



GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT



Projekte ÜLG-20/08b, ÜLG-28/08b & 09b
ÜLG-35/08b & 09b

**AEROGEOPHYSIKALISCHE
VERMESSUNG**

im Bereich Rainbach / OÖ

Von

K. Motschka, G. Schubert, P. Slapansky, G. Bieber, A. Römer, A. Ahl

94 S., 71 Abb., 9 Tab.

Wien, Dezember 2009

PROJEKTLEITUNG:

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

MITARBEITER:

M. HEIDOVITSCH	TECHNIKER
MAG.a A. ITA	GEOPHYSIK
MAG.a B. JOCHUM	GEOPHYSIK
MAG.a I. SCHATTAUER	GEOPHYSIK
DR. E. WINKLER	GEOPHYSIK

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, Familie und Jugend.

	ÜLG-20	ÜLG-28	ÜLG-35
2007A	EFERDING	ULRICHSBERG	JAHRESBERICHT
2007B	EISENBERG	DRAUTAL/GAILTAL 2	EISENBERG
2007C		EFERDING	EFERDING
2007D		AEROMAGNETIK OÖ	
2007E		EISENBERG	
2008A	EISENBERG	EFERDING	EFERDING
2008B	RAINBACH	RAINBACH	RAINBACH
2008C		EISENBERG	JAHRESBERICHT
2008D			EISENBERG
2009A	LEST	EISENBERG	EISENBERG
2009B	MB VORARLBERG	RAINBACH	RAINBACH

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

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts	2
2 Verwendete Messmethoden und allgemeine Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen	3
3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung	5
3.1 Messausrüstung.....	5
3.2 Fluglinien	7
3.3 Durchführung der Messungen.....	8
3.4 Personal.....	9
4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung	10
4.1 Aufgabe der ADV	10
4.2 Datenkontrolle.....	10
4.3 Flugwegdaten.....	11
4.4 Elektromagnetische Widerstandskartierung	11
4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT).....	12
4.6 Radiometrische Kartierung	13
4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung.....	13
4.6.2 Korrekturen der Messdaten.....	13
4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten	17
5 Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings.....	19
5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen	19
5.2 Problem der exakten Höhenbestimmung.....	21
6 Geologie des Messgebietes.....	23
6.1 GIS-Grundlagen	23
6.2 Geologische Übersicht	23
7 Magnetik.....	27
7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität	27
7.2 Strukturelle Interpretation.....	30
7.3 Anthropogene Störungen der Magnetikmessungen	36
7.4 Magnetische Suszeptibilität.....	36
7.5 Polreduktion und Feldfortsetzung.....	38
7.5.1 Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol.....	38
7.5.2 Feldfortsetzung.....	39
7.6 Magnetische Modellrechnung	39
7.7 Vergleich zwischen Hubschrauber- und Bodenmessungen.....	40
8 Elektromagnetik.....	43
8.1 Methodik.....	43
8.1.1 Homogenes Halbraummodell (HHM).....	45
8.1.2 Zweischichtmodell.....	46
8.2 Interpretation AEM - HHM und Zweischichtmodell	48
8.3 Interpretation Geoelektrik versus AEM - HHM und Zweischichtmodell.....	49
9 Gammaskopie	65
10 Literatur	78
ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter	81

Zusammenfassung

Mit der hubschrauber-geophysikalischen Vermessung im Bereich **Rainbach** (ÖK-Blatt 16 und 17) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung sowie zur Erkundung und Kartierung von Rohstoffen erstellt werden.

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien in E-W-Richtung mit einem geplanten Sollabstand von einhundert Metern. In Summe wurden 1800 Linekilometer geflogen.

Gemessen wurde die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, die radioaktive Strahlung und der elektrische Widerstand des Erdbodens.

Die **magnetischen Anomalien** sind offenbar weder an einzelne spezielle Gesteinstypen, noch an irgendwelche Strukturelemente gebunden. Es wird vermutet, dass zumindest bei einigen der Anomalien die Ursache in Magnetitanreicherungen im Kontaktbereich von Granitintrusionen verschiedenen Alters liegen könnte. Solche Magnetitanreicherungen wurden im östlich anschließenden Gebiet mehrfach beschrieben und auch mittels Bodengeophysik (Suszeptibilitätsmessungen) gut belegt. Anhand einer Feldfortsetzung nach oben kann die Tiefenlage der einzelnen Anomalien qualitativ abgeschätzt werden. Zwei der festgestellten Anomalien (Sandl, St. Oswald) besitzen regionale Bedeutung.

In der **Elektromagnetik** hebt sich das Freistädter Tertiär als NW-SE-gerichtete, niederohmige Zone vom umgebenden Kristallin ab. In dessen Verbreitungsgebiet ist der modellierte spezifische Widerstand deutlich niedriger, er beträgt zumeist etwa 6 bis 100 Ohmm. Die dazu modellierte Mächtigkeit liegt fast durchwegs um 40 m. Das Verbreitungsgebiet der kristallinen Gesteine zeichnet sich durch in der Regel deutlich höhere spezifische Widerstände aus. Die ermittelten Widerstände und Mächtigkeiten korrelieren sehr gut mit den vorhandenen Bohrungen und der durchgeführten Bodengeoelektrik.

In der **Radiometrie** zeichnet sich der Intrusionskörper der Freistädter Intrusionssuite (Freistädter Granodiorit, Kernfazies und Randfazies, Grabengranit) vor allem aufgrund seines niedrigen Uran- und Thorium-Gehaltes merklich vom Umfeld ab. Der Mauthausener Granit-Körper zwischen Helbetschlag und Schlag wurde aufgrund seiner niedrigen Radiometriewerte kürzlich geochemisch untersucht und als Freistädter Granodiorit eingestuft. Auch Bereiche mit jungen Sedimenten (Alluvium, Freistädter Tertiär, tertiäre Pelite unbekannter Alters) heben sich vielfach aufgrund der geringen Messwerte deutlich von der Umgebung ab. Besonders hervorzuheben ist die u. a. mit Peliten erfüllte Senke westlich Dreißgen. Ebenso fällt der Schlierengranit aufgrund seiner niedrigen Radiometriewerte auf. Vor allem beim Kalium und beim Thorium hebt er sich vom angrenzenden Weinsberger Granit klar ab. Die besonders sauren Migmagranite können aufgrund ihrer hohen Thorium-Gehalte im radiometrischen Kartenbild als kleine Intrusionskörper im Weinsberger Granit auffallen – so beispielsweise der in der Geologie als Mauthausener Granit dargestellte Intrusionskörper nordöstlich Vierhöf (Fischteiche). Die geochemische Revision zeigte auch hier, dass es sich um einen Migmagranit handelt.

1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschraubergeophysikalischen Vermessung im Bereich Rainbach (ÖK-Blatt 16 und 17) 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 Messgebietes kann der Abb. 1.1 entnommen werden - fanden im Jahr 2008 statt. Dabei wurde ein temporärer Hubschrauberlandeplatz bei Oberschwandt eingerichtet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Winter 2008 begonnen. Die Fertigstellung letzterer wurde im Herbst 2009 abgeschlossen.

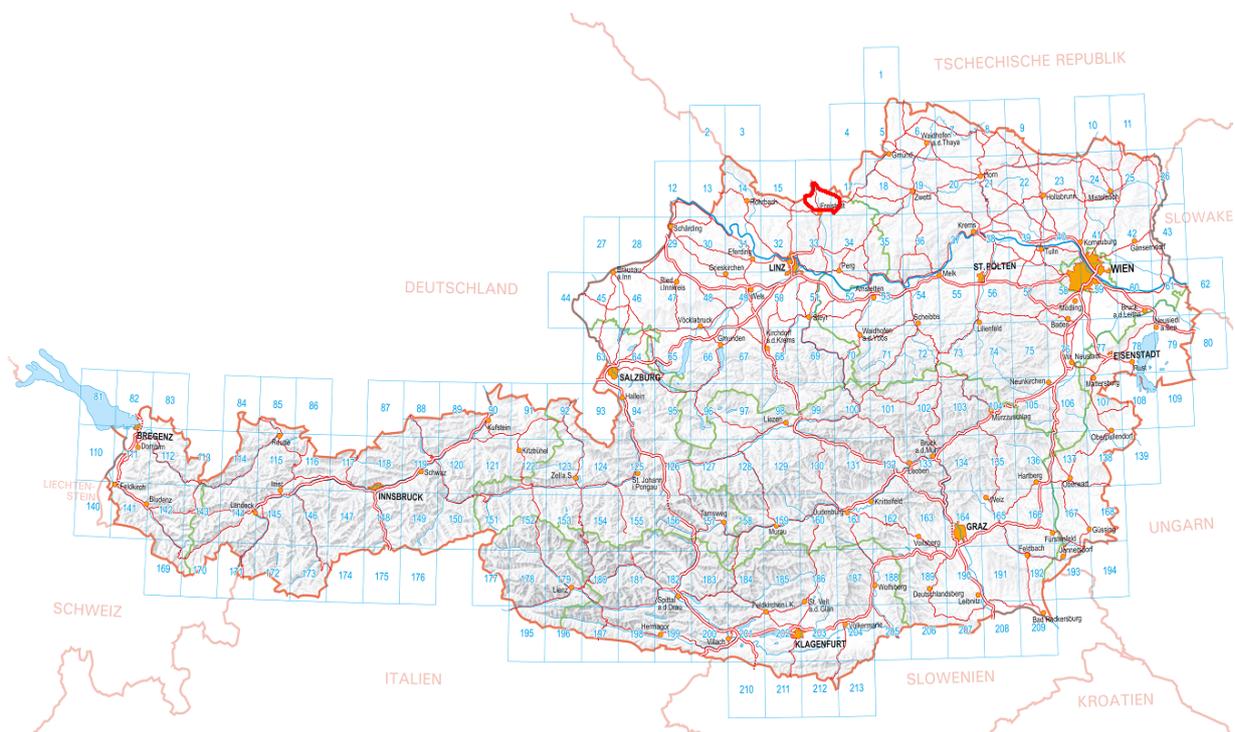


Abb. 1.1: Lage des Messgebietes (Karte aus AMap-Fly).

