren je nach Situation in unterschiedlichem Ausmaß überlagern, was sich im breiten Schwankungsbereich der Daten äußert.

Der Vergleich von Daten der Hubschrauberradiometrie mit Daten geochemischer Analysen ist daher natürlich nur eingeschränkt möglich. Während bei einer chemischen Analyse nur einige cm^3 bis dm^3 (je nach Korngröße) in Betracht gezogen werden, werden die Daten der Hubschrauberradiometrie über hunderte m^2 integriert (BUCHER et al. 1999). Lithologisch komplex aufgebaute Einheiten, wie es z. B. Amphibolitserien üblicherweise sind, können somit nur in ihrer gesamten lithologischen Vielfalt erfasst werden. Des Weiteren ist zu beachten, dass das gesamte, an der Oberfläche vorliegende, Material gemessen wird. Das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt den Verwitterungs- und Bodenbildungen, der Vegetationsbedeckung und auch den Witterungseinflüssen (z. B. Bodenfeuchte) erfasst wird.

Die einzelnen lithologischen Einheiten sind in der Tabelle 9.1 aufgelistet. Für die statistische Auswertung (Abbildungen 9.7 bis 9.12) wurde den einzelnen lithologischen Einheiten ein Code von 1-31 (fortlaufende Bezeichnung) zugeordnet. Diese Diagramme (Abbildungen 9.7 bis 9.12) beschreiben jeweils die mittlere Konzentration der Dosisleistung sowie den mittleren Gehalt an Kalium und Thorium mit den zugehörigen Standardabweichungen aus der Auswertung der Gammaskopie und den Chemischen Analysen an Gesamtgesteinsproben.

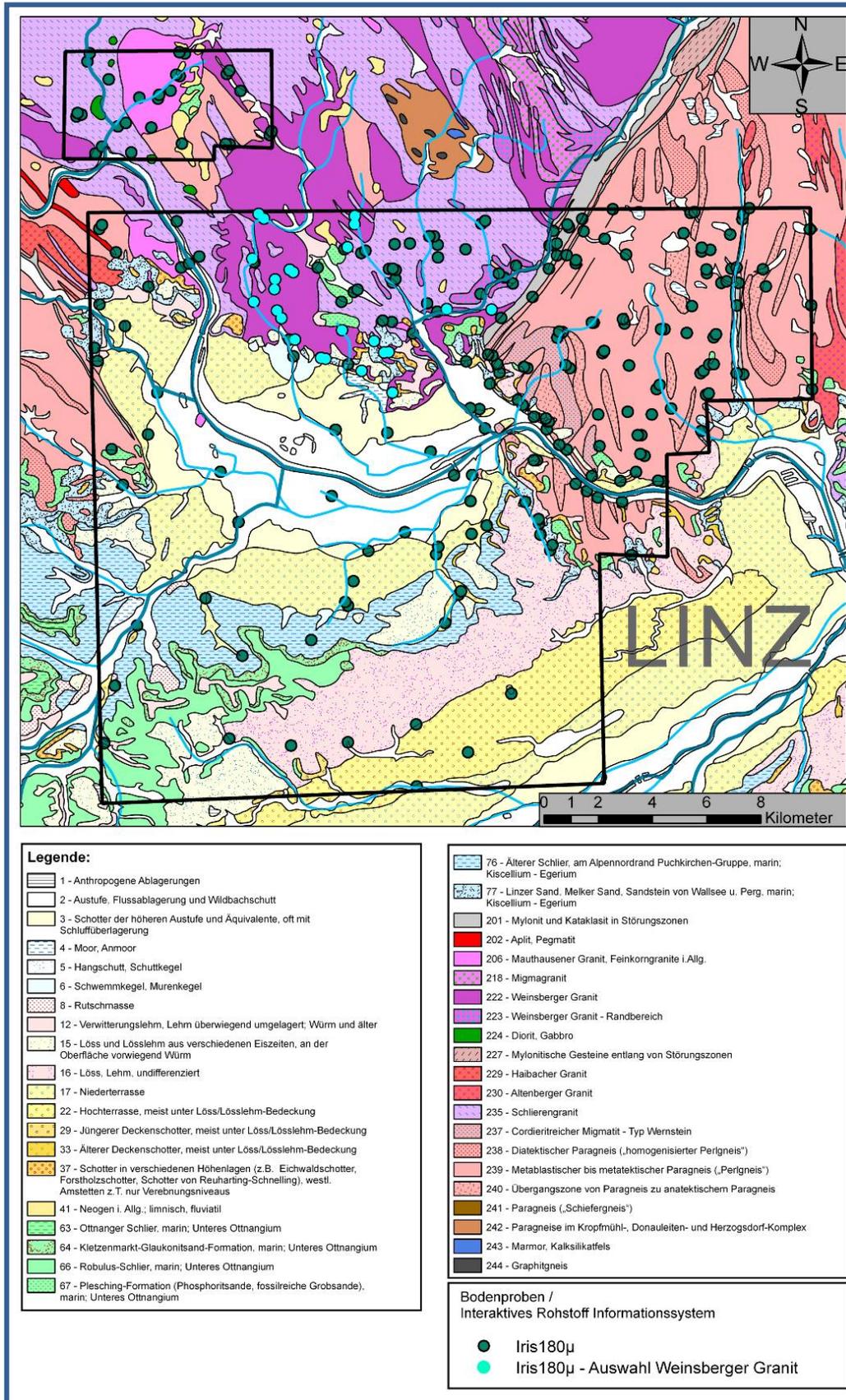


Abb. 9.6: Lage der Bodenproben, Punktdarstellung von 35 untersuchten Elementen in Konzentrationsklassen (aus: Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000, THALMANN, 1989) mit der Geologischen Situation (Geologie von Oberösterreich 1:200.000, KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Fortlaufende Bezeichnung	Festgesteine und Lockersedimente
---------------------------------	---

1	Altenberger Granit
2	Aplit, Pegmatit
3	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt
4	Cordieritreicher Migmatit - Typ Wernstein
5	Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)
6	Diorit, Gabbro
7	Haibacher Granit
8	Hochterrasse, meist unter Löss/Lösslehm-Bedeckung
9	Jüngerer Deckenschotter, meist unter Löss/Lösslehm-Bedeckung
10	Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation, marin; Unteres Ottnangium
11	Linzer Sand, Melker Sand, Sandstein von Wallsee u. Perg, marin; Kiscellium - Egerium
12	Löss und Lösslehm aus verschiedenen Eiszeiten, an der Oberfläche vorwiegend Würm
13	Löss, Lehm, undifferenziert
14	Mauthausener Granit, Feinkorngranite i.Allg.
15	Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“)
16	Mylonit und Kataklasit in Störungszonen
17	Niederterrasse
18	Ottninger Schlier, marin; Unteres Ottnangium
19	Plesching-Formation (Phosphoritsande, fossilreiche Grobsande), marin; Unteres Ottnangium
20	Robulus-Schlier, marin; Unteres Ottnangium
21	Rutschmasse
22	Schlierengranit
23	Schotter der höheren Austufe und Äquivalente, oft mit Schluffüberlagerung
24	Schotter in verschiedenen Höhenlagen (z.B. Eichwaldschotter, Forstholzschotter, Schotter von Reuharting-Schnelling), westl. Amstetten z.T. nur Verebnungsniveaus
25	Schwemmkegel, Murenkege
26	Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert; Würm und älter
27	Weinsberger Granit, Randbereich
28	Weinsberger Granit
29	Älterer Deckenschotter, meist unter Löss/Lösslehm-Bedeckung
30	Älterer Schlier, am Alpennordrand Puchkirchen-Gruppe, marin; Kiscellium - Egerium
31	Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis

Tab. 9.1: Von der gammaspektroskopischen Bearbeitung betroffene Festgesteine und Lockersedimente, fortlaufende Nummer dient als „lithologischer Code“ für die Abbildungen 9.7 bis 9.12.

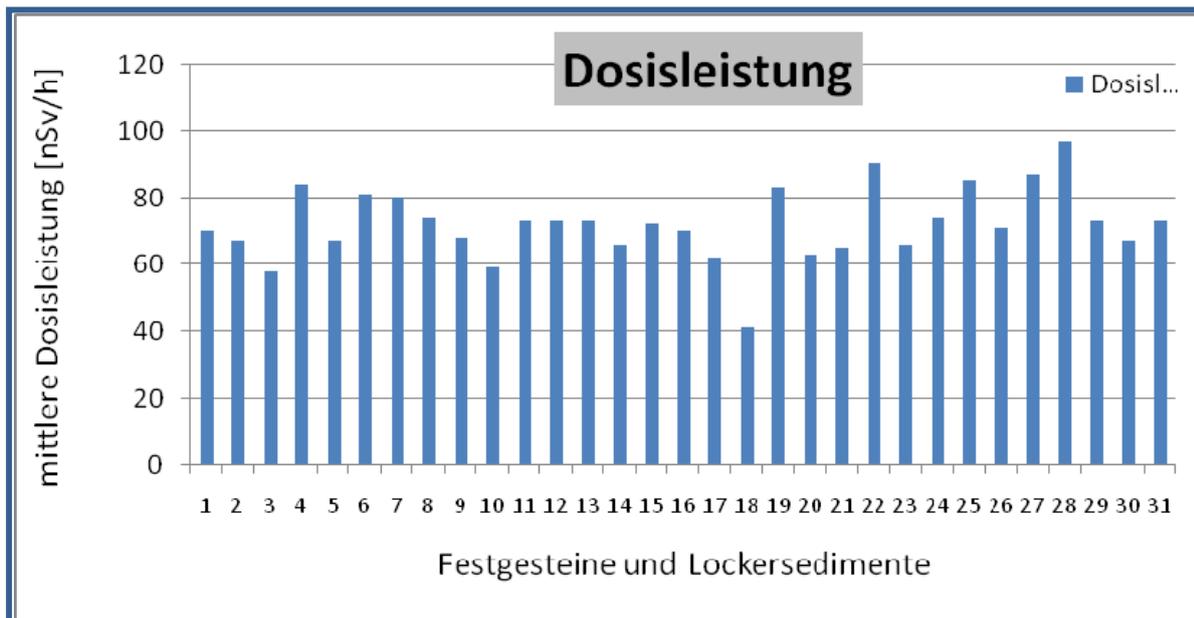


Abb. 9.7: Darstellung der mittleren Dosisleistung für relevante Festgesteine und Lockersedimente.

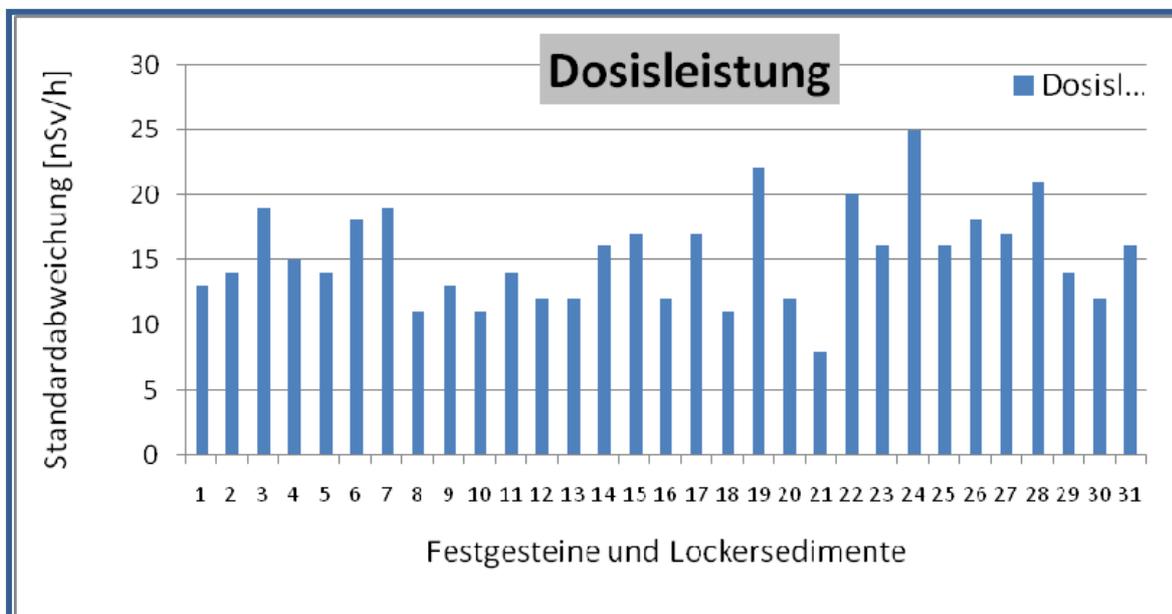


Abb. 9.8: Darstellung der Standardabweichung der Dosisleistung für relevante Festgesteine und Lockersedimente.

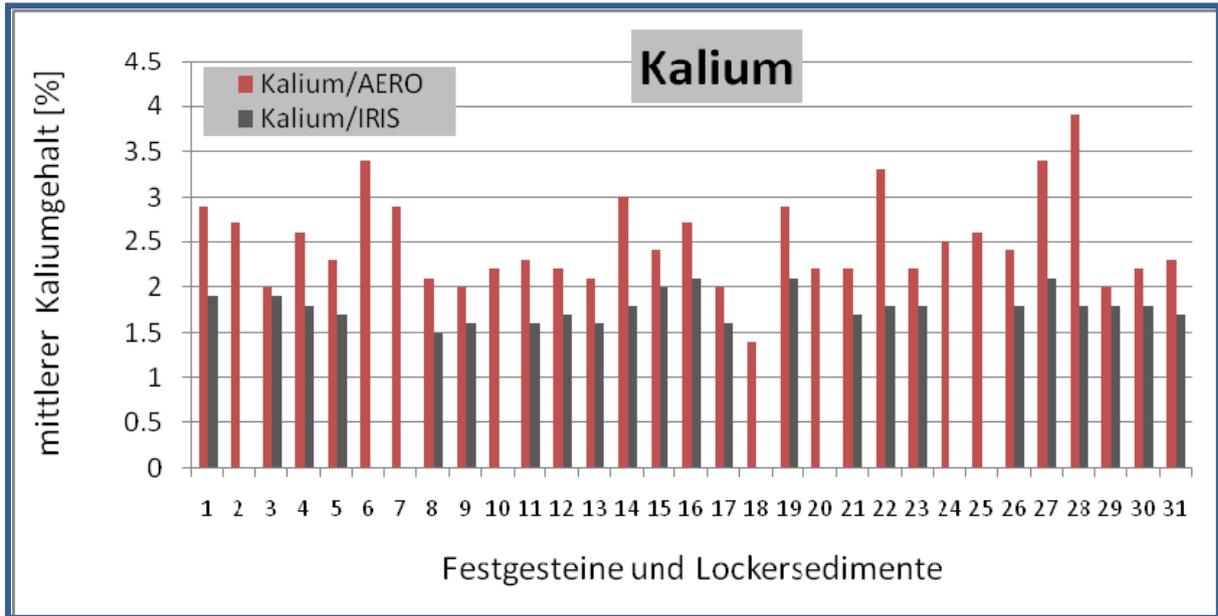


Abb. 9.9: Darstellung des mittleren Kaliumgehaltes aus der Gammaskopie (Kalium / Aero) und den Bodenproben der Bachsedimentgeochemie (Kalium / IRIS) für relevante Festgesteine und Lockersedimente.

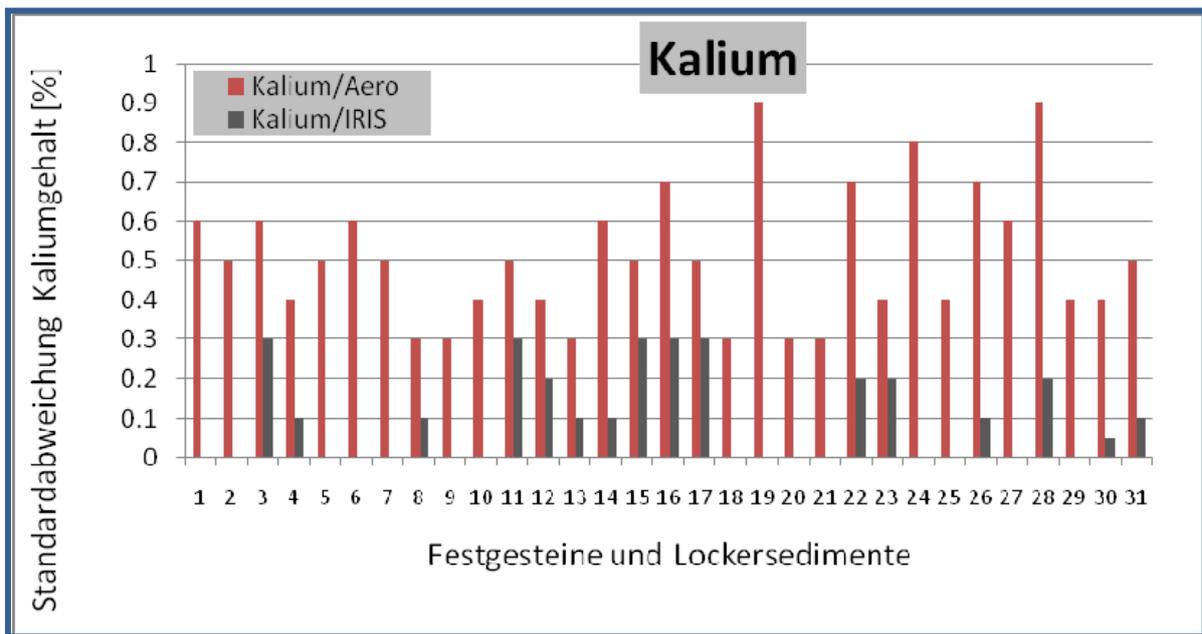


Abb. 9.10: Darstellung der mittleren Standardabweichung für Kalium aus der Gammaskopie (Kalium / Aero) und den Bodenproben der Bachsedimentgeochemie (Kalium / IRIS) für relevante Festgesteine und Lockersedimente.

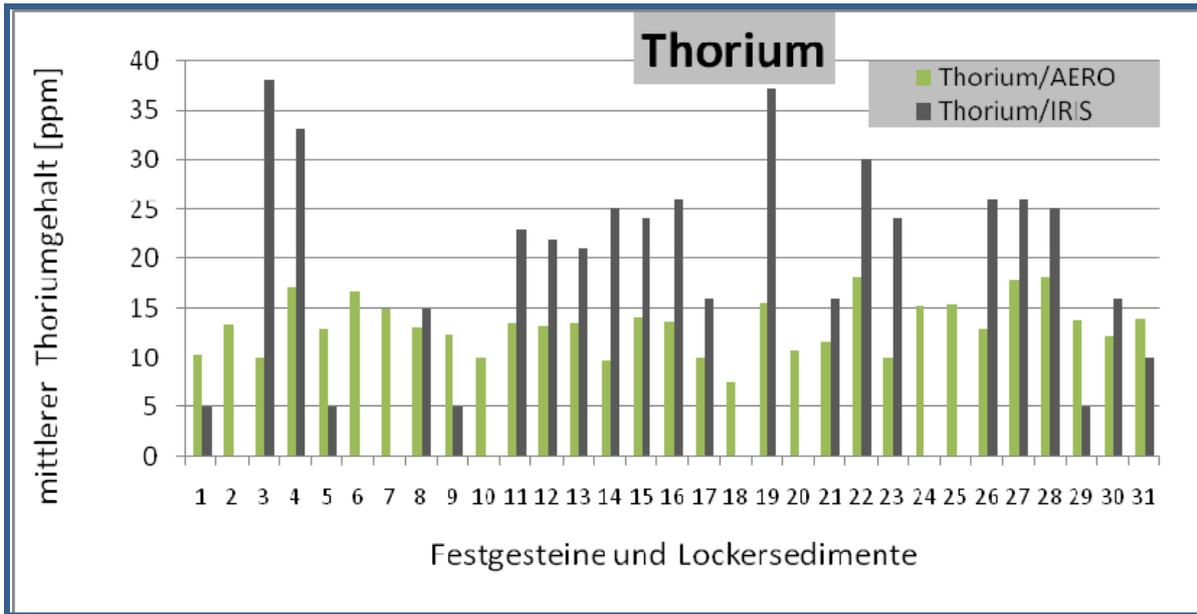


Abb. 9.11: Darstellung des mittleren Thoriumgehaltes aus der Gammaskopie (Thorium / Aero) und den Bodenproben der Bachsedimentgeochemie (Thorium / IRIS) für relevante Festgesteine und Lockersedimente.

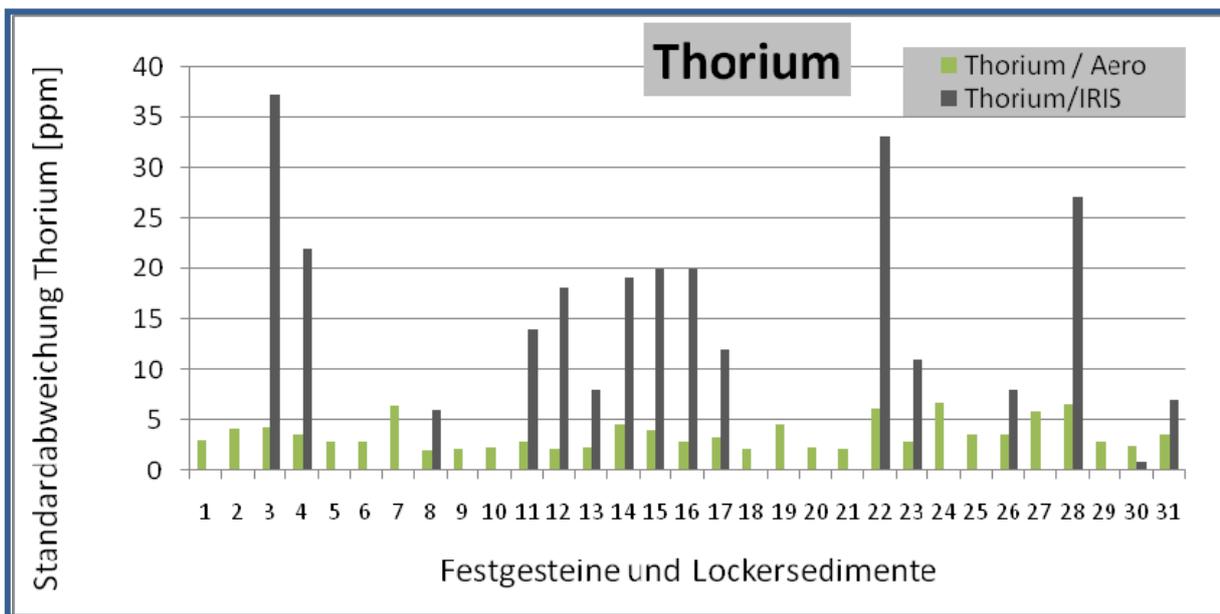


Abb. 9.12: Darstellung der mittleren Standardabweichung für Kalium aus der Gammaskopie (Thorium / Aero) und den Bodenproben der Bachsedimentgeochemie (Thorium / IRIS) für relevante Festgesteine und Lockersedimente.

Auswertung und Interpretation

In diesem Abschnitt werden die Dosisleistung (siehe Kap. 4.6) sowie die Gehalte von Kalium, Thorium und Uran in Bezug zu den geologisch/lithologischen Einheiten diskutiert. Unterstützend wird die Darstellung des Verhältnisses von Thorium zu Kalium (Th/K) herangezogen, wobei unterschiedliche Gehalte dieser Elemente auf unterschiedliche lithologische Gegebenheiten hinweisen können. Ein weiterer Vorteil dieser Darstellungsart ist, dass damit der Einfluss der Vegetation ausgeschaltet wird. Absolutwerte der einzelnen Elemente lassen sich aus dieser Darstellung nicht ableiten.

Generell ist festzuhalten, dass sowohl die gewichtete Summe der Gehalte von Kalium, Uran und Thorium (Dosisleistung) als auch die Gehalte der Einzelemente in Waldarealen erniedrigt werden. Als Ursache für die Dämpfungseffekte der Radiometriemessungen in Waldbereichen konnte die Bodenbedeckung des Waldbodens eruiert werden (BIEBER et al., 2004).

Ein Vergleich der Messergebnisse mit Durchschnittswerten von Kalium, Uran und Thorium aus der Literatur ist in den Tabellen 9.2 und 9.3 gegeben.

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Thorium (ppm)	Uran (ppm)
Granit	3,4 – 4,0	15,0 – 40,0	4,0 – 7,0
Granodiorit	2,3	8,3	2,1
Diorit	1,8	6,0	1,8
Gabro, Diabas	0,7	0,6	1,8
Dunit, Pyroxenit	0,15	0,08	0,03
Amphibolit	0,6 – 0,8	1,8 – 4,0	0,7 – 1,0
Basalt	1,0	2,3	0,7
Marmor	0,2	2,2	1,1
Kristalliner Schiefer	3,1	10,0	2,6
Sandstein	1,7	10,4	2,9
Ton, Tonschiefer	2,7	11,5	4,0
Kalkstein	0,3	1,8	1,6
Dolomit	0,4	2,8	3,7

Tabelle 9.2: Mittelwerte der Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinen (SCHÖN, 1983).

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Thorium (ppm)	Uran (ppm)
Granit / Rhyolite	3,6	16,0	3,9
Granodiorite / Dacite	2,6	9,0	2,3
Diorite/Quarzdiorite/Andesite	1,1	7,0	1,7
Gabro/Basalt	0,4	1,6	0,5
Kalkstein	0,3	1,5	2,0
Dolomit	0,7	0,8	1,0
Schiefer und Siltstein	2,7	12,0	3,7
Quarzit	0,9	1,8	0,6
Arkose	2,3	5,0	1,5
Grauwacke	1,3	7,0	2,0

Tabelle 9.3: Durchschnittsgehalte der radioaktiven Elemente in unterschiedlichen Sedimentgesteinen (RYBACH, 1988).

Dosisleistung

Die Dosisleistung gibt die gewichtete Summe der Gehalte von Kalium, Uran und Thorium wieder. Dieser findet Verwendung auf dem Gebiet des Strahlenschutzes. Eine Interpretation für geologische Fragestellungen ist deshalb nur als Übersichtsinformation zu werten, eine detaillierte Information lässt sich dann aus den Elementen Kalium und Thorium ableiten.

Die durchschnittlichen Werte (Abb. 9.1 / 9.7 / 9.8) liegen im Bereich von 60 bis 80 nSv/h. Höchstwerte liegen im Bereich der Gesteine mit folgendem lithologischem Code: 4/19/22/25/27/28, Minimalwerte wurden in der „Lithologie“ 3/10/17/18/20 vermessen. Dabei muss angemerkt werden, dass speziell die Werte für den Ottnanger Schlier (Code 18) mit 40 nSv/h bereits knapp außerhalb des Untersuchungsgebietes liegen und nur mit wenigen Messdaten erfasst wurden. Die größte Schwankungsbreite (Standardabweichung > 20) ist in den Lithologien mit dem Code 3/6/7/19/24 und 28 zu verzeichnen.

Betrachtet man die laterale Verteilung der Werte (Abb. 9.1) so sind klar die Minima im Bereich der Austufen und des Mauthausner Granits zu erkennen. Es ist anzunehmen, dass das deutlich erkennbare Minimum im Bereich des Perlgneises der Lichtenbergscholle (im Bereich des Lichtenberges selbst und nördlich davon) von der Waldbedeckung beeinflusst wird, die Verbreitung und Dominanz dieser Anomalie weist aber auf jeden Fall auf ein Minimum hin. Ähnlich ist die Situation südlich der Donau auf der von Wald bedeckten Kürnbbergscholle (Perlgneis) zu sehen. Hingegen sind hohe Werte (Maximalwerte bis 200 nSv/h), partiell unterbrochen von niedrigen Werten (Waldbedeckung) vor allem im Weinsberger- und Schlieregranit vorhanden.

Kalium

Die statistische Auswertung (Abb. 9.9) zeigt, dass überdurchschnittlich hohe Kaliumgehalte über 3 % in Gesteinen mit folgendem lithologischem Code: 6/14/22/27 und 28 (Diorit/Gabro, Mauthausner Granit, Schlierengranit und Weinsberger Granit) auftreten. Dies ist primär auf den hohen Gehalt an Kalifeldspäte zurückzuführen. Die Maximalwerte betragen 5 bis 6% Kalium und wurden in einer größeren lateralen Ausdehnung im Weinsberger Granit zwischen Anzing und Gaisberg (NW) und im Gebiet Bad Mühlacken angetroffen. Als ein Artefakt ist der erhöhte Kaliumgehalt im Diorit zu werten, wenn man davon ausgeht, dass der Kalifeldspatgehalt kleiner als 10% des gesamten Feldspatanteils ist. Auch in den übrigen Graniten (Altenberg Granit und Haibacher Granit) wurde noch ein deutlich erhöhter Kaliumgehalt (2,7 und 2,9 %) vermessen. Abseits der Festgesteine zeigen die Phosphoritsande der Plesching Formation einen durchschnittlichen Kaliumgehalt von 2,9 %. Die überwiegend größte Anzahl der vermessenen Festgesteine und Lockersedimente weist durchschnittliche Kaliumgehalte zwischen 2 und 2,5 % auf. Geringe Kaliumgehalte um 2 % wurden allgemein im Bereich der quartären Ablagerungen (Austufe, Niederterrasse, Jüngere- und Ältere Deckenschotter; Löss und Lösslehm) vermessen. Die minimalsten Kaliumgehalte wurden wiederum im Ottnanger Schlier angetroffen, sind aber, wie bereits erwähnt, nicht repräsentativ.

Der Vergleich mit den Kaliumgehalten aus der Bachsedimentgeochemie (Abb. 9.9) ergibt generell einen um 10 bis 30 % geringeren Wert für die Kaliumwerte aus der Bachsedimentgeochemie, wobei ein ähnlicher Trend innerhalb der lithologischen Einheiten vorliegt. Ein Abreicherungsseffekt scheint unwahrscheinlich und ist zu diskutieren da beim Element Thorium der gegenteilige Effekt (höherer Thoriumgehalt aus der Bachsedimentgeochemie) zu vermerken ist. Deutlich höhere Standardabweichungen in der Gammaskopie weisen auf den Einfluss der Vegetation (Wald) hin. Eine gute Übereinstimmung liegt mit den, aus der Literatur erhobenen Werten (Tab. 9.2 und 9.3) vor.

Betrachtet man die laterale Verteilung der Kaliumgehalte so fällt der geringe Kaliumgehalt im Donautal auf (< 2 %). Überwiegend betrifft dies Ablagerungen der Austufe sowie partiell die Schotter der höheren Austufe, die generell einen höheren Kaliumwert aufweisen. Ein möglicher Interpretationsansatz liegt darin, dass Sedimente der Austufe (Hochflutniveau) zum Teil auf die Schotter der höheren Austufe abgelagert wurden (z.B. SE von Eferding und im Bereich der Ortschaft Goldwörth). Das ausgeprägte Minimum im Bereich des Perlgneises der Kürnbergscholle südlich der Donau scheint größtenteils von der dämpfenden Eigenschaft der Waldbedeckung herzurühren.

Markant ist der geringe Kaliumgehalt (< 2 %) der Lössbedeckung westlich der Kürnbergscholle (Reith, Katzing), da der SW daran anschließende, großflächige Bereich mit Lössbedeckung einen durchschnittlich höheren Kaliumwert von aufweist.

Das ausgedehnte Minimum im Bereich des Perlgnaises der Lichtenbergscholle (im Bereich des Lichtenberges selbst und nördlich davon) wird sicherlich von der Waldbedeckung beeinflusst, jedoch weisen waldfreie Zonen in der unmittelbaren Umgebung auch auf ein Minimum hin, sodass damit eine kaliumärmere Zone bestätigt ist.

Zonen mit einem hohen Kaliumwert entsprechen exakt der Verbreitung des Weinsberger Granits im NW des Untersuchungsgebietes. Deutlich erhöhte Kaliumwerte sind auch noch im Mauthausener Granit und partiell im Schlierengranit und Perlgneis (entlang der Haselgraben Störungszone) zu beobachten.

Thorium

Die gammaspektroskopisch erhobene Thoriumverteilung (Abb. 9.3) im Untersuchungsgebiet zeigt eine starke Affinität zur Kaliumverteilung, wobei im Vergleich zur Kaliumverteilung lithologische Festgesteins- und Lockersedimentbereiche deutlicher unterscheidbar sind.

Die statistische Auswertung (Abb. 9.11) zeigt, dass überdurchschnittlich hohe Thoriumwerte über 15 ppm in Gesteinen mit folgendem lithologischem Code: 4/6/7/19/22/27 und 28 (Cordieritreicher Migmatit - Typ Wernstein, Diorit/Gabro, Haibacher Granit, Plesching Formation, Schlierengranit und Weinsberger Granit) auftreten.

Die Maximalwerte liegen bei 30 bis 50 ppm Thorium und wurden in einer größeren lateralen Ausdehnung vorzugsweise im Weinsberger Granit (NW Untersuchungsgebiet) sowie partiell im Schlierengranit und Perlgneis (NW Abschnitt der Haselgraben Störungszone) detektiert. Auffallend ist, dass im Weinsberger Granit ein ovaler Abschnitt mit einem Durchmesser von etwa 1,8 km westlich von Lacken, der durch einen sehr niedrigen Thoriumgehalt (<10 ppm) gekennzeichnet ist, vermessen wurde. Eine Geländebegehung mit gesteinschemischen Analysen könnte hier zusätzliche Informationen liefern.

Abseits der Festgesteine zeigen der Lehm/Lösslehm und der Linzer Sand über weite Strecken einen weitestgehend homogenen, durchschnittlich höheren Thoriumgehalt von 13 ppm.

Durchschnittlich geringe Thoriumgehalte unter 10 ppm wurden in Gesteine mit folgendem lithologischem Code: 1/3/10/14/17/18/20 und 23 (Altenberger Granit; Austufe/Flussablagerung und Wildbachschutt; Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation; Mauthausener Granit; Niederterrasse; Ottnager Schlier, Robulus Schlier; Schotter der höheren Austufe) vermessen. Lateral, durch ihren niedrigen Thoriumgehalt raumgreifend verfolgbar, sind vor allem Ablagerungen der Austufe, teilweise die Schotter der höheren Austufe und der Robulus-Schlier (Abb. 9.3).

Wie aus der Abb. 9.3 zu entnehmen ist, weisen die Schotter der höheren Austufe, über weite Bereiche verfolgbar, unterschiedliche Thoriumgehalte auf. Diese

„Zweiteilung“ wird, vergleichbar mit der Situation des Kaliumgehaltes, damit erklärt, dass entlang einer Linie oder in einem bestimmten Gebiet, Sedimente der Austufe (Hochflutniveau) zum Teil auf die Schotter der höheren Austufe abgelagert wurden (z.B. SE von Eferding und im Bereich der Ortschaft Goldwörth). Die niedrigen Thoriumwerte (um 10 ppm) im Bereich der Niederterrasse sind auf die fehlende Lössbedeckung zurückzuführen.

Ein deutliches, zum umgebenden Schlierengranit und Perlgneis scharf abgegrenztes, Minimum wird durch den Mauthausener Granit hervorgerufen (Thoriumgehalt < 10 ppm). Die bereits im Kaliumgehalt beschriebene Anomalie im Perlgneis der Lichtenbergscholle (im Bereich des Lichtenberges selbst und nördlich davon) zeichnet sich auch hier durch geringe Thoriumgehalte (< 10 ppm) ab. Östlich der Haselgraben-Störungszone ist in dieser Auswertung ein Bereich mit niedrigen Thoriumgehalten vorhanden, der ansatzweise auch im Kaliumgehalt und in der Dosisleistung zu erkennen ist.

Der Vergleich der Thoriumgehalte aus der Bachsedimentgeochemie mit den Gehalten aus der Gammaspektrometrie (Abb. 9.11) zeigt eine starke Heterogenität der einzelnen Gehalte zueinander. Auffallend ist der, im Vergleich zur Gammaspektrometrie, um ein Vielfaches erhöhte Thoriumgehalt bestimmter Festgesteine und Lockersedimente. Mitverantwortlich für diesen Trend dürfte auch die wesentlich geringere Probenanzahl aus der Bachsedimentgeochemie sein, die eine starke Streuung genau dieser deutlich erhöhten Einheiten hervorruft (Abb. 9.12). Eine geologisch/lithologische Gruppierung dieser erhöhten Thoriumgehalte aus der Bachsedimentgeochemie mit hoher Standardabweichung liegt nicht vor.

Uran

Die Auswertung des Urangeltes (Abb. 9.4) zeigt ein ähnliches Bild wie Kalium und Thorium. Die starke Inhomogenität der Messwerte über das gesamte Untersuchungsgebiet ergibt sich durch die relativ geringen Messwerte (nahe der Auflösungsgrenze) und unterschiedlichen Wetterverhältnisse bei den Messflügen.