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.

Weiters 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 Messbereiches der Elektromagnetik zwischen 65 und 190 Metern bei einer Flughöhe von 50 Metern (KOVACS et al., 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 Messgebietes beinhalten, wobei sich die Magnetisierbarkeitskontraste der unterschiedlichen Gesteine bzw. Minerale bemerkbar machen. Die magnetische Suszeptibilität [κ] (Kappa) 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 Gebiet Rainbach 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 ± 100 m durch eine Videokamera aufgezeichnet.
- Zwei DGPS-Navigationsanlagen (DGPS MAX, CSI) stellen durch ihre Flugweganzeige eine wesentliche Unterstützung für die Messflugdurchführung dar. Weiters 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.

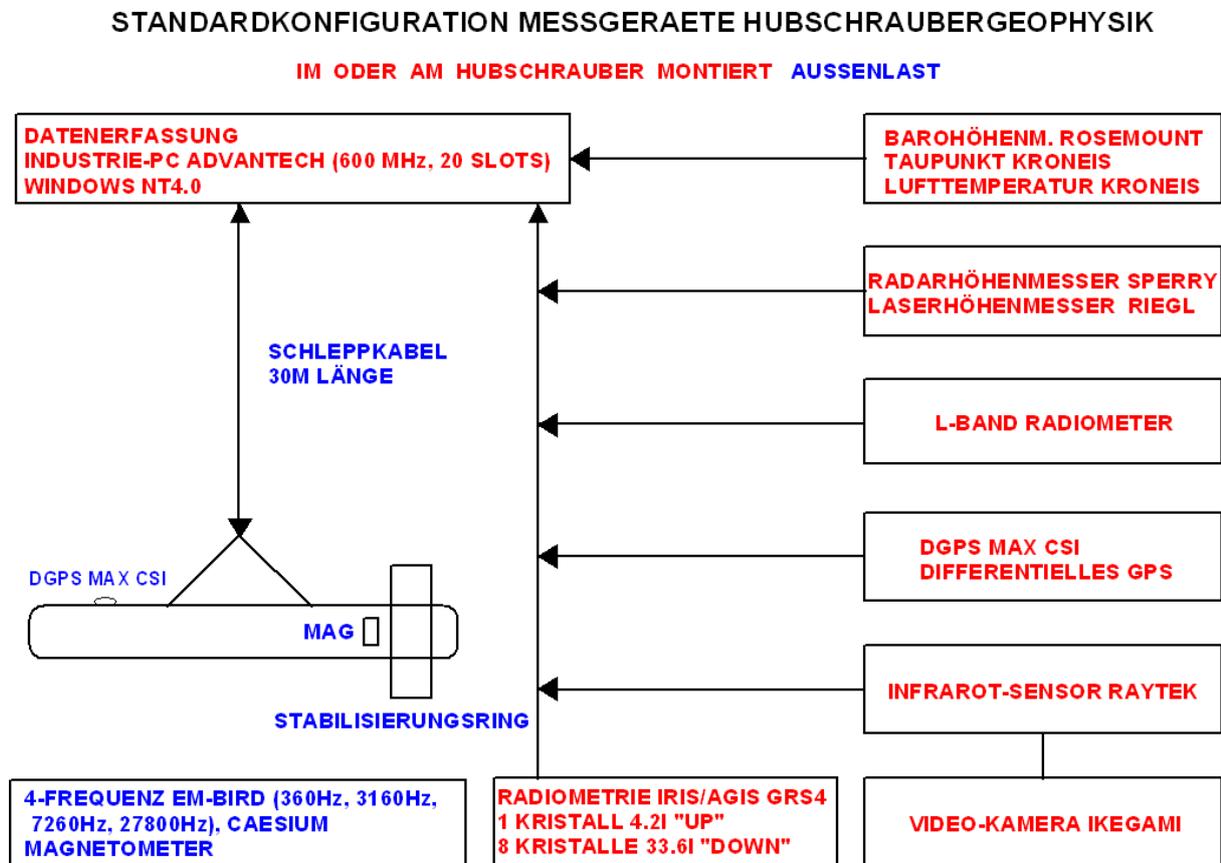


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems.

3.2 Fluglinien

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien in E-W-Richtung mit einem geplanten Sollabstand von einhundert Metern. In Summe wurden 1800 Linekilometer geflogen.

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.

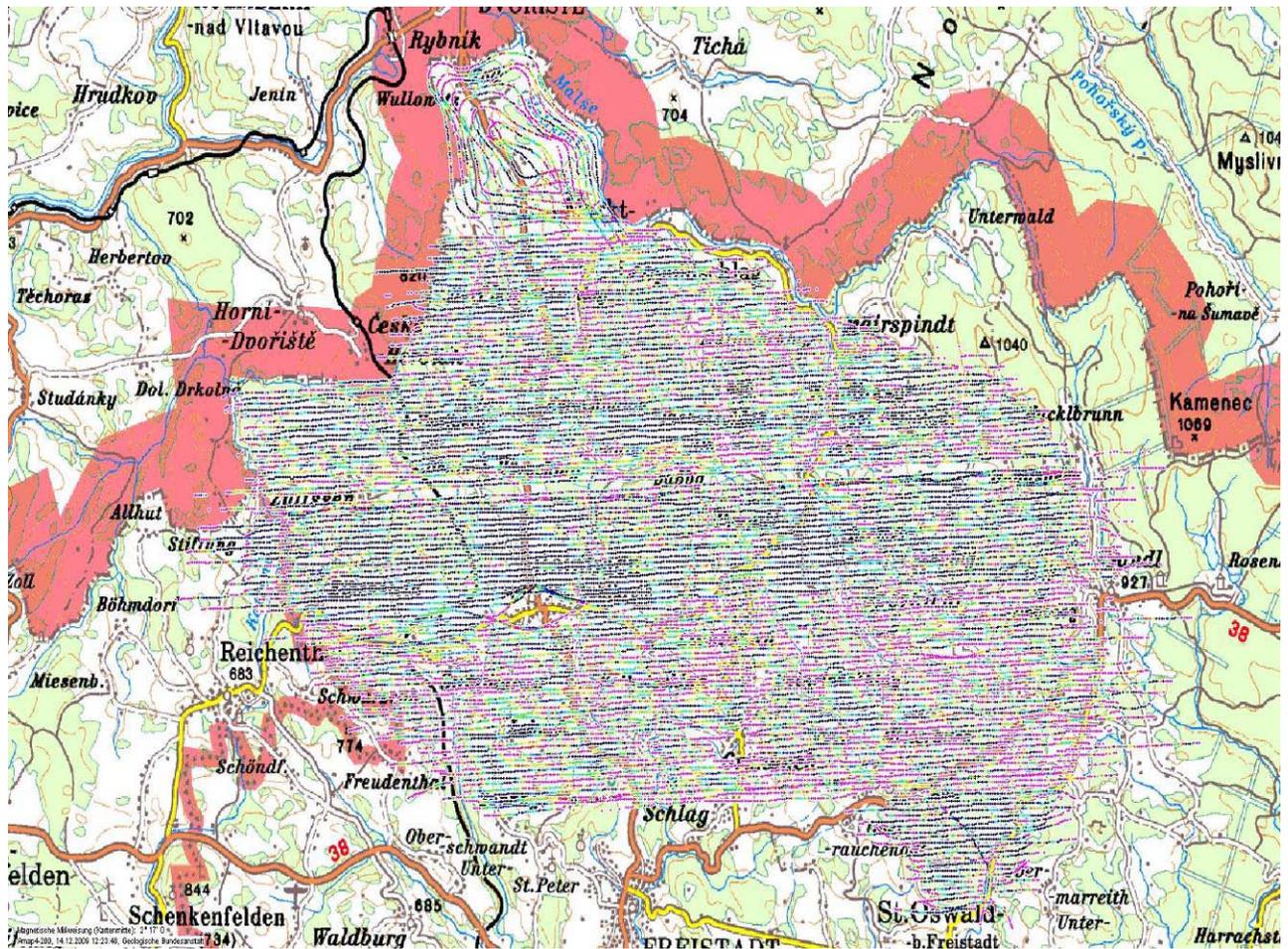


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile (eingefärbt nach Flughöhe) im Messgebiet Rainbach (Karte aus AMap-Fly).

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. Weiters erfolgt zu Beginn des Messfluges 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.

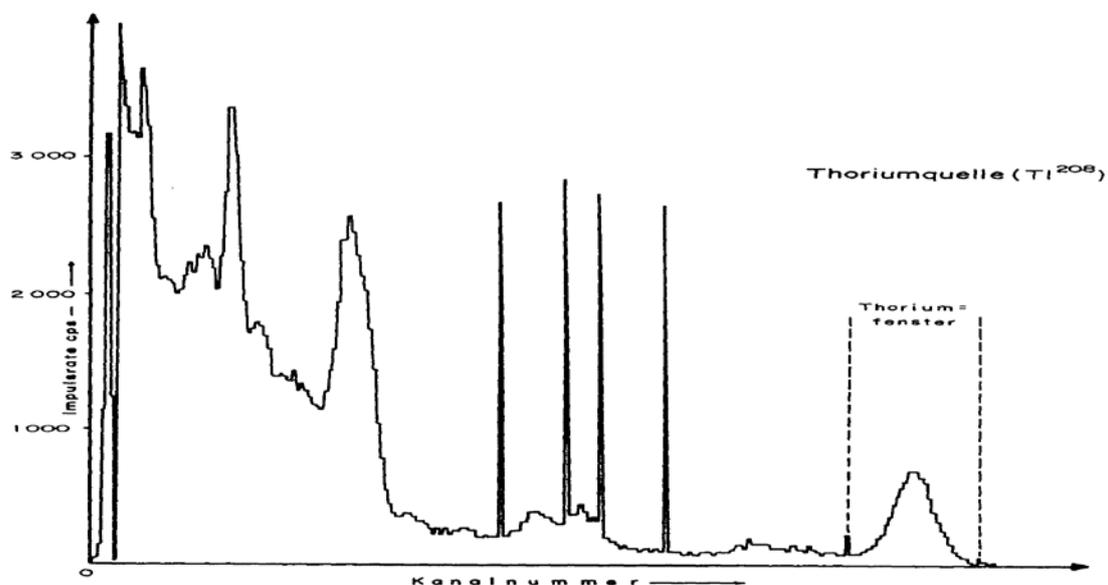


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle (^{208}Tl).