Darstellung des Verhältnisses Thorium zu Kalium

Diese Darstellungsart wurde gewählt, um geologisch/lithologisch unterschiedliche Körper anhand ihres Thorium/Kaliumverhältnisses zu charakterisieren. Um anschauliche Werte zu erhalten wurde das Verhältnis mit dem Faktor 10^4 multipliziert. Das bedeutet, dass bei Verhältniszahlen < 10.000 der Kaliumgehalt höher als der Thoriumgehalt ist. Ein positiver Nebeneffekt dieser Darstellung ist, dass damit der Einfluss der Vegetation stark reduziert wird.

Zu beachten ist jedoch, dass Absolutwerte aus dieser Darstellungsart nicht abzuleiten sind. Daraus folgt, dass sich geologisch/lithologische Bereiche, die auf Grund ähnlicher Verhältnisse zu Gruppen zusammengefasst werden können, sich

beim Vergleich mit den Absolutwerten der einzelnen Elemente (z.B. Thorium/Kalium) deutlich voneinander unterscheiden können.

Deutlich kommt hierbei der Unterschied vom Weinsberger Granit (NW Untersuchungsgebiet im Bereich des Tiefenbaches, westlich von Lacken) zum östlich anschließenden Schlierengranit zum Vorschein (Abb. 9.5). Dieser deutlich ausgeprägte Unterschied in der gamma-spektroskopischen Auswertung mittels des Verhältnisses Thorium zu Kalium ist in der Einzelelementauswertung von Kalium und Thorium nicht ersichtlich. Westlich an diesen Weinsberger Granit schließt ebenfalls der Schlierengranit an, zeigt aber ein zum Weinsberger Granit ähnliches TH/KA Verhältnis. Dies zeigt, dass mit der Verhältnisdarstellung zusätzlich feine Unterschiede in derselben geologisch/lithologischen Einheit erfasst werden.

Markant ist auch der Unterschied in der Abgrenzung der Lichtenbergscholle gegenüber der östlich anschließenden Mühlzone ausgebildet. Der, in der geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) einheitlich ausgeschiedene Perlgneis wird durch die Haselgraben-Störungszone in gamma-spektroskopisch unterschiedliche Einheiten aufgeteilt.

Unter dem Blickwinkel des Verhältnisses von Thorium zu Kalium zeigen auch die quartären Sedimente der Austufe, die Schotter der höheren Austufe und der Niederterrasse ein ähnliches Verhältnis (Abb. 9.5). Als gemeinsamer Nenner dieser Gruppe ist die Löss-/Lösslehmfreiheit dieser Sedimente zu betrachten. Ein konträres Thorium-/Kaliumverhältnis zeigen hingegen die mit Löss/Lösslehm bedeckten, quartären Sedimente.

In den neogenen Ablagerungen der Molasse lassen sich, räumlich gut verfolgbar, die Ablagerungen des Älteren Schliers von Robulus Schlier trennen.

Im Detail lassen sich auch ganz spezielle Aussagen ableiten. So ist anhand des Verhältnisses Th/K anzunehmen, dass der Schwemmkegel des Pesenbaches bei Pesenbach über dessen kartierte Ausmaße deutlich in den Bereich der Niederterrasse und der Austufe hineinreicht.

10 Literatur

- AHL, A., ARNDT, R., BIEBER, G., JOCHUM, B., MOTSCHKA, K., RÖMER, A., SLAPANSKY, P., WINKLER, E. (2005): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Melk/NÖ, Unveröff. Bericht Proj. ÜLG 20, 28 & 35, GBA, Wien.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ADAM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif.- Jb. Geol. B.-A., 140, 9-28, 17 Fig., 4 Tab., 2 Pl.; Wien.
- AUGUSTIN-GYURITS, K. (1999): Umweltgeochemische Untersuchung der Bach- und Flußsedimente Oberösterreichs auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener oder anthropogener Schadstoffbelastung.- Unveröff. Ber. Arsenal, 112 S., 66 Abb., 21 Tab., Beil., Wien.
- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R. D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. - Tectonophysics, 248, 97-116, 12 Fig., 1 Tab., 1 App.; Amsterdam.
- BUCHER, B., RYBACH, L. & SCHWARZ, G. (1999): Environmental Mapping: Comparison of ground and airborne gamma spectrometry results under alpine conditions.- [in:] K. Motschka, G. Oberlercher, W. Seiberl & R. Supper: Auswertung aero-geophysikalischer Messungen, Bericht ÜLG-20/98: S. 1-6, 3 Fig.; Wien.
- BUCHROITHNER, M. F. (1982): Erläuterungen zur Satellitenbildkarte von Linz und Umgebung. 1:100.000 = Explanatory notes on the satellite image map of the greater Linz area.- 100000.- Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz, 28,9-29, III, 2 Kt.- Linz.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. - Ber. Umweltbundesamt, Wien.
- BÜTTNER, S. (1997): Die spätvariszische Krustenentwicklung in der südlichen Böhmisches Masse: Metamorphose, Krustenkinematik und Plutonismus - Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten: Serie A: Geologie - Paläontologie, 16.- 208 S., 68 Abb., 32 Tab.; Frankfurt/M..
- DAURER, A. (1976): Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlägen (Oberösterreich).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, 1-54, Wien.
- DOBLMAYER, P. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 32, Linz; Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 145/3+4, Wien. 308-309.
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (1988): Zirkonuntersuchungen als eine Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - eine Studie im nordöstlichen Oberösterreichischen Moldanubikum.- Jb. Geol. B.-A. 131, 255-266, 8 Abb.; Wien.
- FINGER, F. & KRUHL, H.J. (1987): Zur Deformationsgeschichte von variszischen Graniten in der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich).- Nachr. dt. geol. Ges. 35, S. 28, Hannover.

- FINGER, F. (1984): Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Diss. Univ. Salzburg, 217 S, 31 Abb., 47 Tab., 2 Phototaf., 2 Beil., 1 geol. Kt.; Salzburg.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). -Jb. Geol. B.-A., 128, 383-402, Wien.
- FINGER, F., FRASL, G. & HÖCK, V. (1986): Some new results on the petrogenesis of Continental crust in the western Moldanubian zone of Austria. - Publ. Zentralanst. Met. Geodyn. 67, 13-19, Wien.
- FLIESSER, W. (1960): Ein Kersantit-Vorkommen bei Speichmühle (nördlich Linz). - Verh. Geol. B.-A.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. und 23. September 1988. - Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den Österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths.- Beih. Europ. J. Mineral. 3, 23-40, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FRASL, G. (1959): Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33).- Verhandlungen Geol. B.-A., A13-A27; Wien.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRZYKA, K., VOHRZYKA, E. & ZIRKEL, E. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1:100.000.- Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Böhmisches Masse (Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1:200.000).- Jb. Geol.B.-A. 119, 1-43, geol. Karte (in 2 Beil.); Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich.- In: R. Oberhauser (Red.), Geol. B.-A. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 121-143, 2 Abb.; Wien, New York (Springer).
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald Oberösterreichs (mit Beiträgen von W. Fuchs und S. Scharbert).- 96 S., 1 Taf., 9 Abb., 3 Tab.; Wien (GBA).
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs.- Verh. Geol. B.-A., 96-1 17, Wien.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2002): Rocky Austria. GBA Wien.
- GNOJEK, I. & PRICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton.- Jb. Geol. B.- A., 140, 193-250, 57 Fig., 5 Tab., 1 Plate; Wien.
- GRASTY, R. L., CARSON, J. M., CHARBONNEAU, B. W. & HOLMAN, P. B. (1984): Natural Background Radiation in Canada. - Geological Survey of Canada, Bulletin 360.

- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). - 32 S., 5 Abb., 1 Beil., 1 Anh., Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien.
- HANDLER, R., BRANDMAYR, M. & WALLBRECHER, E. (1991): The Rodl Shear Zone in the southern Bohemian Massif. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 69-86, 6 Fig.; Stuttgart.
- HAUNSCHMID, B. (1988): Der Plochwalder Granit: Ein saurer Nachschub des Weinsberger Granits im nordöstlichen Mühlviertel.- In: Jahrestagung Österreichische Geologische Gesellschaft 1988 in Salzburg: Abstracts S.11; Salzburg.
- HEINRICH, M., REITNER, H., LIPIARSKI, P. & UNTERSWEIG, T. (2004): Bundesweite Vorsorge Lockergesteine - Bericht über die Arbeiten für die Projektjahre 1999 und 2000 mit Schwerpunkt Kärnten und Oberösterreich. - Unveröff. Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-043, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 47 Bl., 13 Abb., 7 Tab., 7 Beil., Wien.
- HEINZ, H. (1990): Geophysical analysis of some fracture zones in the Herzynian and Alpine system. - In: H. P. Rossmanith: Mechanics of Jointed and Faulted Rocks, 157-161, 5 Fig.; Rotterdam.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Oberösterreich. - Bericht Projekt OC-1c/84, 14 S., 4 Abb., 5 Beil.; Wien.
- HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmisches Masse.- Unveröff. Dipl. Arb. Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien, 75 S., zahlr. Abb. und 1 Tab.; Wien.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA) (1979): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. - Techn. Rep. Series No. 186, Vienna.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 57-72, 7 Abb., 5 Tab.; Wien.
- KILLEEN, P.G. (1979): Gamma ray spectrometric methods in Uranium exploration - application and interpretation. - Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rep., 31, Ottawa.
- KLOB, H. (1970): Über das Vorkommen eines porphyrischen Granits im Raume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ Karlstift).- TMPM 14, 311-323, Wien.
- KOVACS, A., HOLLADAY, J. S. & BERGERON, C. J. (1995): The footprint/altitude ratio for helicopter electromagnetic sounding of sea-ice thickness: Comparison of theoretical and field estimates. - Geophysics, Vol. 60, No. 2.
- KRENMAYR, H. G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Molassezone Salzburg-Oberösterreich: Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. - Geol. B.-A.; Wien.

- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum.-Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. 9.
- LENZ, B., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.R. (1996): Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): data - acquisition, - organisation and - interpretation. - Mineral. Petrol., 58, 279-300, 15 Fig.; Wien.
- LINNER, M. (2007): Das Bavarikum - eine tektonische Einheit im südwestlichem Moldanubikum (Böhmische Masse).- In: H. Egger & Ch. Rupp (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt (2007, Linz), 173-176; Wien.
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmischen Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels.- Geophys. Forschungsber. 29 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001h/86), 39 Bl., 9 Abb., 2 Anh.; Wien.
- PARKER, R. L. (1980): The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data; J. Geophys. Res., 85, 4421-4428.
- PESCHEL, R. (1982): Erläuterungen zur "Geologischen Karte von Linz und Umgebung". - Naturkundliches Jahrbuch d. Stadt Linz, Bd. 28: 181-236, Linz.
- REITER, E. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmischen Masse auf Blatt 32 Linz; Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 144/3-4, Wien. 374-375.
- RYBACH, L. (1988): Determination of Heat Production Rate. - In: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L. (Eds.): Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination, 125-142, 11 Fig., 7 Tab., Dordrecht etc. (Kluwer Akad. Publ.).
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Linz und Eferding. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen.- 405 S., 194 Abb., 70 Tab.; Berlin (Akademie - Verlag).
- SCHUBERT, G. (1989): Geologie und Petrographie des Peuerbacher Granits und seiner Umrahmung.- Diplomarb. Univ. Salzburg, 208 S., 43 Abb., 1 Anh., 1 Kt.; Salzburg.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 1,000.000 (Isanomalien der Totalintensität). - Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aero-geophysikalische Vermessung von Teilen des Westlichen Mühlviertels Nord und Süd. – Unveröff. Bericht Proj. OC-1b/83, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988a): Die Verteilung der Dichte und magnetischen Suszeptibilität der Oberflächengesteine in der Umgebung des Nebelsteins.- Geophys. Forschungsber. 24 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006r/85), 39 Bl., 10 Abb., 2 Anh.; Wien.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988b): Geophysikalische Parameter der Oberflächengesteine des nordöstlichen Mühlviertels.- Geophys. Forschungsber. 26 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001f/85), 34 Bl., 10 Abb., 2 Anh.; Wien.

- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000 Böhmisches Massiv und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0,18 mm). - Geol. BA., Wien.
- THIELE, O. & FUCHS, G. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1:100.000 - GBA, Wien.
- THIELE, O. (1962): Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö). - Verh. Geol. B.-A., 117-129; Wien.
- UNTERSWEIG, Th., LIPIARSAKI, P. & HEINRICH, M. (2008): Die digitale Karte quartärer Sedimentgesteine in Österreich: Ein „Spin-off“ rohstoffgeologischer Bearbeitung. - Abh. Geol. B.-A., 2008, Bd. 62, S. 117 - 122, 5 Abb., Wien.
- WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, M., HANDLER, R., LOIZENBAUER, J., MADERBACHER, F. & PLATZER, R. (1993): Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Massiv: Variszische und Alpidische kinematische Entwicklung. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 138, 237-252, 14 Abb.; Wien.
- WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R. D. & HANDLER, R. (1994): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif: kinematics during ductile and brittle behavior. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 123-125; Wien.
- WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.- Geol. Rundschau, 65, 512-525, 5 Abb. 4 Tab.; Stuttgart.
- ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich.- Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 65, 14 S., 4 Abb., 3 Beil.; Wien.

ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter

Abbildung A1: Dosisleistung	108
Abbildung A2: Kalium	109
Abbildung A3: Uran	110
Abbildung A4: Thorium	111
Abbildung A5: Verhältnis Thorium / Kalium	112
Abbildung A6: Scheinbarer elektr. Widerstand homogener Halbraum	113
Abbildung A7: Scheinbarer elektr. Widerstand 1. Schicht (RB: Gesamt)	114
Abbildung A8: Mächtigkeit der 1. Schicht (RB: Gesamt)	115
Abbildung A9: Scheinbarer elektr. Widerstand 2. Schicht (RB: Gesamt)	116
Abbildung A10: Scheinbarer elektr. Widerstand 1. Schicht (RB: Becken)	117
Abbildung A11: Mächtigkeit der 1. Schicht (RB: Becken)	118
Abbildung A12: Scheinbarer elektr. Widerstand 2. Schicht (RB: Becken)	119
Abbildung A13: Scheinbarer elektr. Widerstand 1. Schicht (RB: Lichtenbergscholle)	120
Abbildung A14: Mächtigkeit der 1. Schicht (RB: Lichtenbergscholle)	121
Abbildung A15: Scheinbarer elektr. Widerstand 2. Schicht (RB: Lichtenbergscholle)	122
Abbildung A16: Isanomalien der magnetischen Totalintensität	123
Tabelle A1: Randbedingungen Gesamt	124
Tabelle A2: Randbedingungen Becken	124
Tabelle A3: Randbedingungen Lichtenbergscholle	125

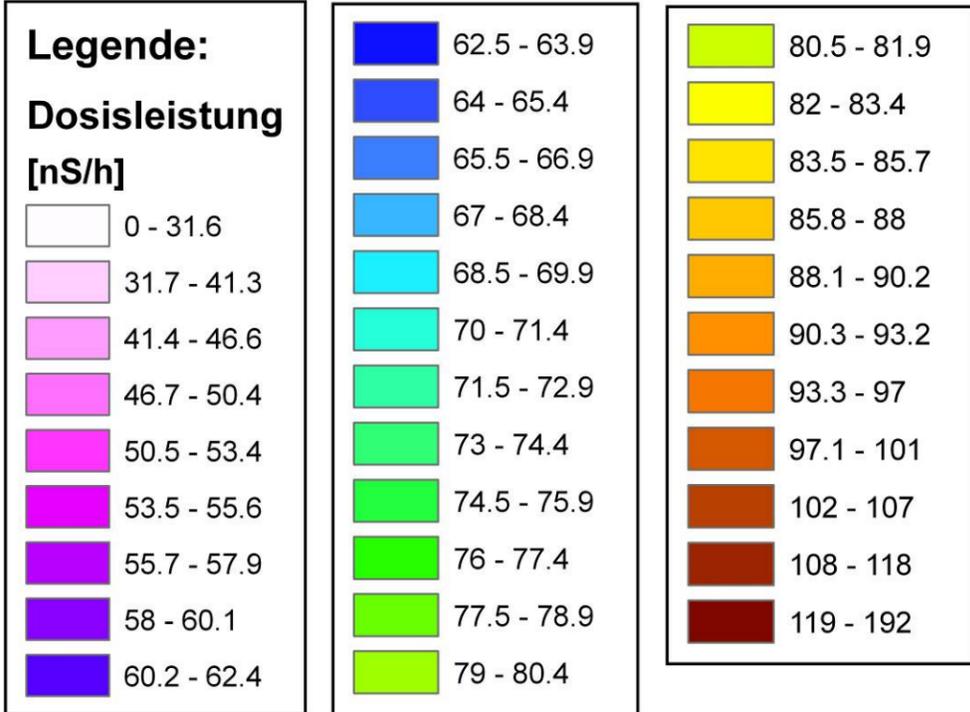
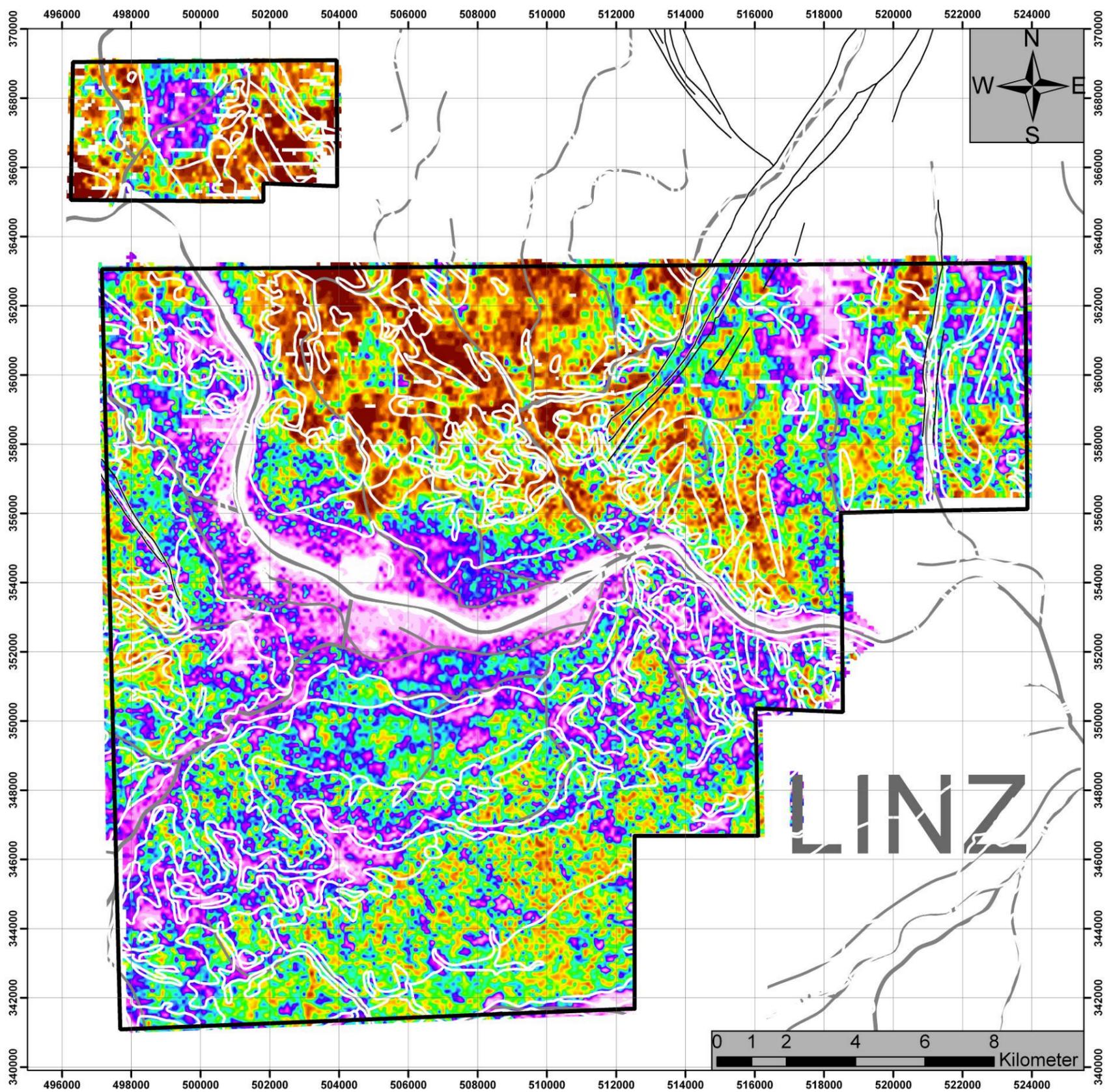


Abb. A1: Karte der Aeroradiometrie: Dosisleistung.

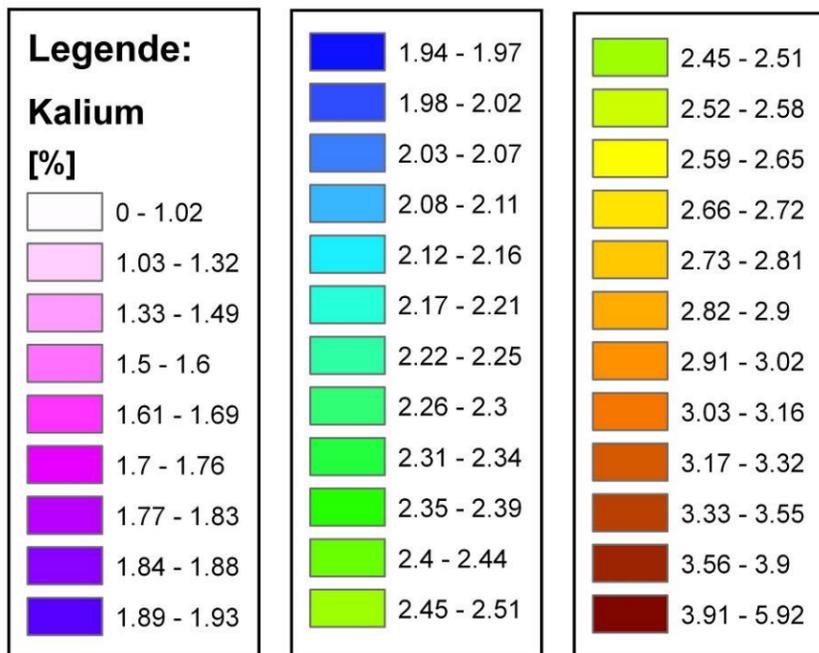
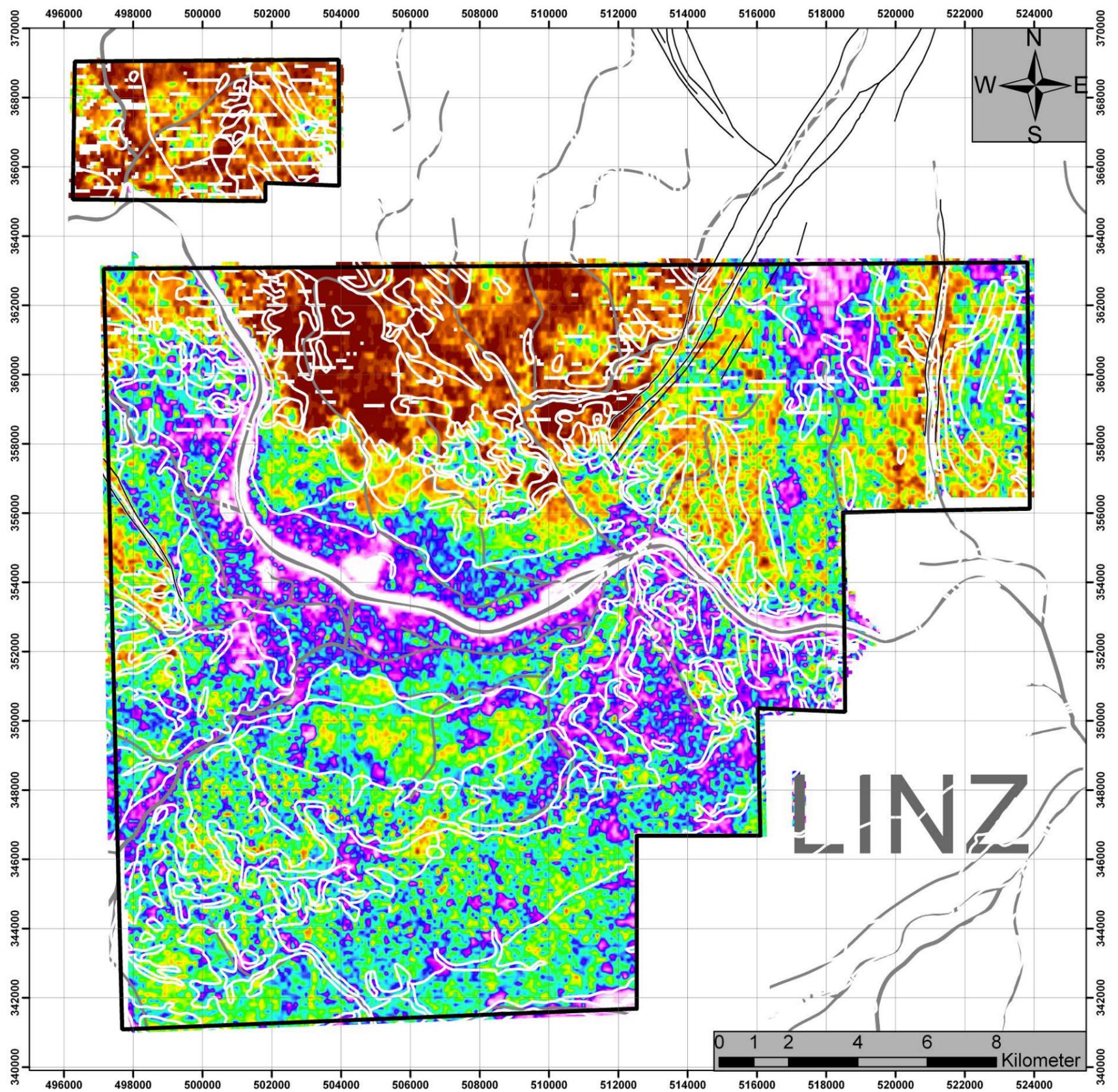


Abb. A2: Karte der Aeroradiometrie: Kalium.

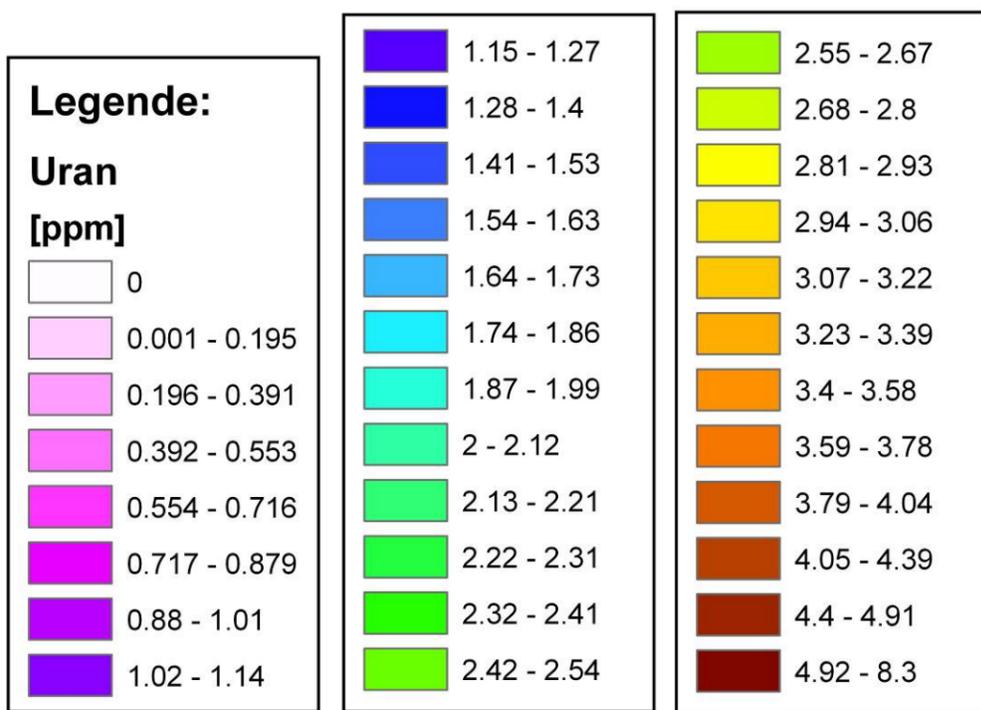
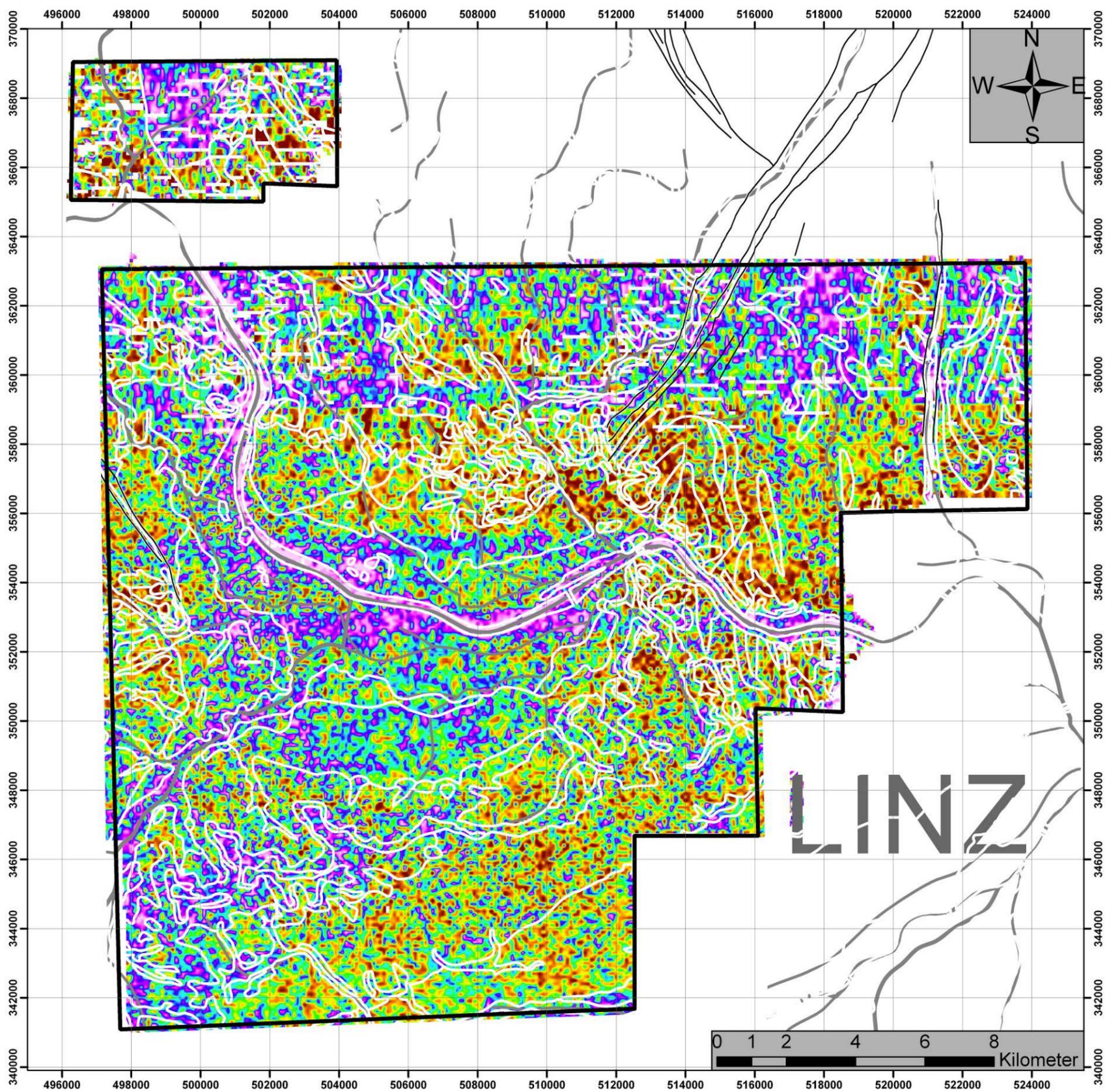
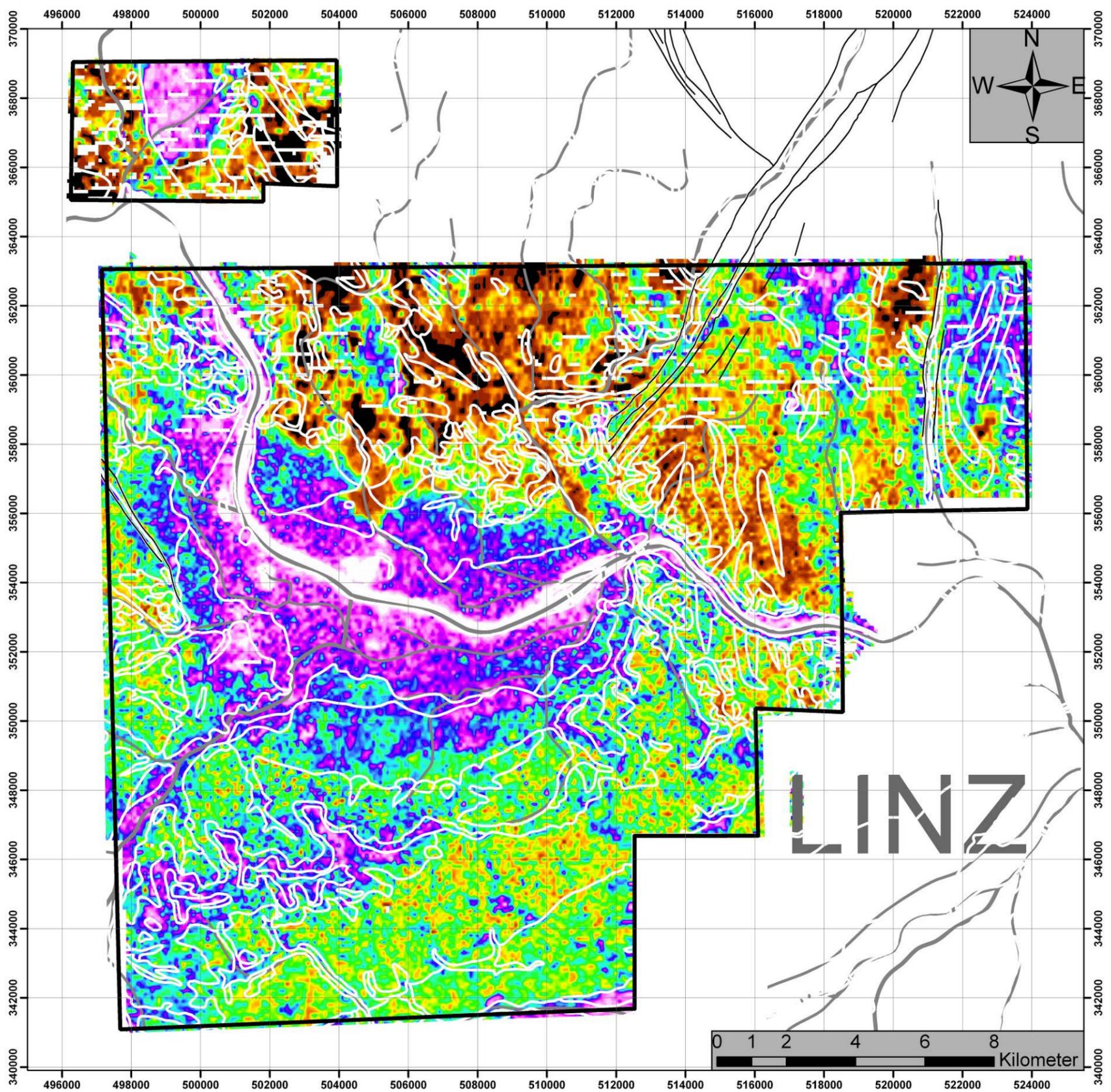


Abb. A3: Karte der Aeroradiometrie: Uran.



Legende:		
Thorium [ppm]		
0 - 4.07	9.71 - 10.1	14.5 - 14.7
4.08 - 5.63	10.2 - 10.5	14.8 - 15.1
5.64 - 6.6	10.6 - 10.9	15.2 - 15.5
6.61 - 7.37	11 - 11.3	15.6 - 16.1
7.38 - 7.95	11.4 - 11.6	16.2 - 16.7
7.96 - 8.54	11.7 - 12	16.8 - 17.3
8.55 - 8.92	12.1 - 12.4	17.4 - 18
8.93 - 9.31	12.5 - 12.8	18.1 - 19.2
9.32 - 9.7	12.9 - 13.2	19.3 - 21
	13.3 - 13.6	21.1 - 23.9
	13.7 - 14	24 - 49.5
	14.1 - 14.4	

Abb. A4: Karte der Aeroradiometrie: Thorium.