3.4 Personal

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

Geologische Bundesanstalt:

Klaus Motschka
Martin Heidovitsch
Andreas Ahl

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Jürgen Sölkner
Manuel Ebner
Gerhard Österreicher
Christian Moser

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 Oberschwandt,
- 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 Rechananlage 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. Weiters 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
 - einen Ergebnisparameter des homogenen Halbraummodells, nämlich
 - den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_a
 - oder in

drei Ergebnisparameter des Zweischichtmodells, nämlich

- Widerstand der 1. Schicht
- Mächtigkeit der 1. Schicht und
- Widerstand der 2. 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:

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

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 Messprogrammes eine lokale Basisstation in Oberschwandt 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 Messgebietes 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.

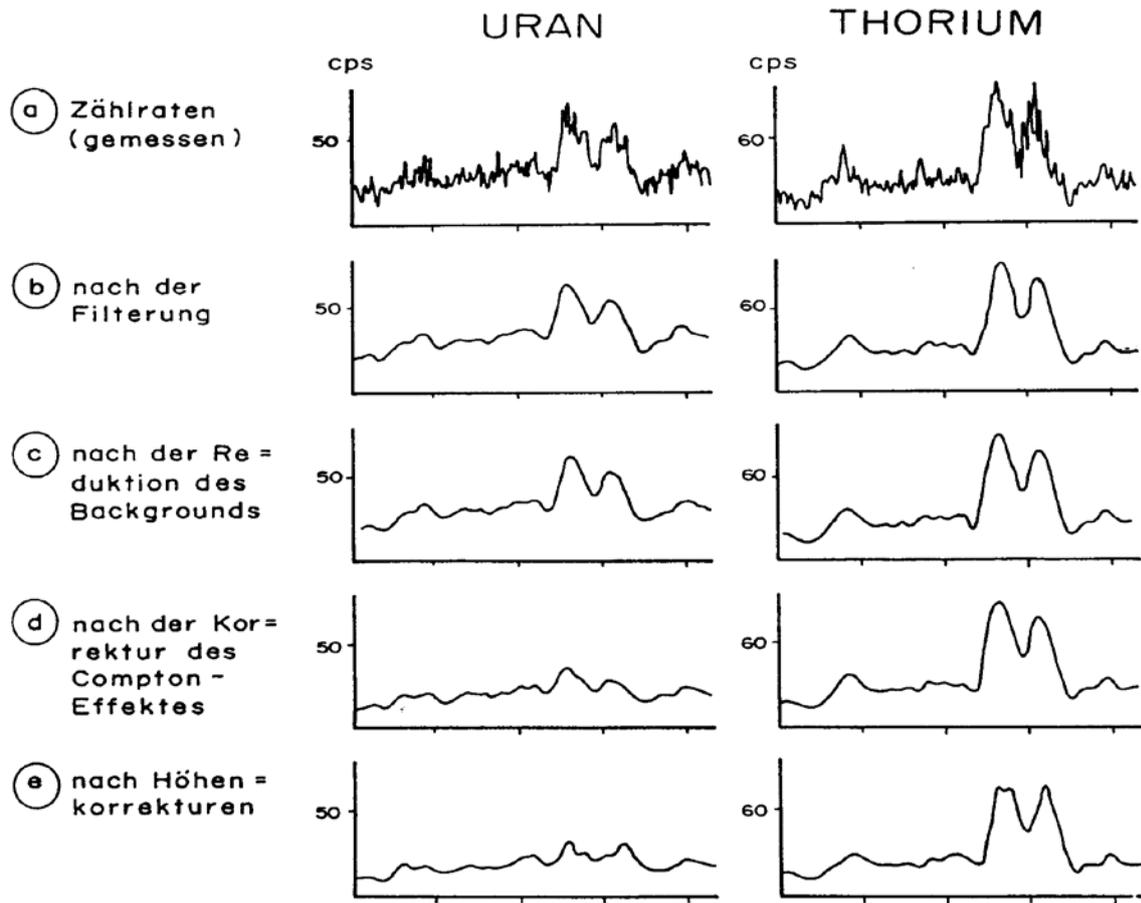


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie

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 oben angegebenen Fensterbereiche folgende Werte:

Compton-Streukoeffizienten:

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 Comptoneffekts in der Luft, d.h. ein höhenabhängiger Term, zu addieren, was aber nur für den Streukoeffizienten 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 Kontaminationen (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.

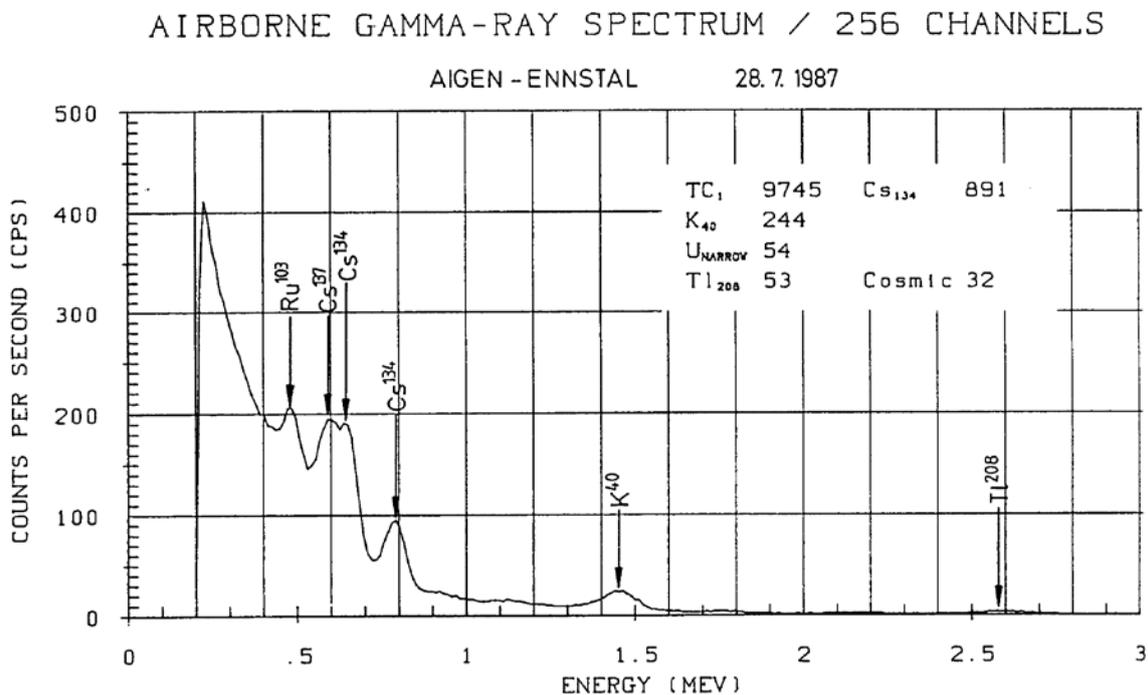


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

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 Gammastrahlungsmessungen 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):

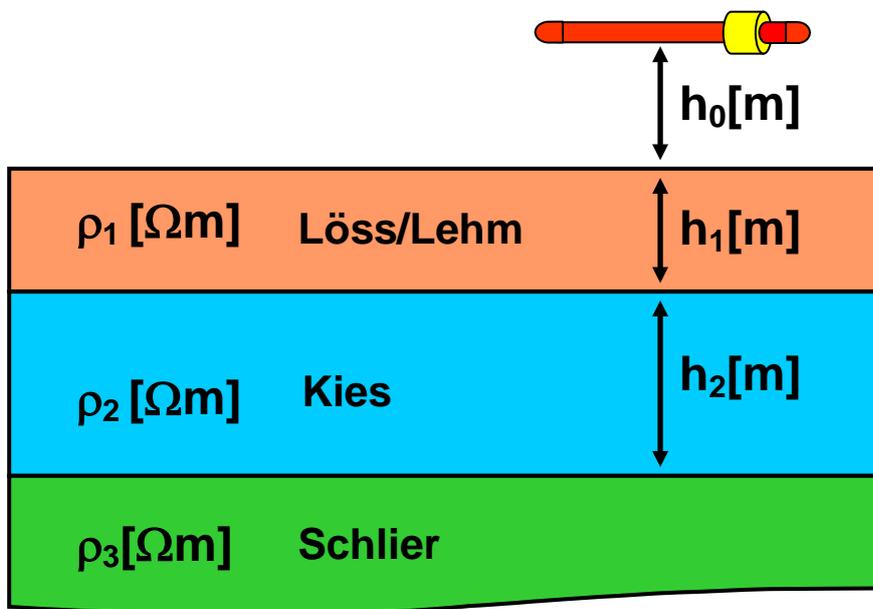


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes.

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-Schichtmodells 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.