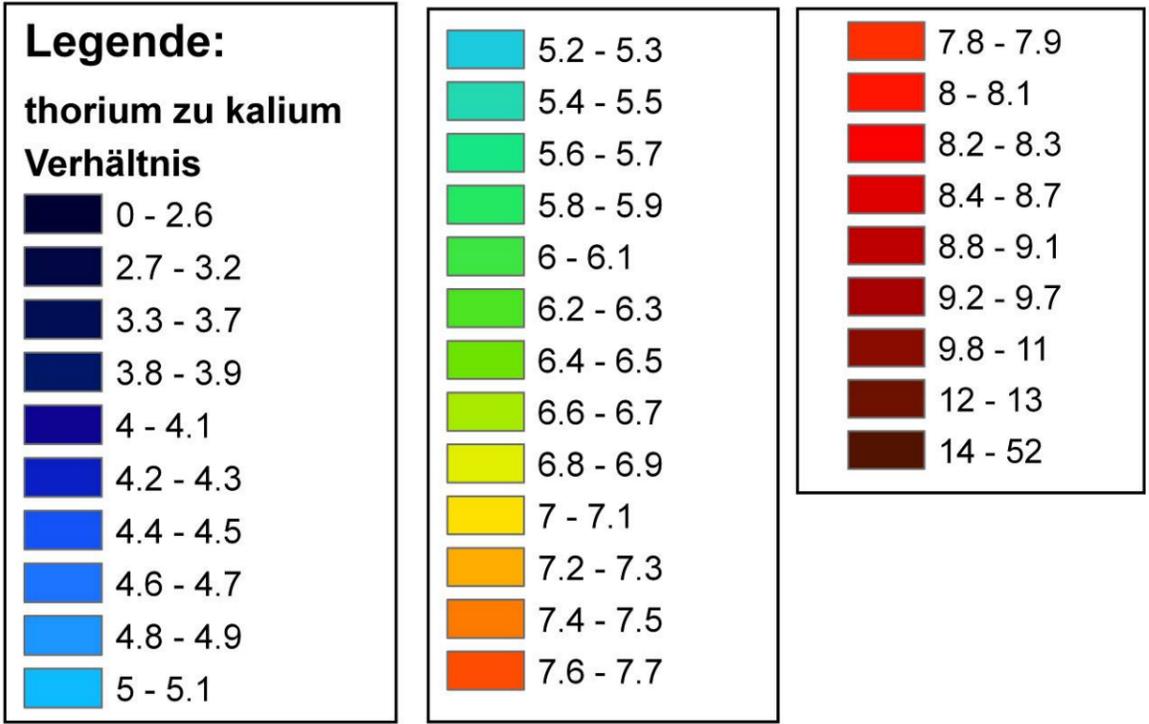
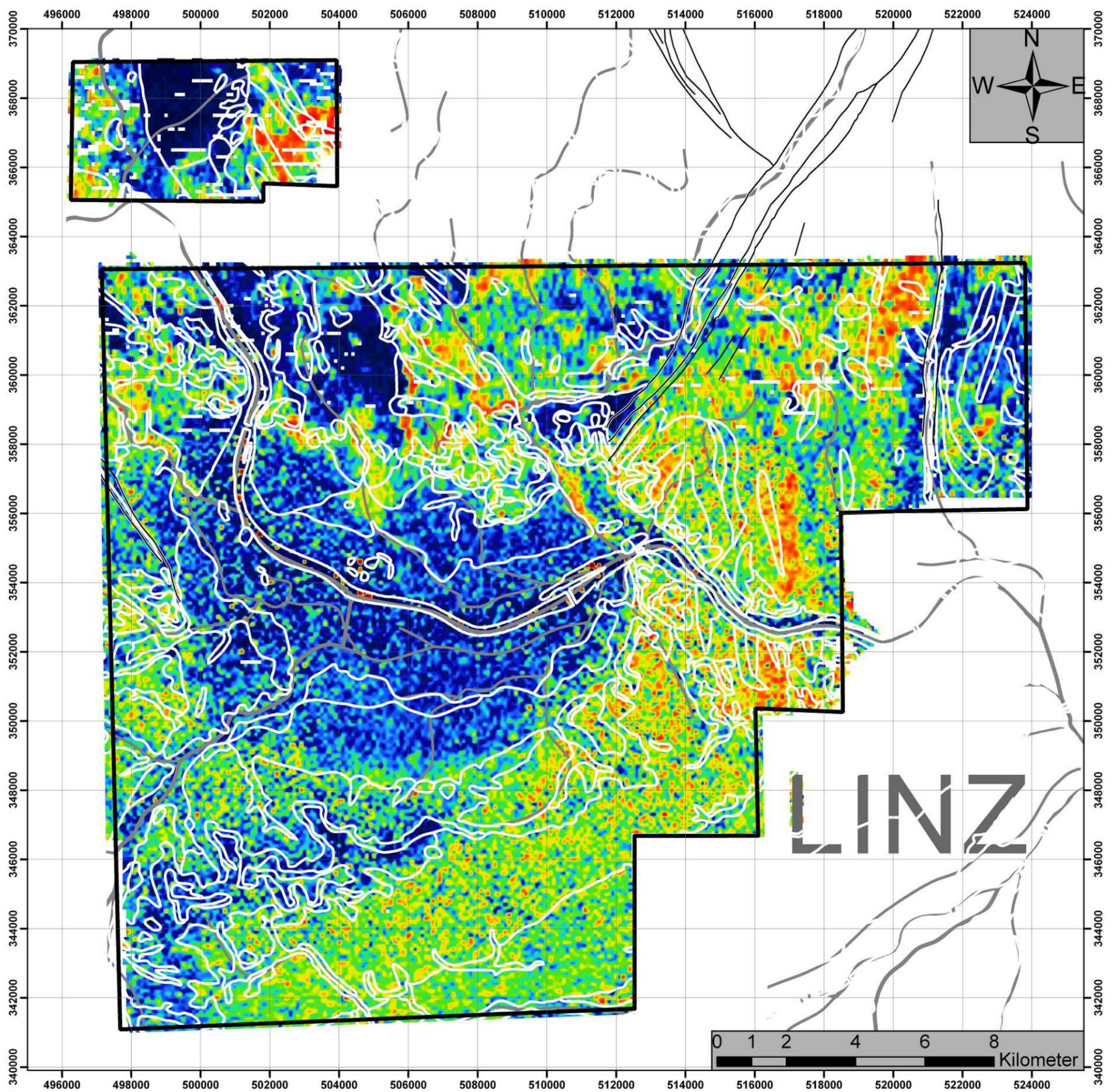


Abb. A5: Karte der Aeroradiometrie: Verhältnis Thorium / Kalium.

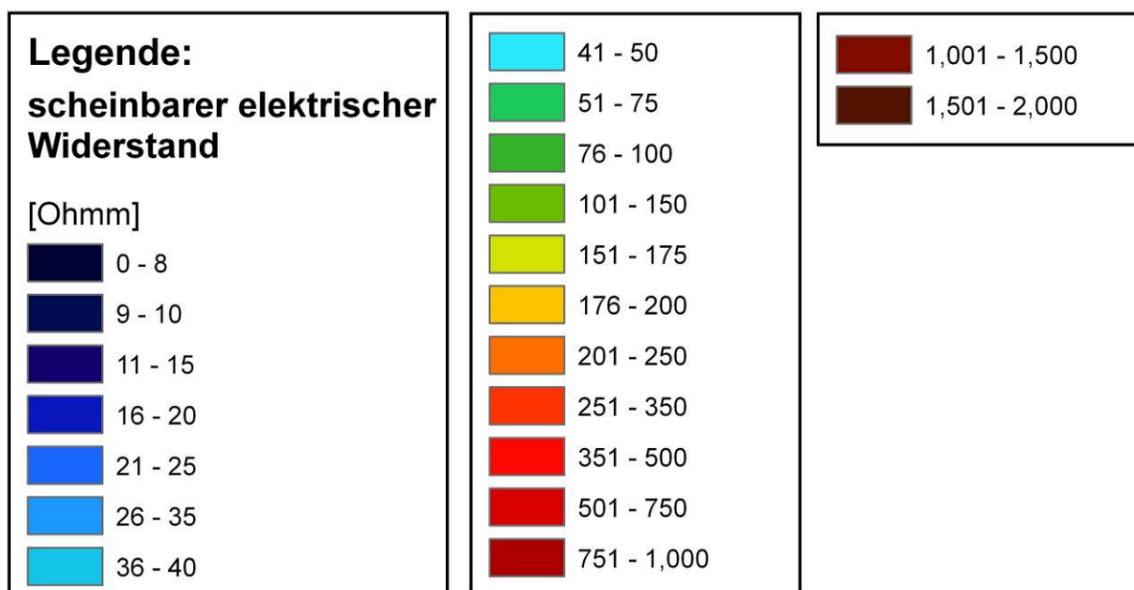
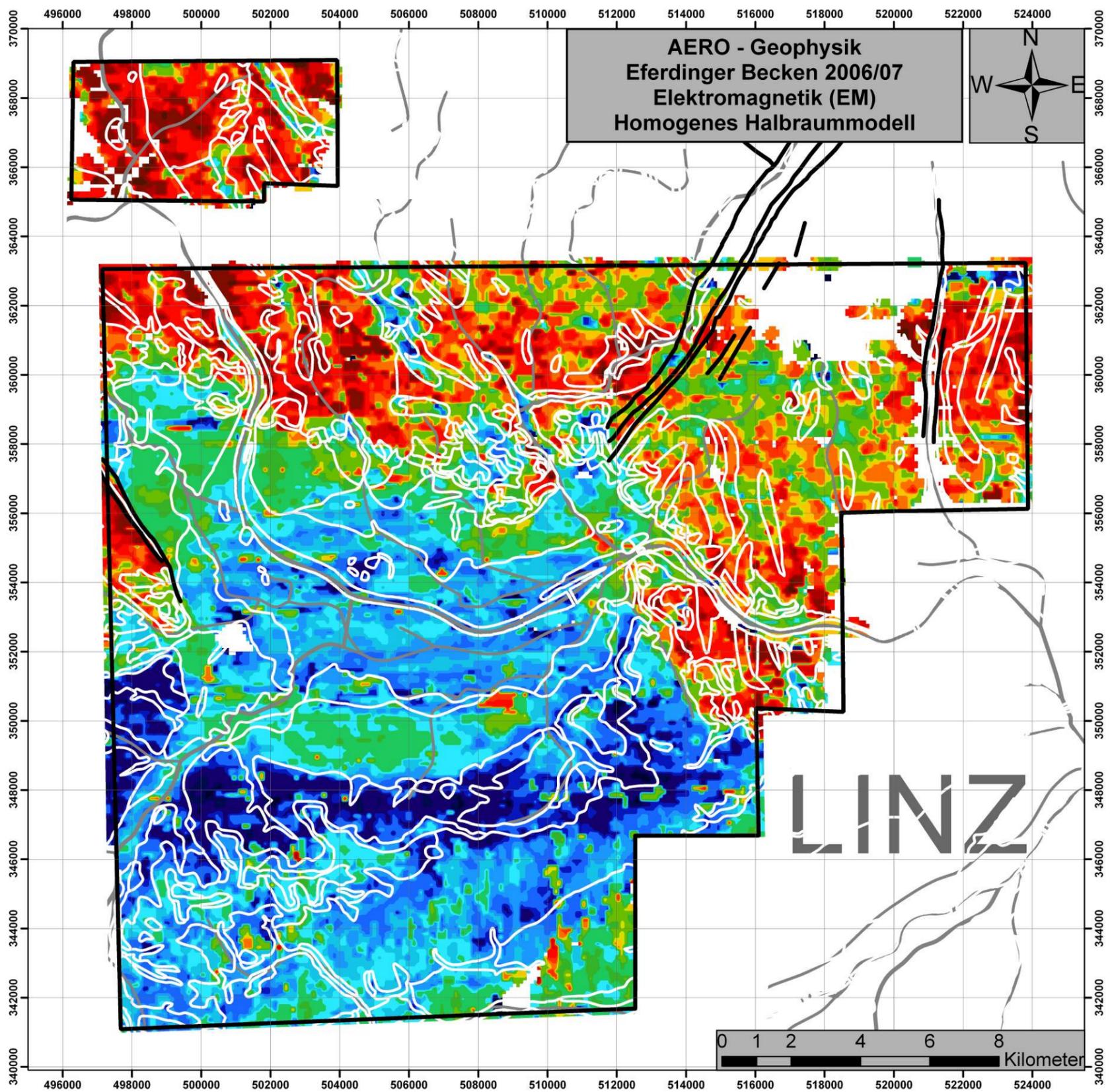


Abb. A6: Karte der Aeroelektromagnetik: Scheinbarer elektr. Widerstand homogener Halbraum.

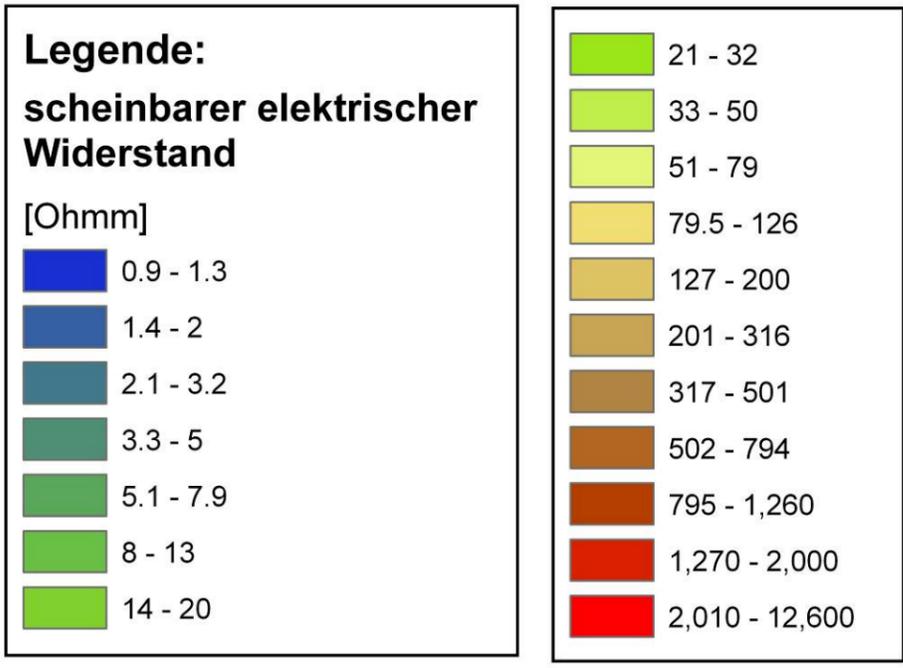
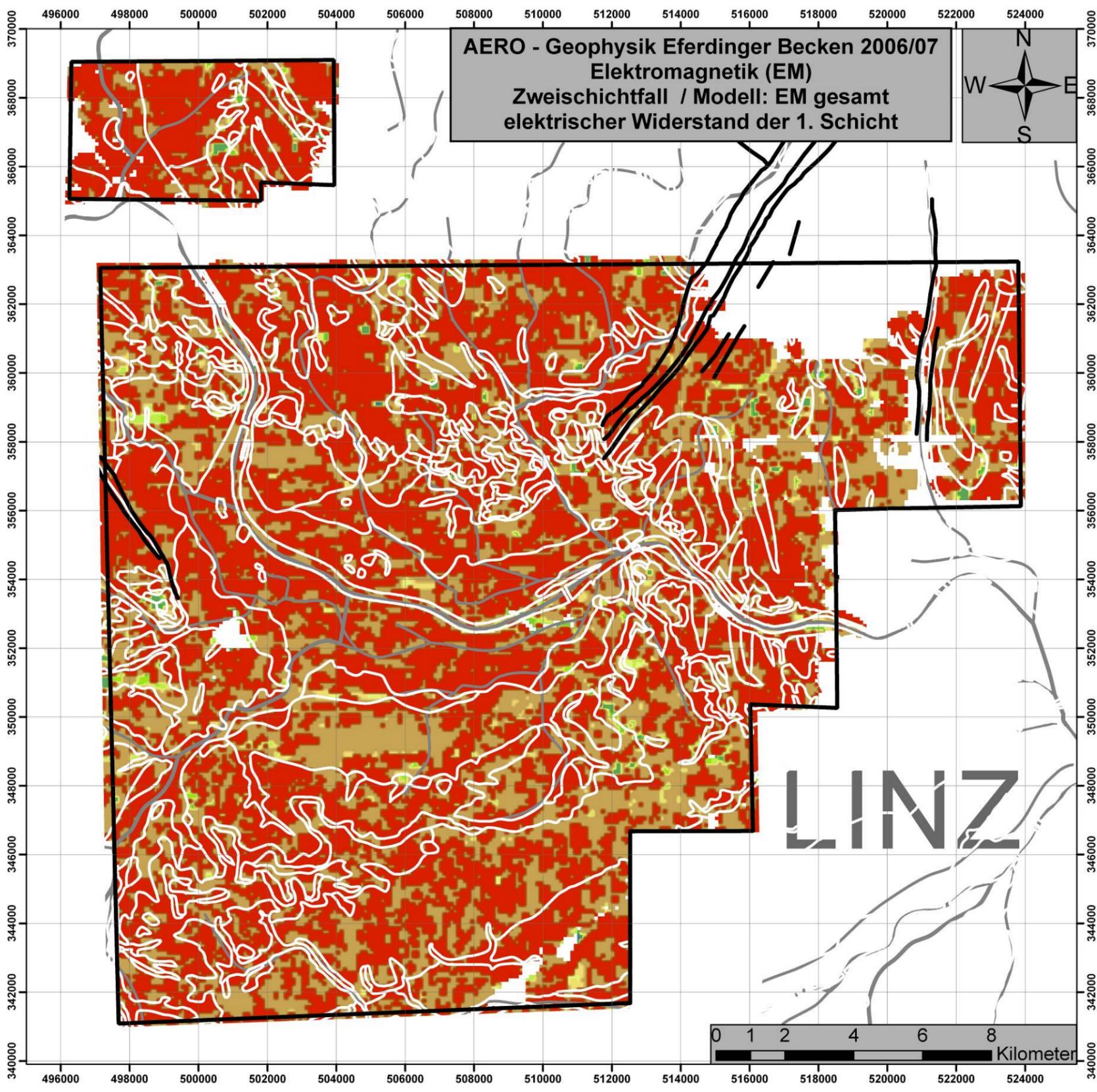
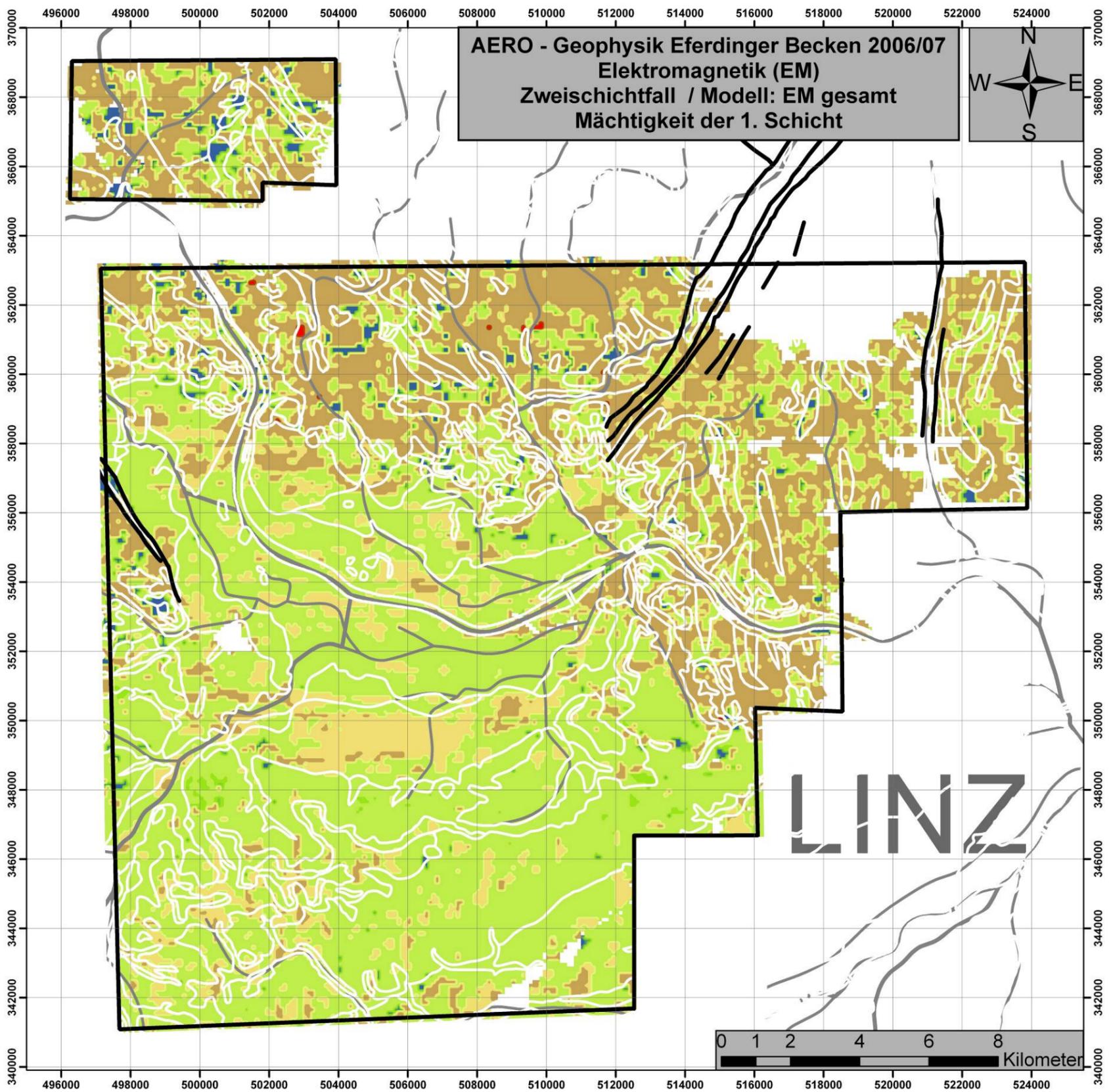