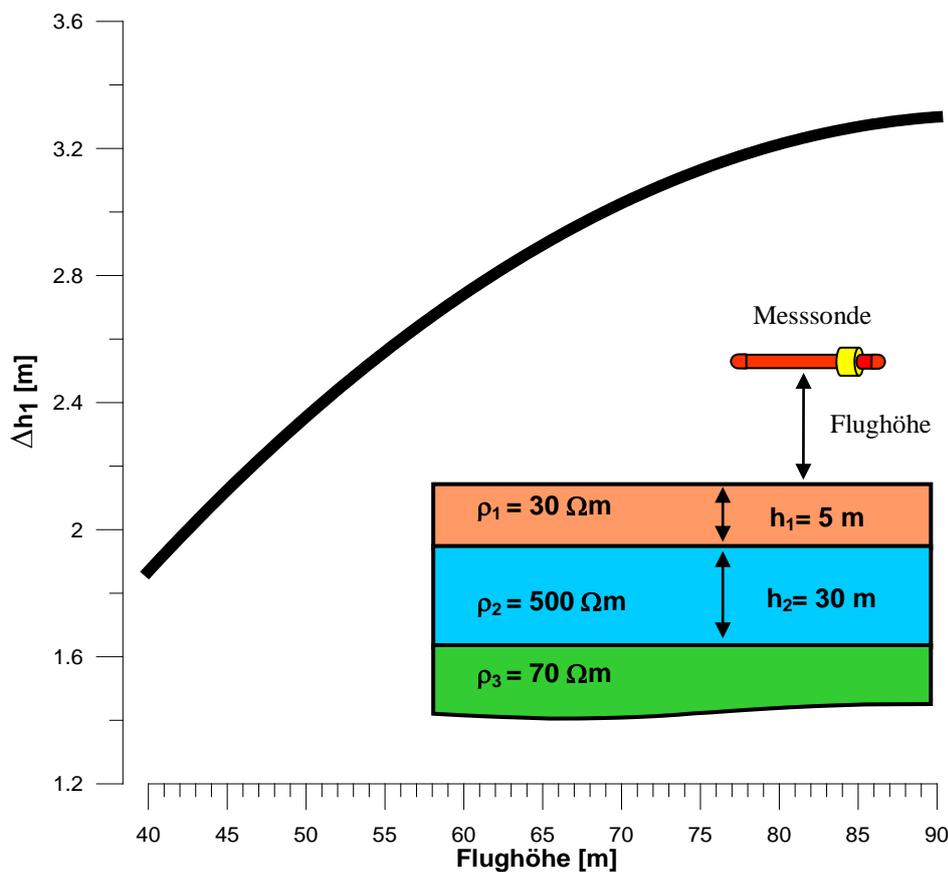


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht (Δh_1) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

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 $\Delta z_{\text{GPS}} = 5\text{--}10\text{ m}$ behaftet, die Laserhöhenwerte weisen eine Ungenauigkeit von $\Delta z_{\text{Laser}} \approx 10\text{ cm}$ 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 die

digitalen Flugwegvideos hinzugezogen. 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 Widerstandstruktur des Untergrundes. Bei der Interpretation der aeroradiometrischen Messwerte mit dieser fehlerhaften Laserhöhe werden zu kleine Konzentrationen der Radionuklide im Boden berechnet.

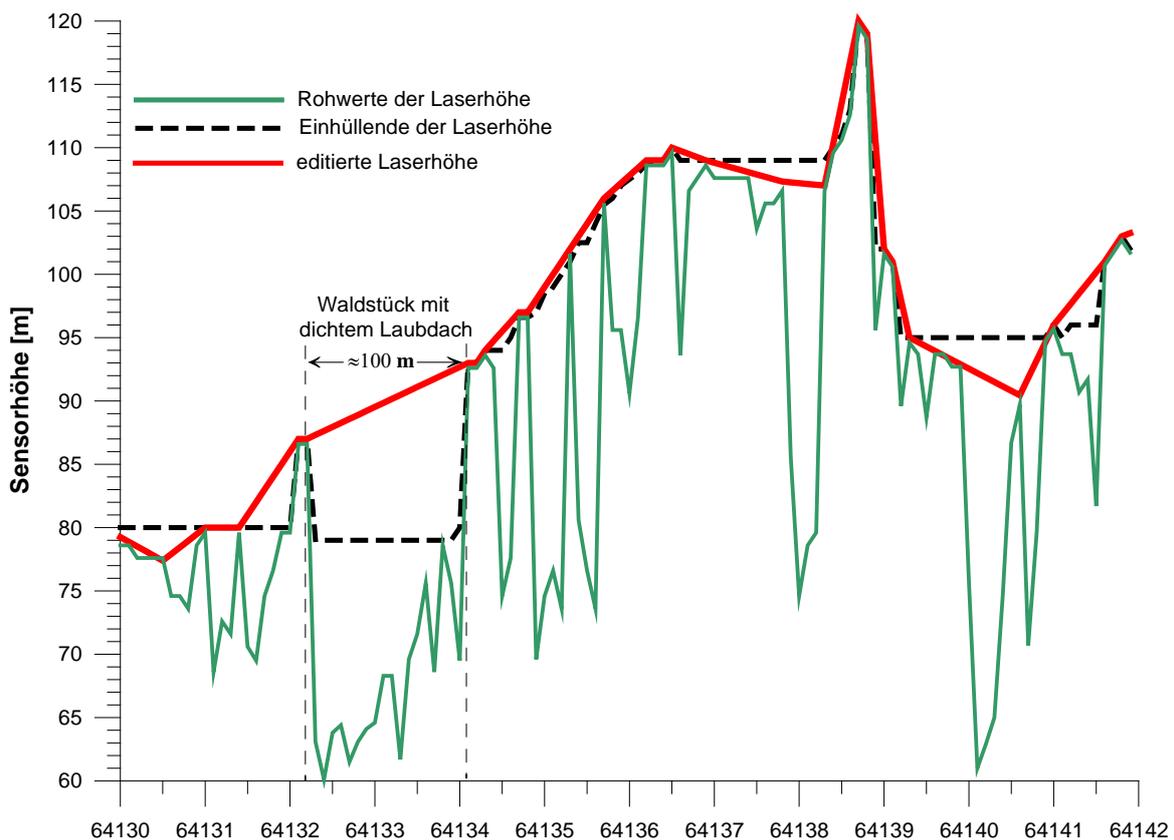


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet.

6 Geologie des Messgebietes

6.1 GIS-Grundlagen

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

- Flugwege Aerogeophysik (GBA, FA Geophysik)
- Kartengrundlage 1:50.000, ÖK 16/17 (Situation)
- Kartengrundlage 1:50.000, GÖK 16/17 (Geologie)
- Kartengrundlage 1:200.000 (Situation)
- Karten der Aeromagnetik hinsichtlich der Totalintensität ΔT
- Karten der Aeroelektromagnetik hinsichtlich des speziellen elektrischen Widerstands
- Karten der Aeroelektromagnetik hinsichtlich der modellierten Schichtmächtigkeiten
- Karten der Aeroradiometrie hinsichtlich der K-, U- und Th-Verteilungen
- Profillinienverlauf geoelektrischer Sondierprofile
- Tektonische Hauptlinien (digitale Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000)
- Geologische Signaturen (digitale Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000)
- Geologische / Hydrogeologische Informationen aus Bohrungen (Datenbank FA Rohstoffgeologie)

6.2 Geologische Übersicht

Das Befliegungsgebiet Rainbach liegt, geologisch gesehen, im Verbreitungsgebiet des Südböhmischen Batholiths, eines ausgedehnten, aus variszischen Plutonen bestehenden Areal. Es umfasst Teile der in Bearbeitung befindlichen geologischen Karte Blatt 16 Freistadt (Manuskript F. Finger, G. Friedl, B. Haunschmid, M. Rockenschaub, A. Schermair, G. Schubert und S. Vrana) und der 1977 erschienen geologischen Karte Blatt 17 Großpertholz (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1977). Abb. 6.1. zeigt eine Übersicht aus der geologischen Karte 1:200.000 Oberösterreich (KRENMAYER & SCHNABEL, 2006) mit der Lage des Aeromessgebietes und der geoelektrischen Profile.

Diesen Karten zufolge besteht der kristalline Untergrund des Befliegungsgebietes vor allem aus Varianten von Paragneismigmatit („Perlgneis“), Weinsberger Granit, Schlierengranit („Grobkorngneis“), Migmagranit, Mauthausener Granit („Feinkorngranit“) und Freistädter Granodiorit. Die **Paragneismigmatite** des Befliegungsgebietes stellen Relikte eines Alten Daches dar, die eine letzte Metamorphose während des Aufstiegs des Weinsberger Granits erfahren haben (FUCHS & THIELE, 1987). Diese würde der Bavarischen Phase (FINGER et al.,

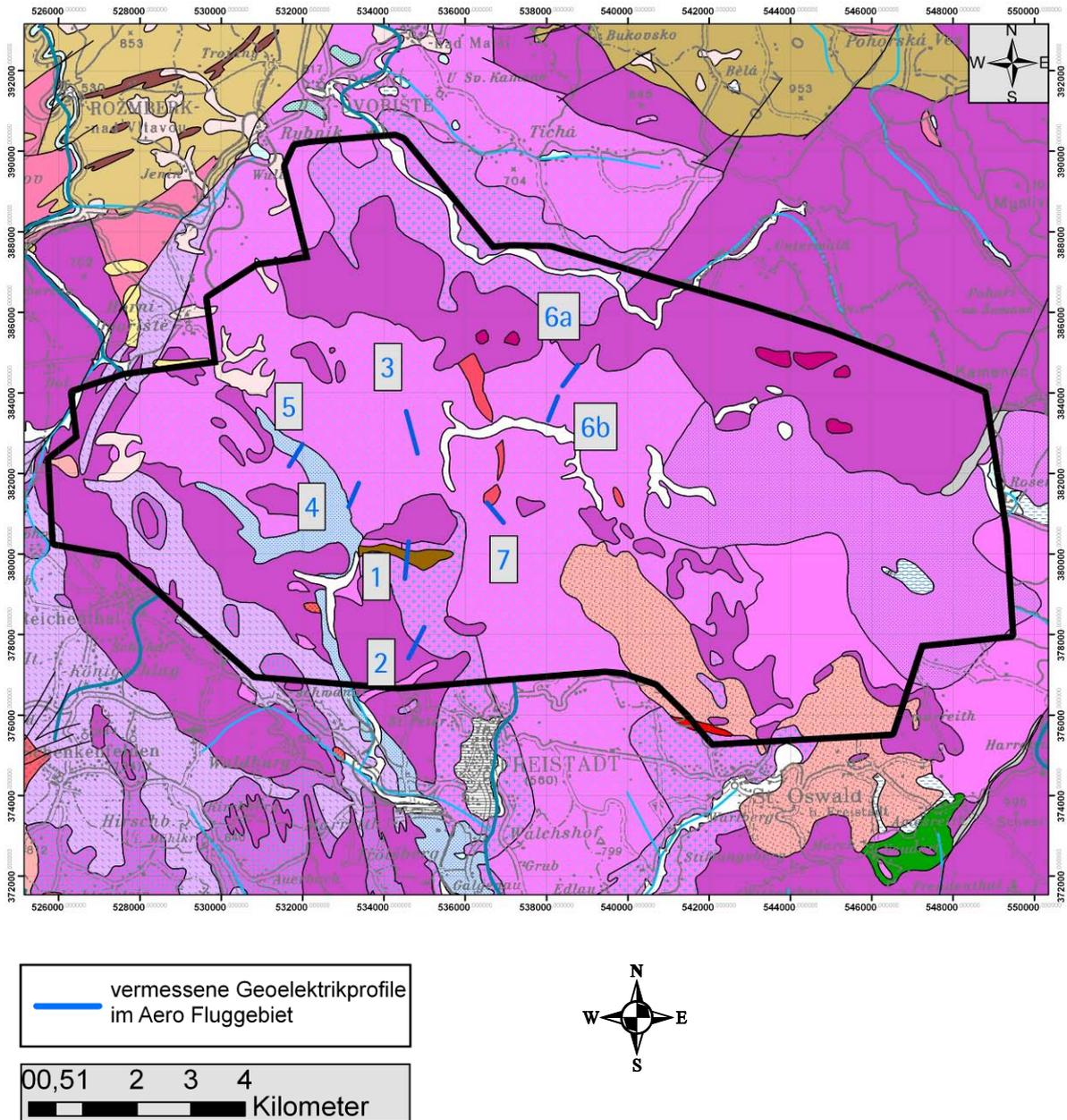


Abb. 6.1: Ausschnitt aus der aus der geologischen Karte 1:200.000 Oberösterreich (KRENMAYER & SCHNABEL, 2006) mit der Lage des Aeromessgebietes und der geoelektrischen Profile.

Geologie

	2 - Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt
	4 - Moor, Anmoor
	12 - Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert; Würm und älter
	80 - Sedimente von Freistadt - Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän
	201 - Mylonit und Kataklasit in Störungszonen
	202 - Aplit, Pegmatit
	203 - Granitporphyr, Granitgänge
	204 - Freistädter Granodiorit - Randfazies
	205 - Freistädter Granodiorit - Kernfazies
	206 - Mauthausener Granit, Feinkorngranite i.Allg.
	219 - Karlstifter Granit
	221 - Plochwalder und Ellingberger Granit
	222 - Weinsberger Granit
	223 - Weinsberger Granit - Randbereich
	228 - St. Sixter und Kopfinger Granit
	235 - Schlierengranit
	239 - Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“)
	240 - Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis
	241 - Paragneis („Schiefergneis“)
	830 - Bestehende Seen

Abb. 6.2: Legende zu Ausschnitt aus der geologischen Karte 1:200.000 Oberösterreich (KRENMAYER & SCHNABEL, 2006).

2007), einer tektonometamorphen Phase im Zeitraum 330 - 315 Ma, entsprechen. Die Intrusionskörper des **Weinsberger Granits**, ein grobkörniger I-Typ-Granit mit großen Kalifeldspat-Einsprenglingen, sind im Zeitraum vor etwa 330 bis 320 Ma eingedrungen (SCHUBERT et al., 2003). Für den **Schlierengranit** (FINGER, 1989) - dieser zumeist mittel- bis grobkörnige, oftmals stark geregelte, inhomogene I-Typ-Granit zeigt im Untersuchungsgebiet vielfach Übergänge zum Weinsberger Granit - und den Varianten des **Migmagranits** - bei diesen handelt es sich um fein- bis mittelkörnige, oft geregelte, inhomogene I-Typ-Granite bis -Diorite - ist ein ähnliches bzw. nur leicht jüngeres Bildungsalter anzunehmen, wie aus den Feldbeobachtungen auf Blatt Freistadt hervorgeht.

Jünger als die genannten Gesteine sind die **Mauthausener Granite**, die mit den Vertretern des Freistädter Granodiorits zur Gruppe der postorogenen Hochplutone gezählt werden (FRASL & FINGER, 1988). Für die Mauthausener Granite, es handelt sich um feinkörnige I-Typ-Granite, ist ein Bildungsalter von etwa 316 Ma anzunehmen (GERDES et al., 2003). Die jüngsten Intrusionen im Untersuchungsgebiet stellen die Vertreter des **Freistädter Granodiorits** dar. Sie lassen sich in die mittelkörnig ausgebildete Randfazies, die feinkörnige Kernfazies, den mittelkörnigen Grabengranit (FRIEDL, 1990) und die Porphyrite gliedern. Für diese I-Typ-Granite ist ein Bildungsalter von 310 bis 300 Ma anzunehmen (GERDES et al., 2003).

Hinsichtlich junger Sedimente im Befliegungsgebiet sind die von den „Schichten von Freistadt und Kefermarkt“ erfüllten Rinnen im Jaunitztal und im Raum Summerau sowie zwei südlich von Rainbach gelegene, von sandigem Ton und Schluff unbekanntes Alters erfüllte Senken hervorzuheben: Die „Schichten von Freistadt und Kefermarkt“ umfassen fluviatile Tone, Sande und gut gerundete Kiese oligozänen Alters. Im Zuge einer Grundwassererkundung (LOHBERGER, 1982) sind einige Bohrungen abgeteuft worden. Demnach folgen über grauschwarzem Ton Kiese und Sande. Die Gesamtmächtigkeit der „Schichten von Freistadt und Kefermarkt“ übersteigt im gegenständlichen Raum teilweise 50 m. Die Sedimente unbekanntes Alters in den beiden Senken südlich Rainbach sind im Zuge der Voruntersuchungen der ASFINAG für die S10 erbohrt worden. Diese wurden in den Bohrungen D1-16/04, D1-17/04 und D1-19/04 angetroffen. Letztere Bohrung führte bis 18,3 m u. GOK Tone, das anstehende Kristallin wurde 44,4 m u. GOK angetroffen. Sowohl im Raum nördlich Summerau als auch in den beiden Senken südlich von Rainbach sind über den jungen Sedimenten anmoorige Böden bis mächtige Torflage entwickelt, was in deren Verbreitungsgebiet einen dämpfenden Einfluss auf die Radiometrie ausübt (siehe Kapitel Radiometrie).

7 Magnetik

7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität

Gemessen wird bei dieser Methodik die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird jedoch die Anomalie des Magnetfelds, d. h. 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 (ΔT) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in [nT] (Nano-Tesla) angegeben.

Die magnetische Suszeptibilität [κ] (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.

Der Messpunktabstand beträgt entlang der Messprofile etwa 3 m bei einem Profilabstand von etwa 100 m.

Die Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebietes Rainbach ist in Abb. 7.1 dargestellt. Die Werte von ΔT liegen zwischen -28 und +201 nT, nicht polreduziert, feldfortgesetzt auf eine unebene Fläche. Dabei gruppiert sich ein deutliches Maximum um 0 nT. Der Wertebereich >40 nT umfasst nur etwa 3 % der Messwerte.

Die Abb. 7.2 zeigt diese Daten nach oben feldfortgesetzt und zwar auf eine Höhe von 1300 m über Adria Null. Durch diese Berechnung klingen kleinräumige, durch oberflächennahe Störkörper hervorgerufene Anomalien schneller ab als andere. In der Darstellung treten somit weiträumige und in großer tiefe liegende Störkörper hervor, was letztlich eine Annäherung an das Regionalfeld widerspiegelt.

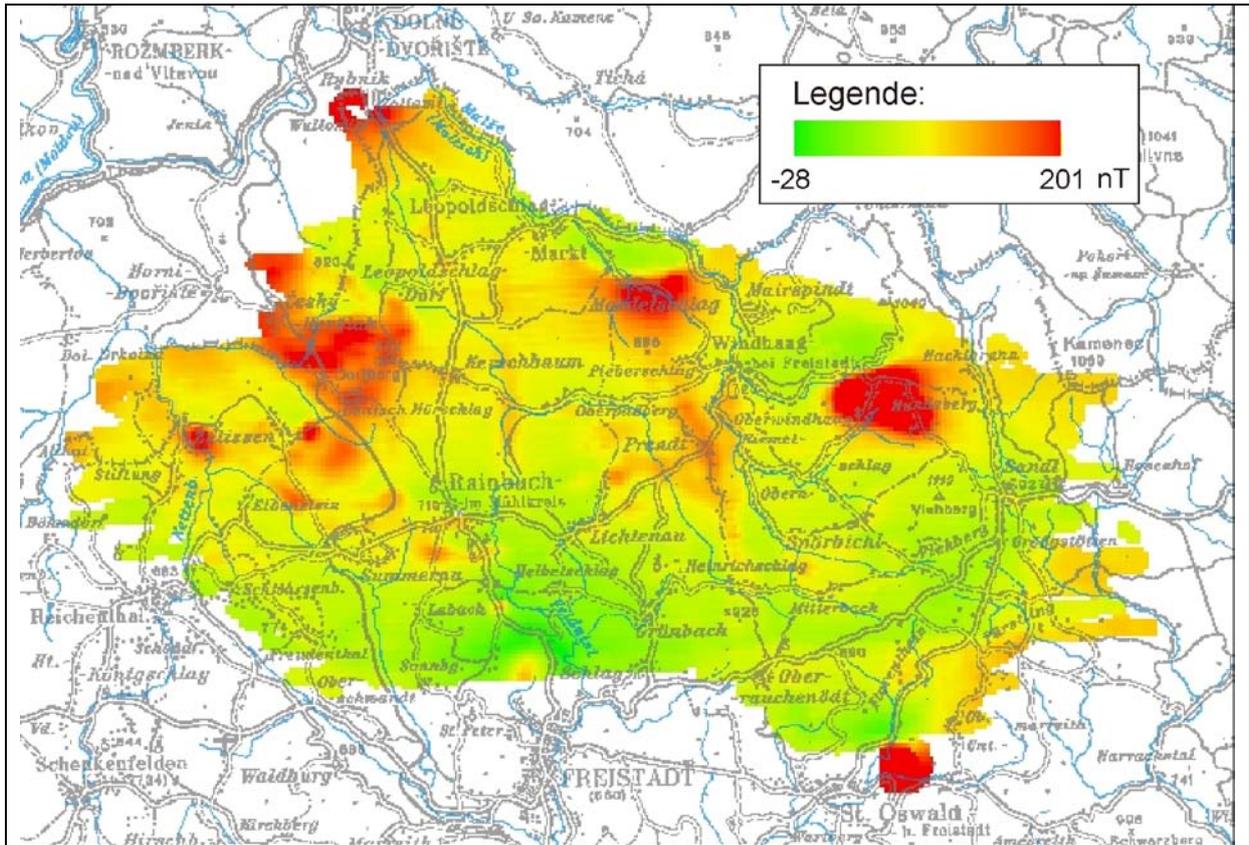


Abb. 7.1: Werte der magnetischen Totalintensität. Eingezeichnet sind weiters die Topographie in Form der wichtigsten Gewässer, Orte, Straßen und Bahnlinien.