Abb. A7: Karte der Aeroelektromagnetik: Scheinbarer elektr. Widerstand 1. Schicht (RB: Gesamt).



AERO - Geophysik Eferdinger Becken 2006/07
Elektromagnetik (EM)
Zweischichtfall / Modell: EM gesamt
Mächtigkeit der 1. Schicht

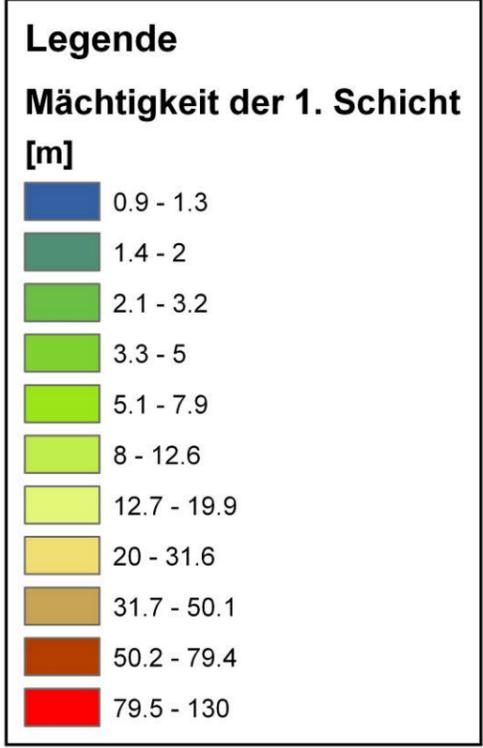
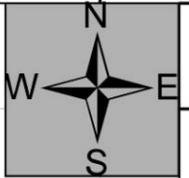


Abb. A8: Karte der Aeroelektromagnetik: Mächtigkeit der 1. Schicht (RB: Gesamt).

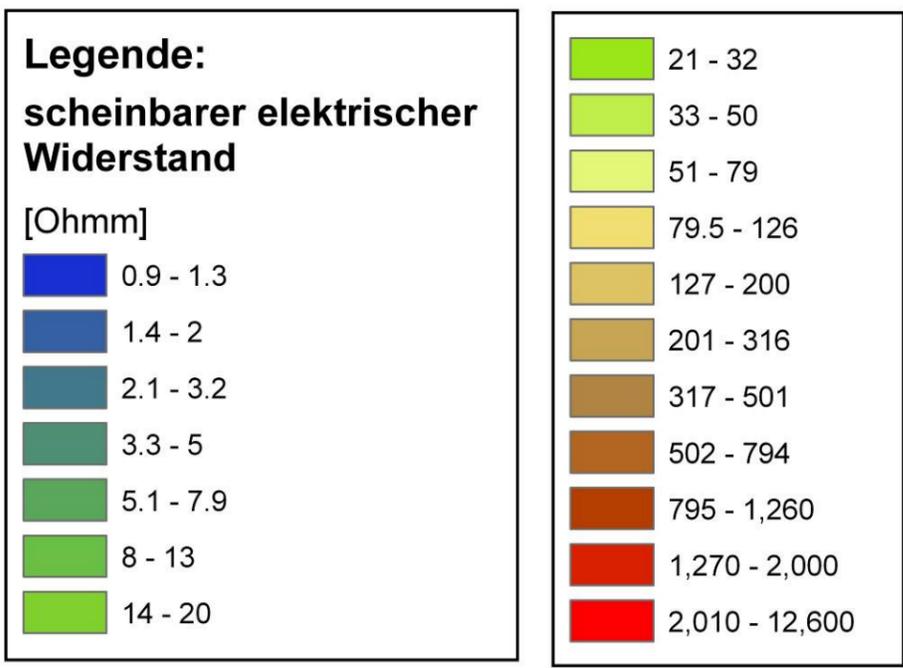
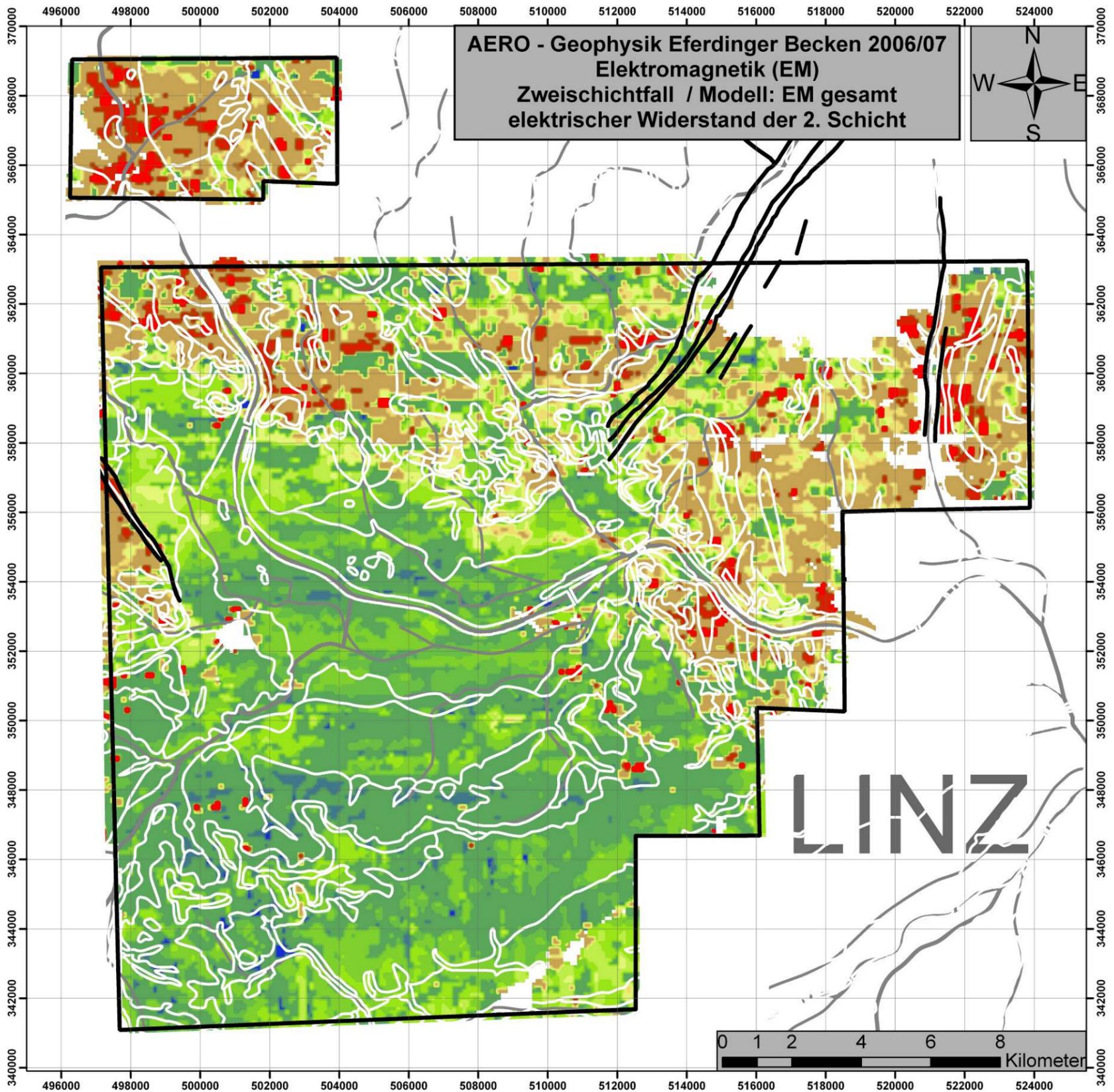


Abb. A9: Karte der Aeroelektromagnetik: Scheinbarer elektr. Widerstand 2. Schicht (RB: Gesamt).

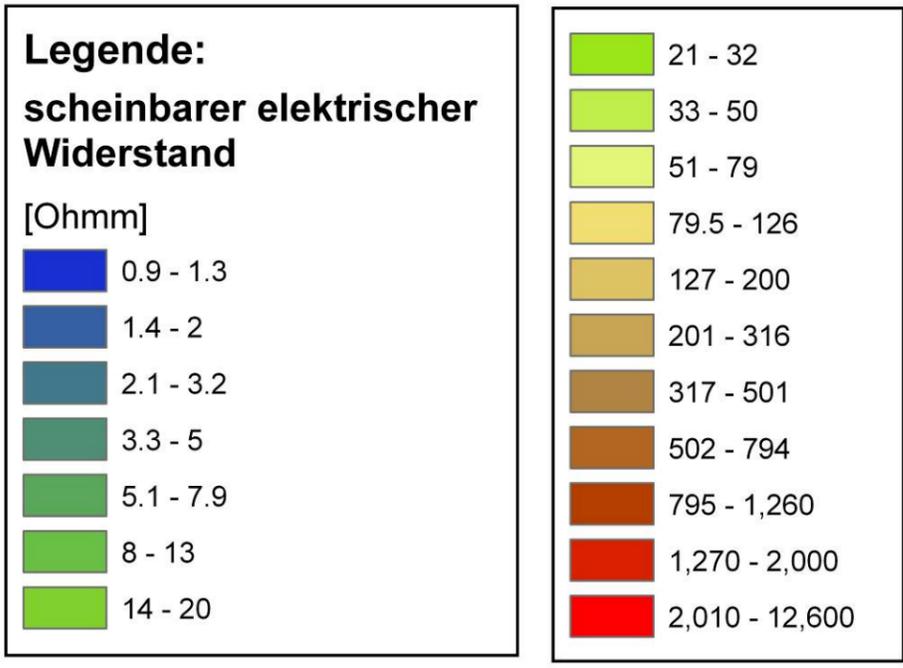
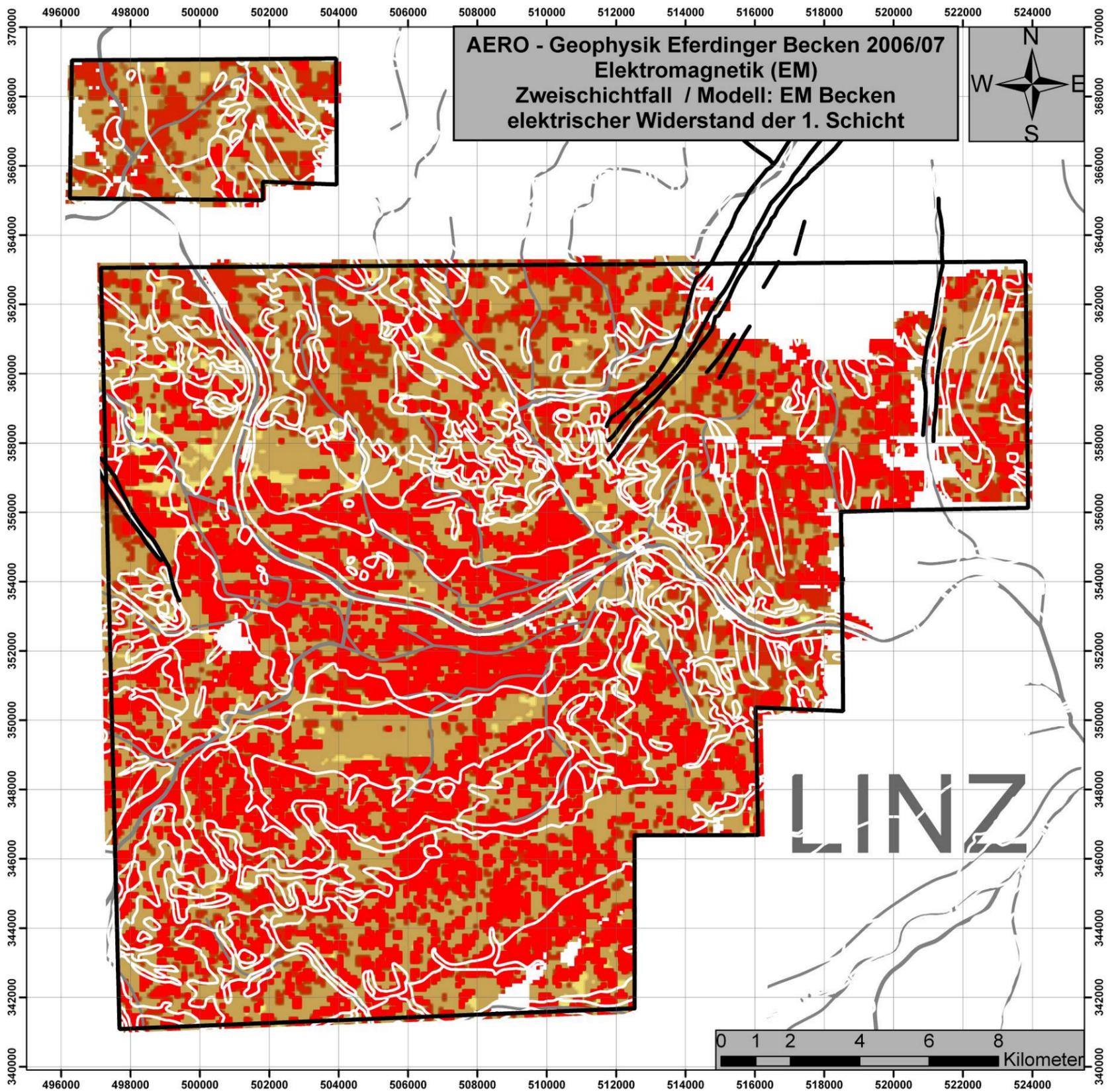


Abb. A10: Karte der Aeroelektromagnetik: Scheinbarer elektr. Widerstand 1. Schicht (RB: Becken).