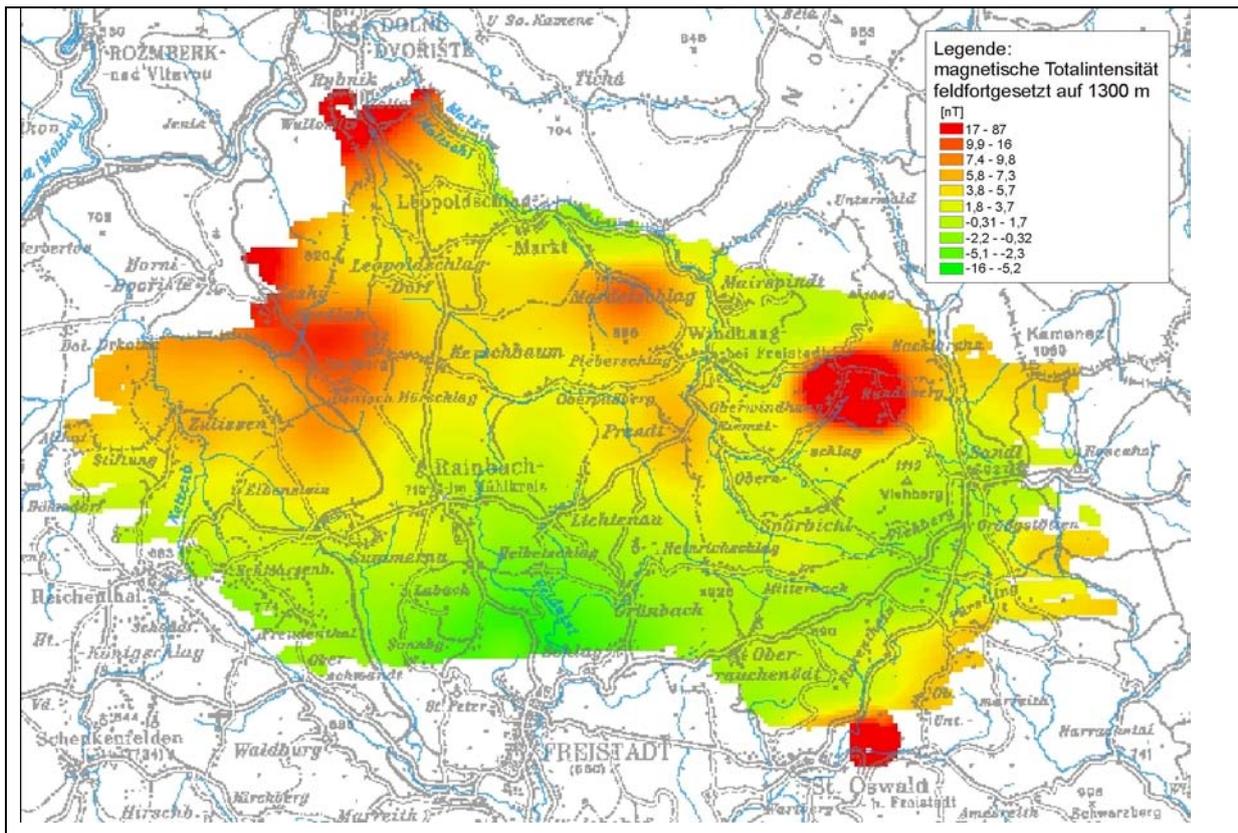


Abb. 7.2: Werte der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 1300 m. Eingezeichnet sind weiters die Topographie in Form der wichtigsten Gewässer, Orte, Straßen und Bahnlinien.

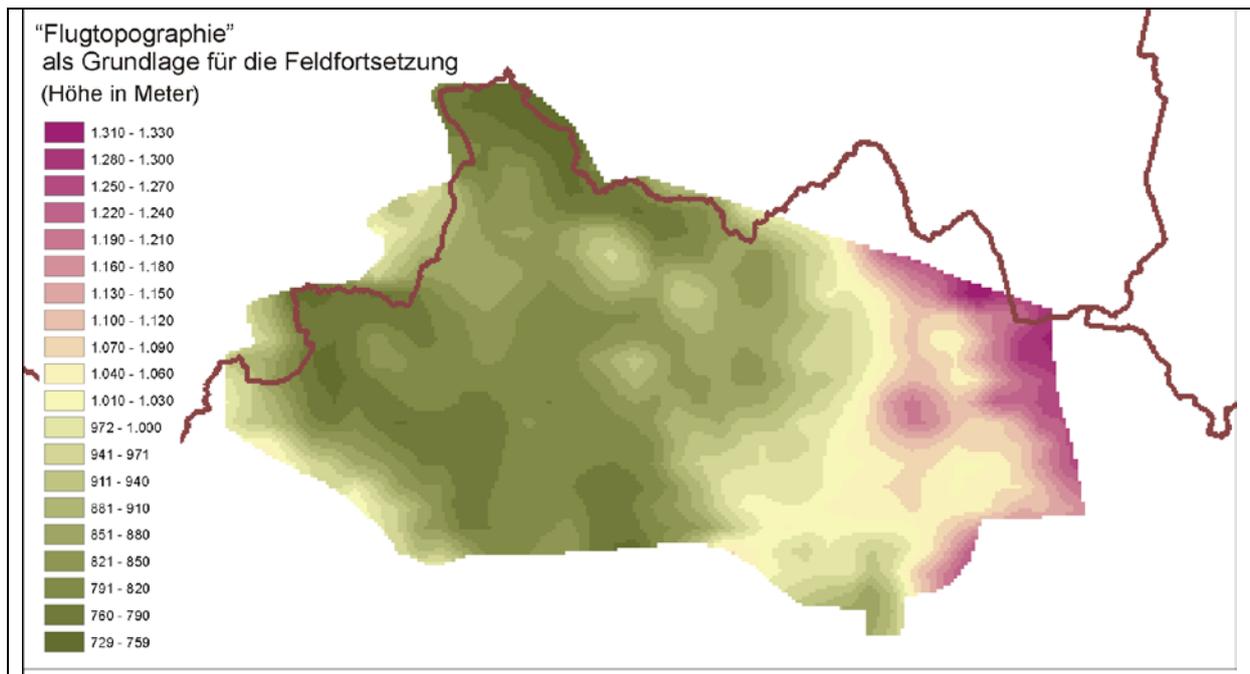


Abb. 7.3: Topographie der Basisfläche auf welche die Feldfortsetzung bezogen ist. Die Höhe ist in Metern über Geoid angegeben. Als geographischer Anhaltspunkt sind die Staats- bzw. Bundeslandsgrenzen eingezeichnet.

Die theoretische Flughöhe des Sensors beträgt 50 m über Grund, was aber in der Praxis nicht exakt einhaltbar ist. Daher muss die aus der Flugtopographie errechnete Fläche, auf die feldfortgesetzt wird, festgelegt werden. Die Abb. 7.3 zeigt jene Fläche entsprechend der Flugtopographie, auf welche die Feldfortsetzungen bezogen sind. Die hohen Werte am Rand (in der Abbildung großteils weggeschnitten) sind durch die Steigflüge des Hubschraubers beim Wenden bedingt. Diese Randbereiche werden daher hier nicht interpretiert.

Die Lage des Messgebietes im Umfeld der Magnetik des Mühlviertels ist in Abb. 7.4 anhand der Daten der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs AMVÖ (HEINZ et al., 1987, GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987, SEIBERL, 1991) dargestellt, die von A. AHL neu berechnet wurden (SLAPANSKY & AHL, 2009). Die Abbildung zeigt die Position des Messgebietes Rainbach (1) in rot.

Die Lagen der früheren Hubschraubermessgebiete sind in weiß dargestellt: (2) Peuerbach-Ried (SEIBERL, BRÜGGEMANN & PIRKL, 1995), (3) Westliches Mühlviertel (Nord und Süd) (SEIBERL & HEINZ, 1986 a), (4) Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), (5) Eferding (MOTSCHKA et al., 2009), (6) Gallneukirchen (SEIBERL et al., 1996), (7) Pregarten (SEIBERL & HEINZ, 1988 a), (8) Perg (SEIBERL & HEINZ, 1988 c), (9) Kefermarkt (SEIBERL & HEINZ, 1988 b), (10) Weinsberger Wald (SEIBERL & HEINZ, 1986 b), (11) Weitra (SEIBERL & HEINZ, 1986 c).

Die Lage des kombinierten Hubschrauber-Boden-Messgebietes (12) Weitra-Liebenau (HEINZ, 1992, GNOJEK & PRYCHISTAL, 1997) ist blau eingetragen.

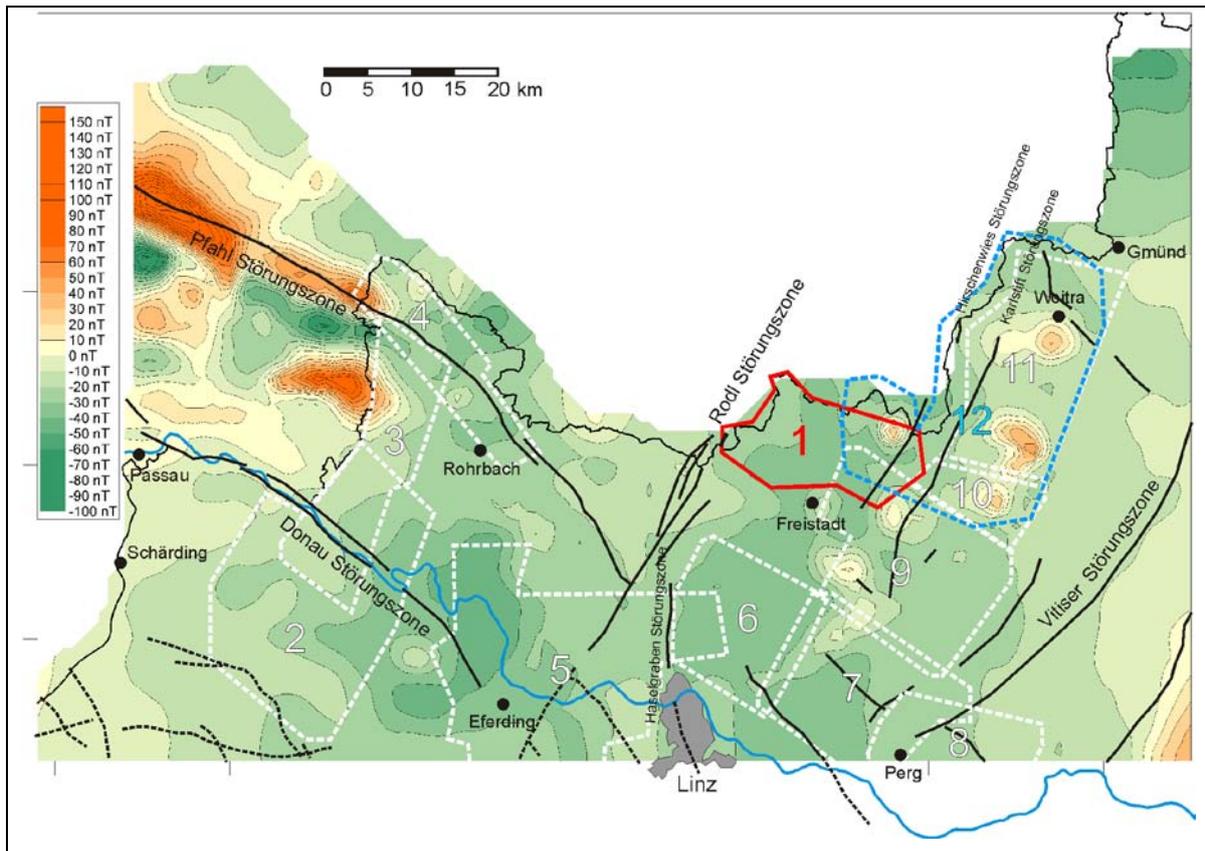


Abb. 7.4: Lage der Hubschraubermessgebiete im Mühlviertel und W Waldviertel (Messgebiet Rainbach (1) rot umrahmt) innerhalb der aeromagnetischen Karte von Österreich (nähere Erläuterung finden sich im Text), eingezeichnet sind weiters die bedeutendsten Störungszone (schwarze Linien: Störungen an der Oberfläche nach KRENMAYR & SCHNABEL, 2006, schwarze strichlierte Linien: Störungen im Untergrund der Molassesedimente nach KRÖLL et al., 2006).

7.2 Strukturelle Interpretation

Die räumliche Verteilung von ΔT ist sehr inhomogen. Es ist keine eindeutige Zuordnung zu einzelnen Lithologien oder tektonischen Zonen zu erkennen.

Die stärksten positiven Anomalien des Messgebietes sind in der Abb. 7.5 deutlich gemacht.

Die Gesteine mit den höchsten magnetischen Suszeptibilitäten sind im vorliegenden Gebiet zum einen basische bis ultrabasische Metamorphite, zum anderen aber auch stark alterierte Granite.

Basite und Ultrabasite treten im gesamten Untersuchungsgebiet aber nur sehr untergeordnet auf. Die lokalen magnetischen Anomalien müssen somit auf andere Quellen zurückgeführt werden.

Bei einigen stark magnetisierten Zonen 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 Magnetitanreicherungen sind im Gebiet des östlichen Mühlviertels und dem angrenzenden niederösterreichischen Waldviertel gut dokumentiert (HÜBL, 1993, ARIC et al., 1997, GNOJEK & PRICHYSTAL, 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 a).

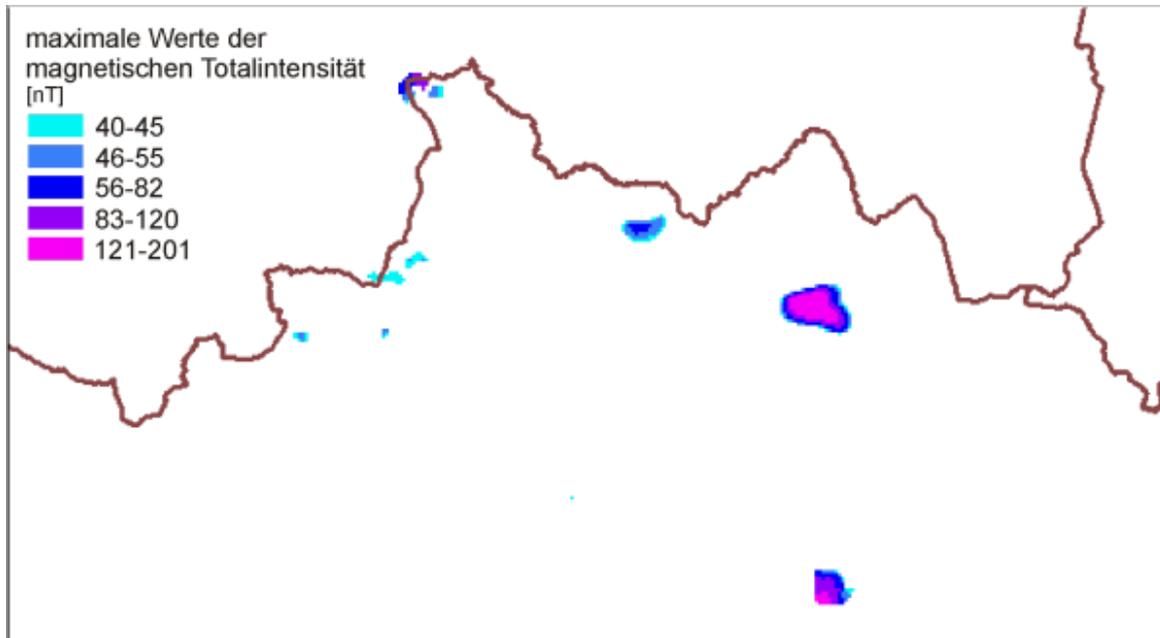


Abb. 7.5: Die Abbildung zeigt ausschließlich die Maxima der stärksten magnetischen Anomalien des Messgebietes, verglichen z. B. mit den Abb. 7.1 und 7.2. Zur Orientierung sind die Landes- und Bundeslandgrenzen eingetragen.

Ausgewählte Anomaliebereiche sind im Folgenden sowohl lithologisch wie strukturell kurz charakterisiert. Sie sind zusätzlich in Abbildungen, in denen die ΔT -Karte der geologischen Karte direkt gegenübergestellt ist, anschaulich gemacht (Abb. 7.6 bis 7.12).

Die besprochenen Anomalien liegen auf Blatt ÖK 16 Freistadt (SCHUBERT & FINGER, 2010) und auf Blatt ÖK 17 Großpertholz (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1977). Die Legende zu Blatt Freistadt findet sich in Abb. 9.3, jene zum Blatt Großpertholz steht als Abb. 7.13 im Anschluss an die Abbildungen der Anomalien.

- magnetische Anomalie bei Wulowitz (Abb. 7.6) (ÖK 16 Freistadt). Das Maximum beträgt 20-90 nT. Die Anomalie liegt im Grenzbereich zwischen Migmagranit und Mauthausener Granit. Allerdings ist ihre Fortsetzung gegen W und N nicht bekannt. Es könnte sich um das bekannte Phänomen der Magnetitbildung an Intrusionskontakten handeln.
- magnetische Anomalie bei St. Oswald (Abb. 7.7) (ÖK 17 Großpertholz). Im Raum von St. Oswald treten magnetische Maxima von 20 bis 120 nT auf. Diese liegen in Bereichen von Schiefergneisen bzw. im Grenzbereich zum Weinsberger Granit. Dort treten auch Einschaltungen von Mauthausener Granit und von Quarzdioriten bis Dioriten auf. Man befindet sich hier zudem im Bereich der Hirschwies-Störung. Es tritt ein östlich benachbartes zweites Maximum auf, erfasst im Hubschraubermessgebiet Kefermarkt (SEIBERL & HEINZ,

1988 b) im komplexen Kontaktbereich von Schiefergneis, Weinsberger Granit, Mauthausener Granit und Dioriten. Dieses liegt im Bereich der Karlstift Störung. Es ist in Abb. 7.7 nicht dargestellt.