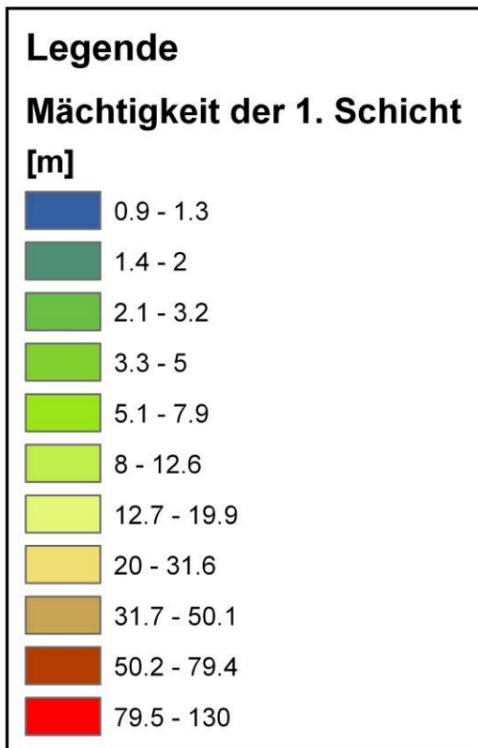
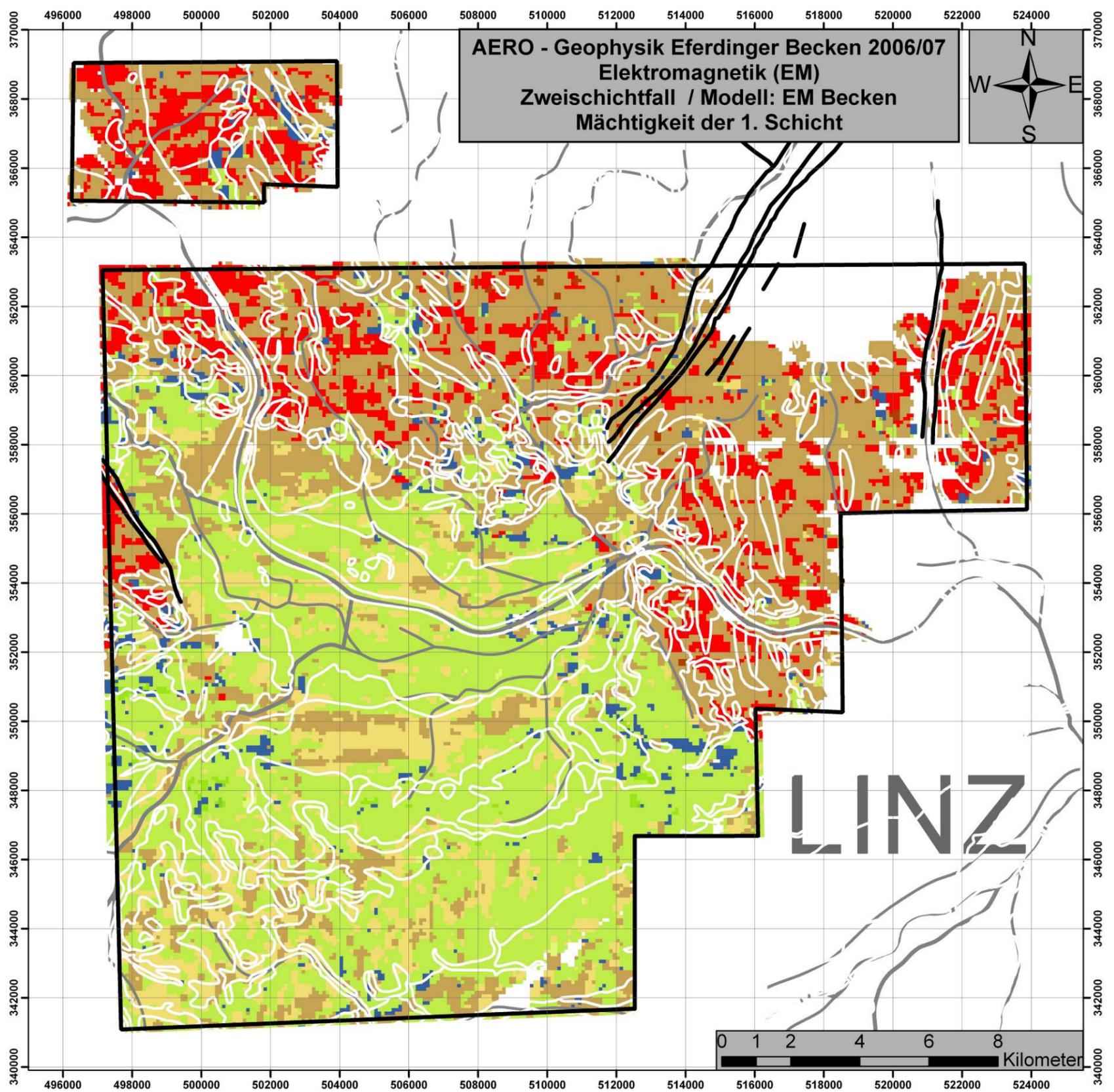


Abb. A11: Karte der Aeroelektromagnetik: Mächtigkeit der 1. Schicht (RB: Becken).

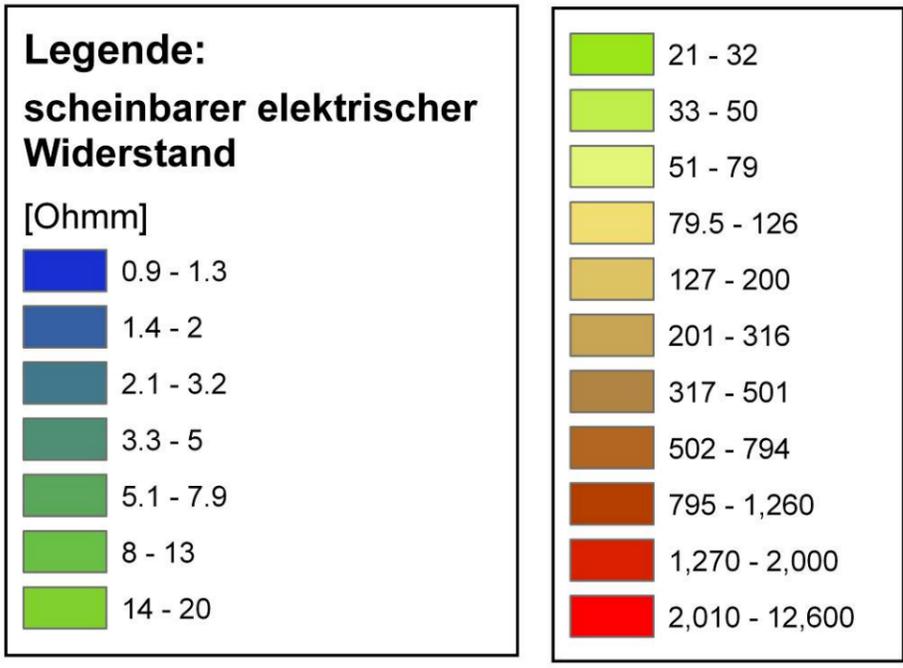
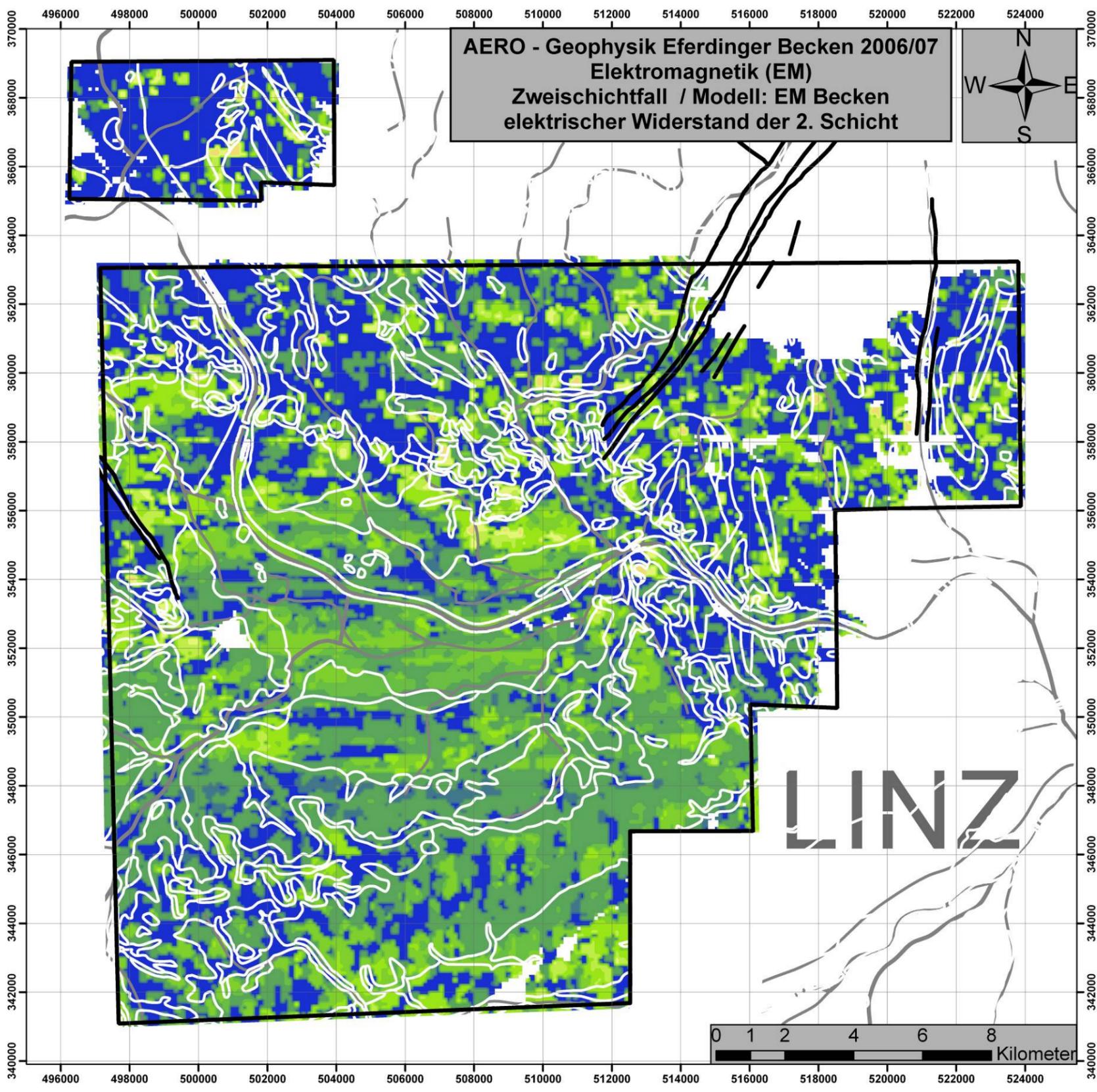


Abb. A12: Karte der Aeroelektromagnetik: Scheinbarer elektr. Widerstand 2. Schicht (RB: Becken).

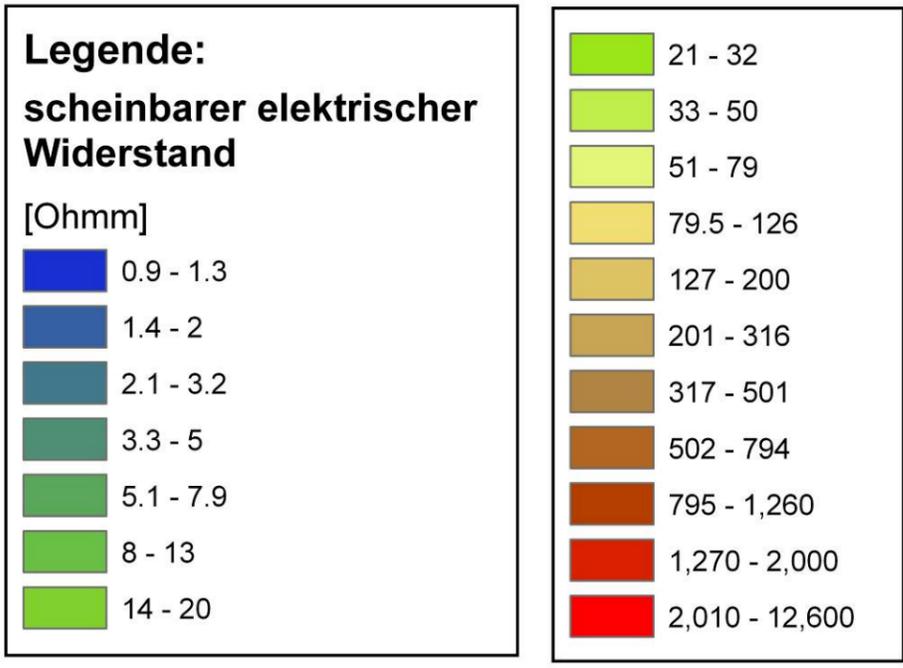
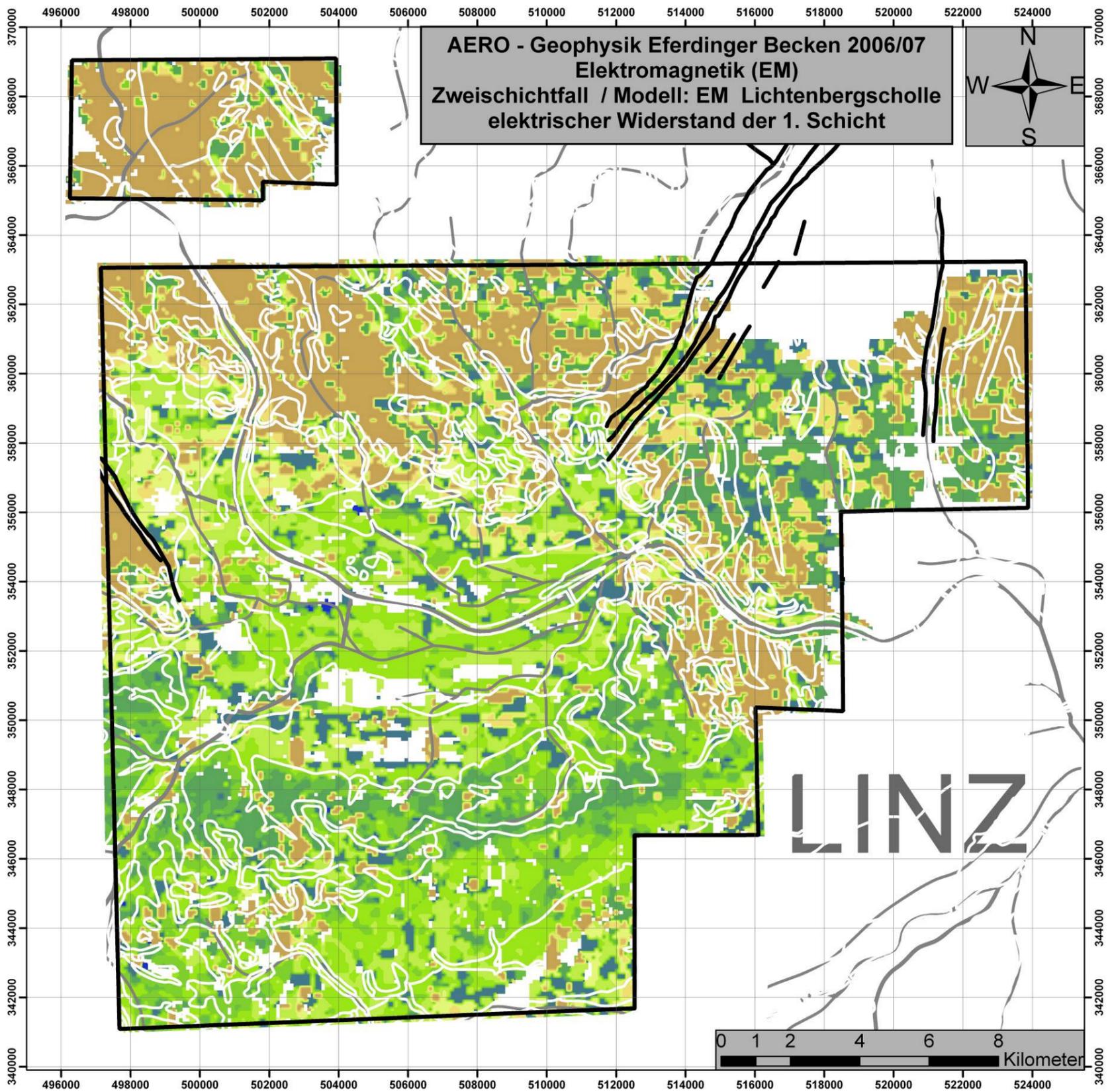


Abb. A13: Karte der Aeroelektromagnetik: Scheinbarer elektr. Widerstand 1. Schicht (RB: Lichtenbergscholle).

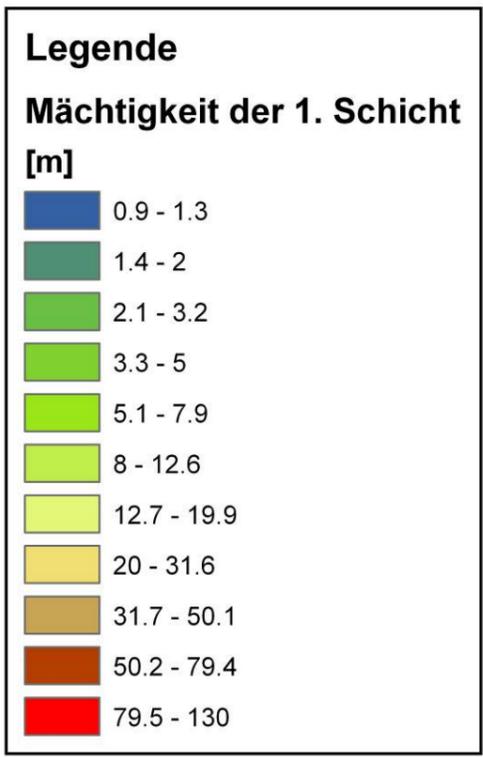
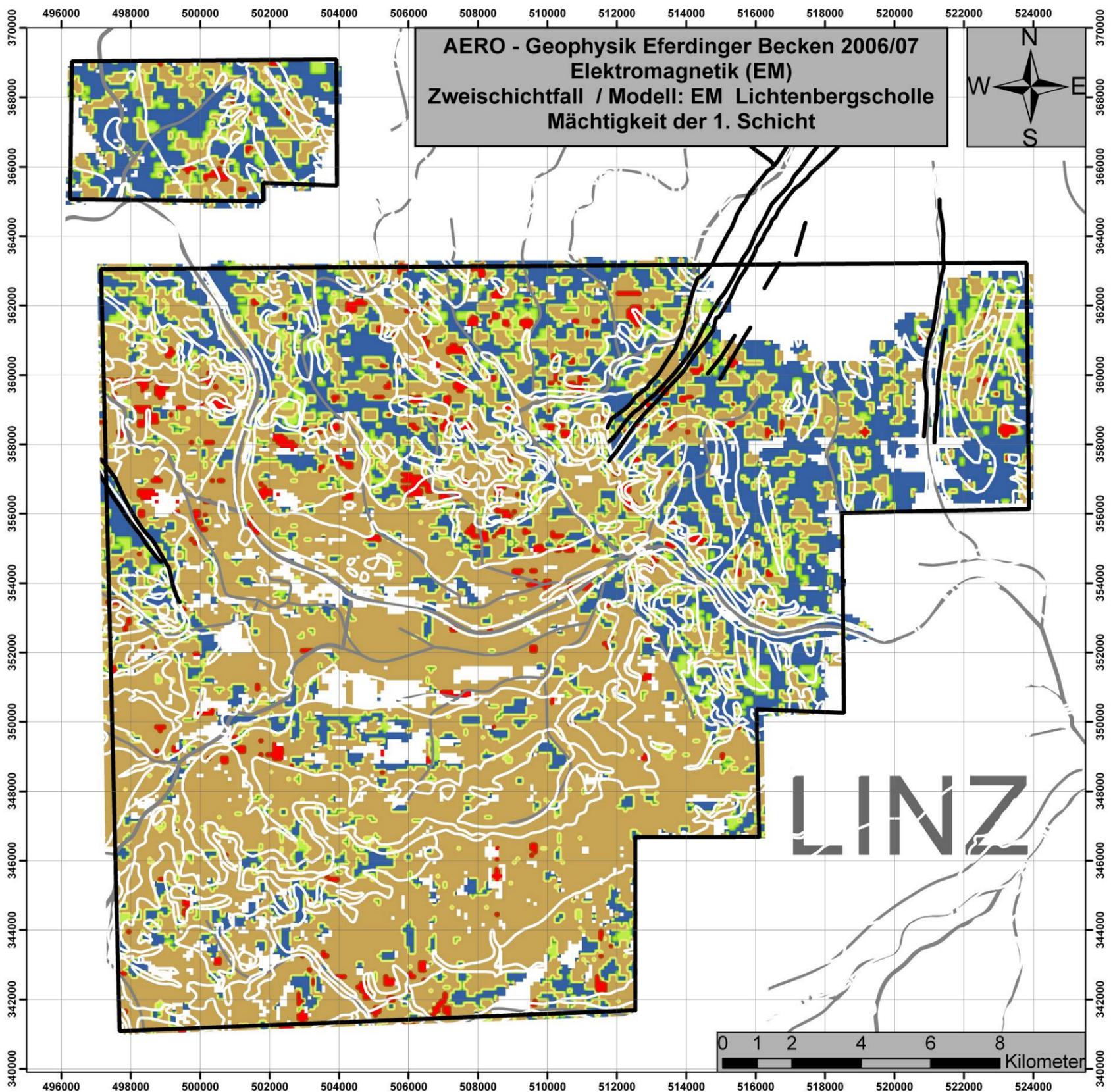


Abb. A14: Karte der Aeroelektromagnetik: Mächtigkeit der 1. Schicht (RB: Lichtenbergscholle).

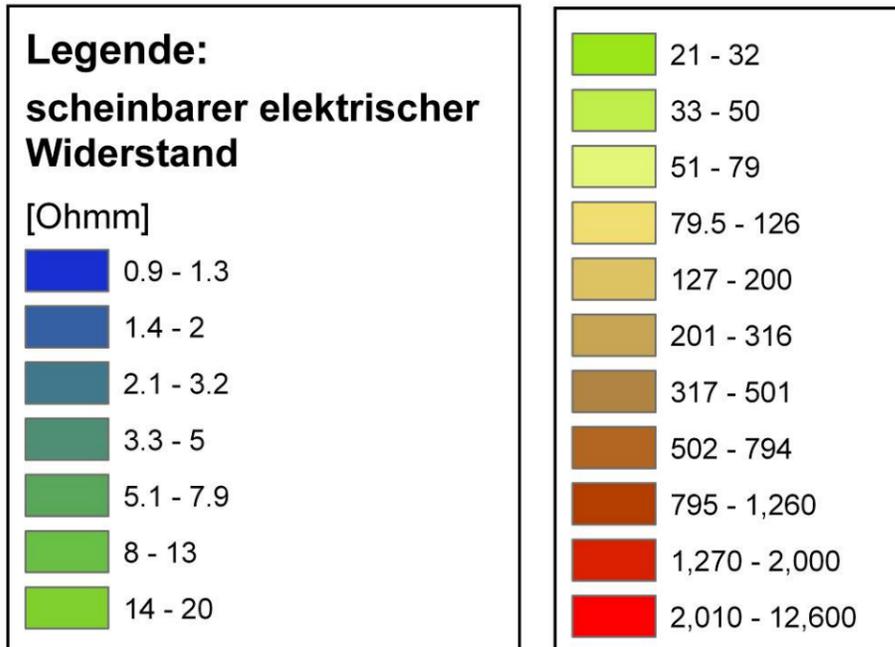
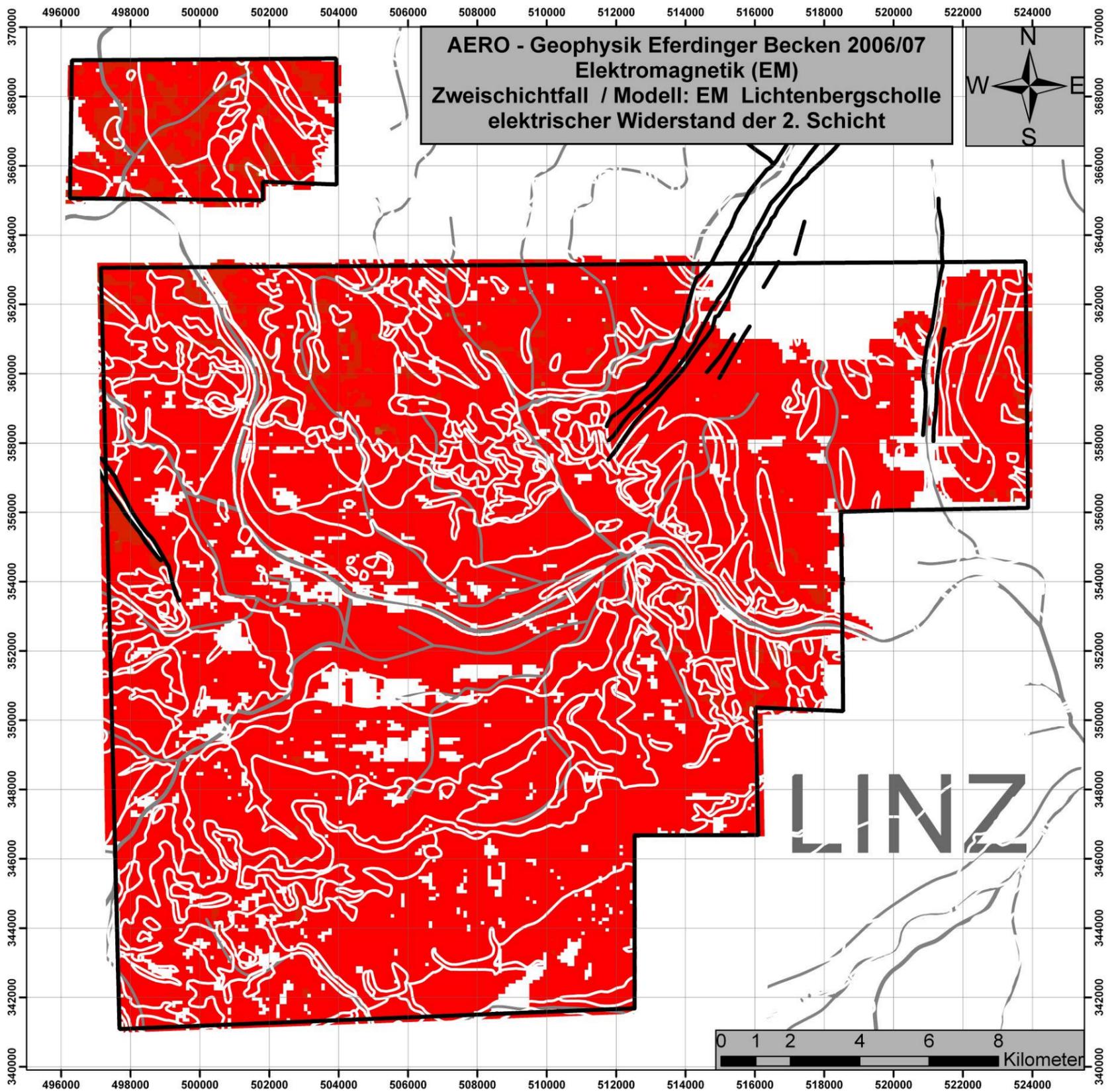


Abb. A15: Karte der Aeroelektromagnetik: Scheinbarer elektr. Widerstand 2. Schicht (RB: Lichtenbergscholle).

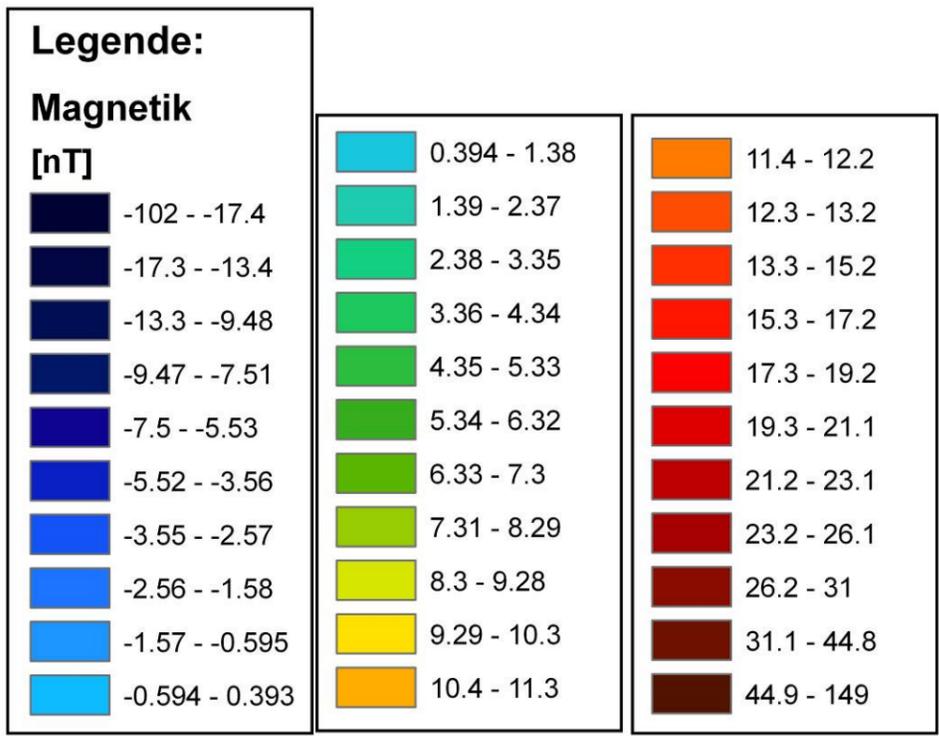
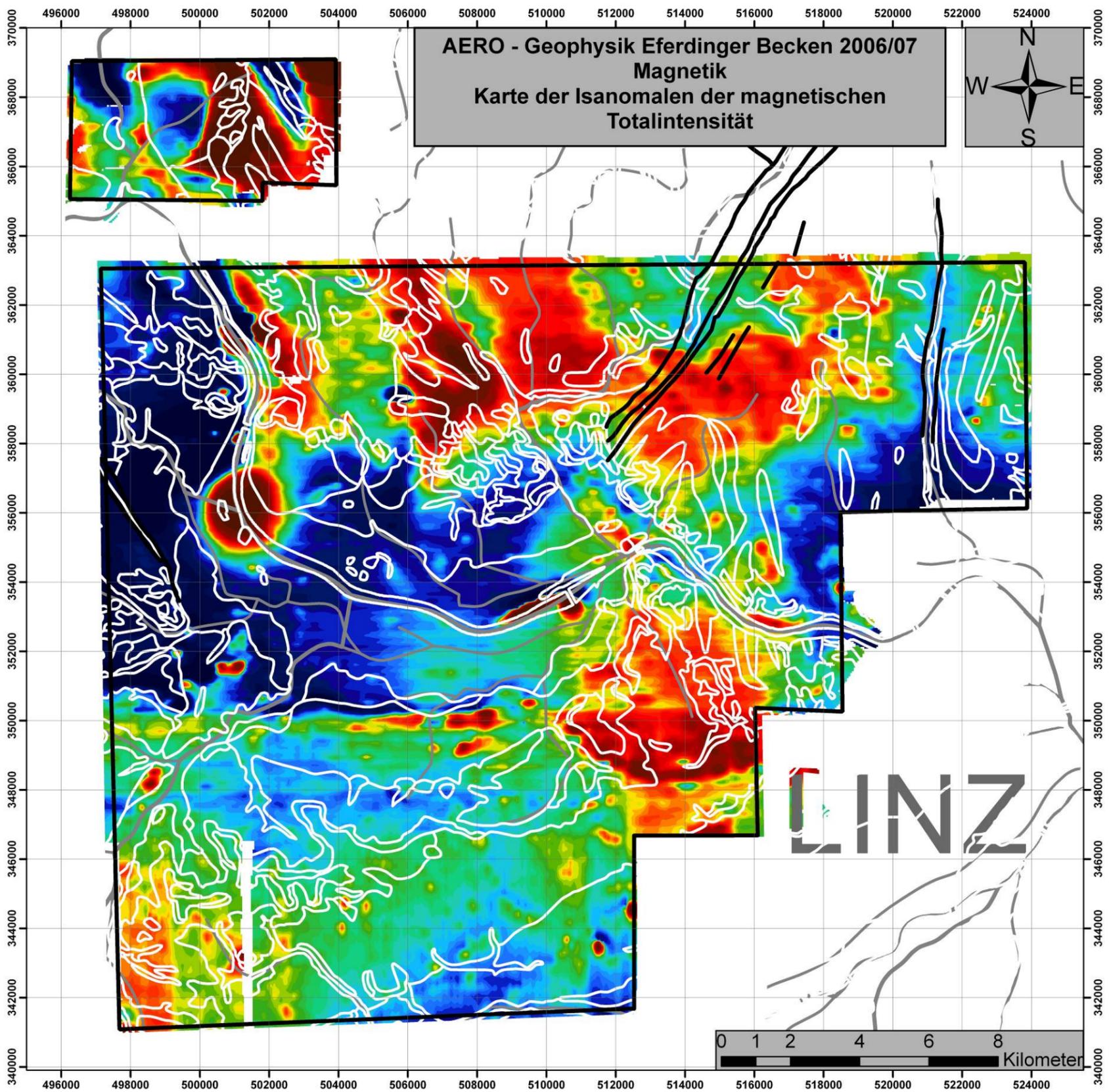


Abb. A16: Karte der Aeromagnetik: Isanomalen der magnetischen Totalintensität.

Wertebereich	r1[0..1]	r2[0..1]	Wertebereich	r1[0..1]	r2[0..1]
0.700 bis 1.259		0,2 0,1	0.700 bis 1.259	0	1
1.259 bis 1.995		0,4 0,2	1.259 bis 1.995	0	1
1.995 bis 3.162		0,6 0,3	1.995 bis 3.162	0	1
3.162 bis 5.012		0,8 0,4	3.162 bis 5.012	0	1
5.012 bis 7.943		1 0,5	5.012 bis 7.943	0	1
7.943 bis 12.589		1 0,6	7.943 bis 12.589	0	1
12.589 bis 19.953		1 0,7	12.589 bis 19.953	0	1
19.953 bis 31.623		1 0,8	19.953 bis 31.623	0	1
31.623 bis 50.119		1 0,9	31.623 bis 50.119	0,2	0,8
50.119 bis 79.433		1 1	50.119 bis 79.433	0,4	0,6
79.433 bis 125.893		1 1	79.433 bis 125.893	0,6	0,4
125.893 bis 199.526		1 1	125.893 bis		
199.526 bis 316.228		1 1	199.526	0,8	0,2
316.228 bis 501.187		1 1	199.526 bis		
501.187 bis 794.328		1 1	316.228	1	0
794.328 bis 1258.925		1 1	316.228 bis		
1258.925 bis 1995.262		1 1	501.187	1	0
1995.262 bis 3162.278		0,8 1	501.187 bis		
3162.278 bis 5011.872		0,6 1	794.328	1	0
5011.872 bis 7943.282		0,4 1	794.328 bis		
7943.282 bis 12600.000		0,2 1	1258.925	1	0
			1258.925 bis		
			1995.262	1	0
			1995.262 bis		
			3162.278	1	0
			3162.278 bis		
			5011.872	1	0
			5011.872 bis		
			7943.282	1	0
			7943.282 bis		
			2600.000	1	0
Wertebereich	h1[0..1]		Wertebereich	h1[0..1]	
0.70 bis 1.26 m:		0,5	0.70 bis 1.26 m:	1	
1.26 bis 2.00 m:		1	1.26 bis 2.00 m:	1	
2.00 bis 3.16 m:		1	2.00 bis 3.16 m:	1	
3.16 bis 5.01 m:		1	3.16 bis 5.01 m:	1	
5.01 bis 7.94 m:		1	5.01 bis 7.94 m:	1	
7.94 bis 12.59 m:		1	7.94 bis 12.59 m:	1	
12.59 bis 19.95 m:		1	12.59 bis 19.95 m:	1	
19.95 bis 31.62 m:		1	19.95 bis 31.62 m:	1	
31.62 bis 50.12 m:		1	31.62 bis 50.12 m:	1	
50.12 bis 79.43 m:		0,7	50.12 bis 79.43 m:		0,67
79.43 bis 130.00 m:		0,3	79.43 bis 130.00 m:		0,33

Tab. A1: Randbedingungen Gesamt.

Tab. A2: Randbedingungen Becken.

Wertebereich	r1[0..1]	r2[0..1]	
0.700 bis 1.259		0,5	0
1.259 bis 1.995		1	0
1.995 bis 3.162		1	0
3.162 bis 5.012		1	0
5.012 bis 7.943		1	0
7.943 bis 12.589		1	0
12.589 bis 19.953		1	0
19.953 bis 31.623		1	0
31.623 bis 50.119		1	0
50.119 bis 79.433		1	0
79.433 bis 125.893		1	0
125.893 bis 199.526		1	0
199.526 bis 316.228		1	0
316.228 bis 501.187		1	0
501.187 bis 794.328		0,8	0,2
794.328 bis 1258.925		0,6	0,4
1258.925 bis 1995.262		0,4	0,6
1995.262 bis 3162.278		0,2	0,8
3162.278 bis 5011.872		0	1
5011.872 bis 7943.282		0	1
7943.282 bis 12600.000		0	1
Wertebereich	h1[0..1]		
0.70 bis 1.26 m:		1	
1.26 bis 2.00 m:		1	
2.00 bis 3.16 m:		1	
3.16 bis 5.01 m:		1	
5.01 bis 7.94 m:		1	
7.94 bis 12.59 m:		1	
12.59 bis 19.95 m:		1	
19.95 bis 31.62 m:		1	
31.62 bis 50.12 m:		1	
50.12 bis 79.43 m:		0,67	
79.43 bis 130.00 m:		0,33	

Tab. A3: Randbedingungen Lichtenbergscholle.