- magnetische Anomalie bei Mardetschlag (Abb. 7.8) (ÖK 16 Freistadt). Die Anomalie liegt im Grenzbereich von Freistädter Granodiorit zu Weinsberger Granit. Das Maximum der magnetischen Totalintensität umfasst dort Werte zwischen 20 und 60 nT. Es ist leicht nachvollziehbar, dass die Form der Anomalie den lithologischen Grenzen folgt. Allerdings ist nicht auszuschließen, dass die nördlich und südlich davon auftretenden Feinkorngranite ebenfalls mit der magnetischen Anomalie genetisch in Bezug stehen könnten.
- magnetische Anomalie bei Sandl (Abb. 7.9) (ÖK 17 Großpertholz). Die Anomalie liegt im Feinkorngranit, der Schollen von Diorit und Weinsberger Granit führt, und zwar im Kontaktbereich zum Weinsberger Granit, der lokal von häufigen Granitgängen durchsetzt ist. Das Maximum der magnetischen Totalintensität beträgt 20 bis 201 nT, diese Anomalie ist somit die stärkste im gesamten Messgebiet. Es könnte sich auch hier um Magnetitbildung an Intrusionskontakten handeln. Für diese Anomalie liegt eine magnetische Modellierung vor (siehe Abschnitt 7.6, Abb. 7.15).
- magnetische Anomalien Kerschbaum-Hörschlag (Abb. 7.10) (ÖK 16 Freistadt). Diese Anomalie erscheint recht komplex zusammengesetzt zu sein. Der NW Teil liegt mitten im Freistädter Granodiorit. Am SW Rand bewegt sich die Anomalie in einem komplizierten Kontaktbereich zwischen Weinsberger Granit und Feinkorngranit, gegen NE zieht sie mitten in den Karlstift Granit hinein. Das Maximum der magnetischen Totalintensität beträgt 20 bis 40 nT. Ein Zusammenhang mit Intrusionskontakten könnte gegeben sein.
- magnetische Anomalien W Rainbach (Abb. 7.11) (ÖK 16 Freistadt). Es handelt sich um eine Reihe von Anomalien in unterschiedlichen Positionen. Die Anomalie am Nordrand der Abbildung liegt im Karlstift Granit (siehe auch Anomalien Kerschbaum-Hörschlag), die Anomalie N Stiftung (20-50 nT) und die Anomalie E Zulissen (20-55 nT) liegen im Grenzbereich von Weinsberger und Feinkorngranit, die Anomalie E Eibenstein (20-27 nT) liegt mitten im Weinsberger Granit, und die Anomalie S Rainbach (10-23 nT) liegt mitten im Feinkorngranit.
- magnetische Anomalien SW Windhaag (Abb. 7.12) (ÖK16 Freistadt). Die Interpretation dieser Anomalien erscheint unklar. Ein Maximum NE Lichtenau liegt im Schlierengranit, eines im Bereich Prendt im Feinkorngranit. Die magnetische Totalintensität beträgt 10-20 nT.

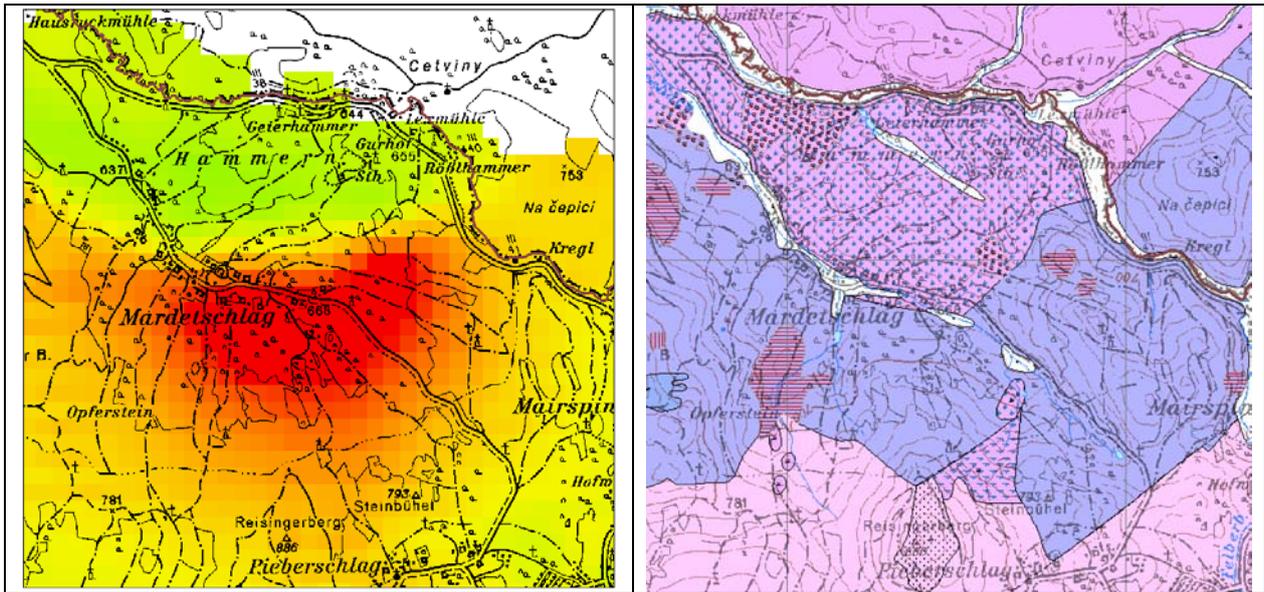


Abb. 7.8: Magnetische Anomalie bei Mardetschlag (ÖK 16 Freistadt).

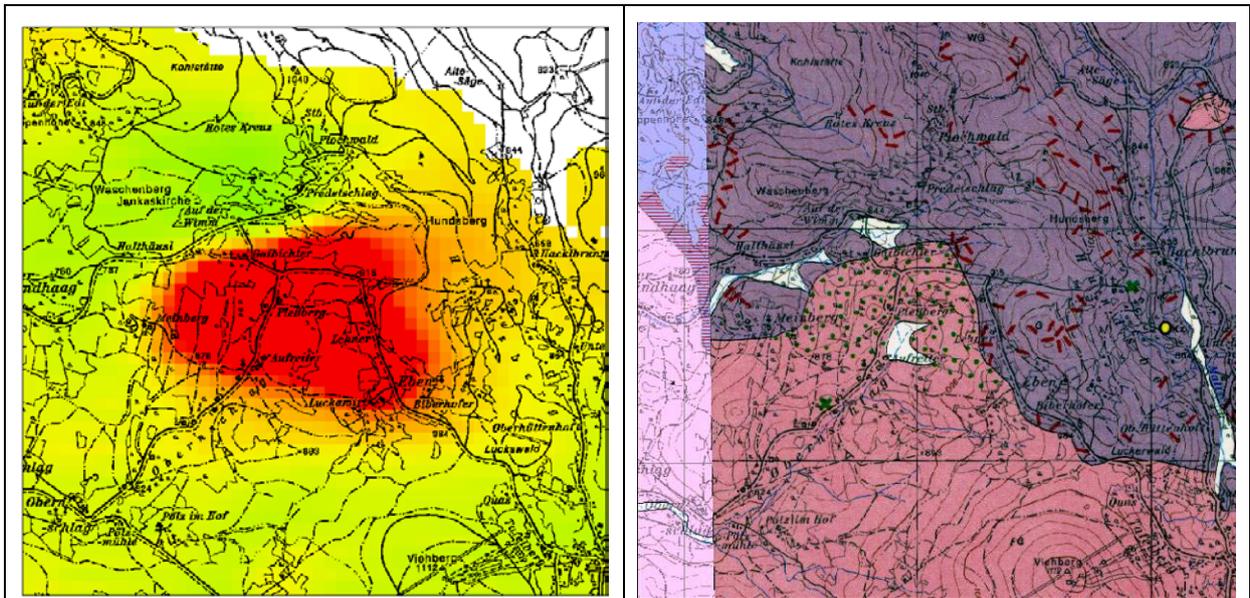


Abb. 7.9: Magnetische Anomalie bei Sandl (ÖK 16 Freistadt, ÖK 17 Großpertholz).

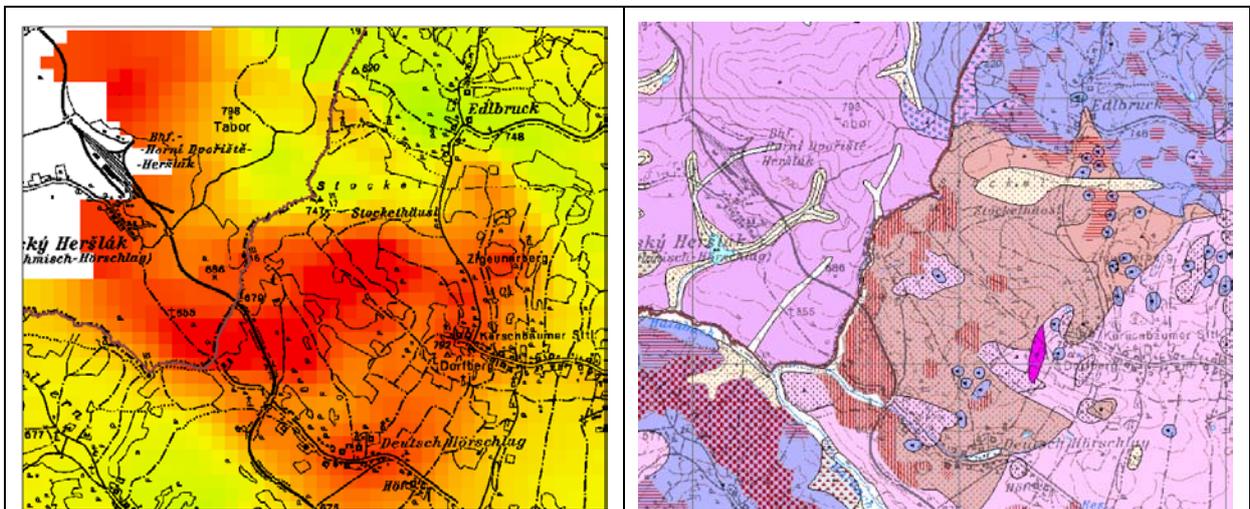


Abb. 7.10: Magnetische Anomalien Kerschbaum-Hörschlag (ÖK 16 Freistadt). Die Farbgebung der geologischen Karte ist etwas anders als die der Legende.

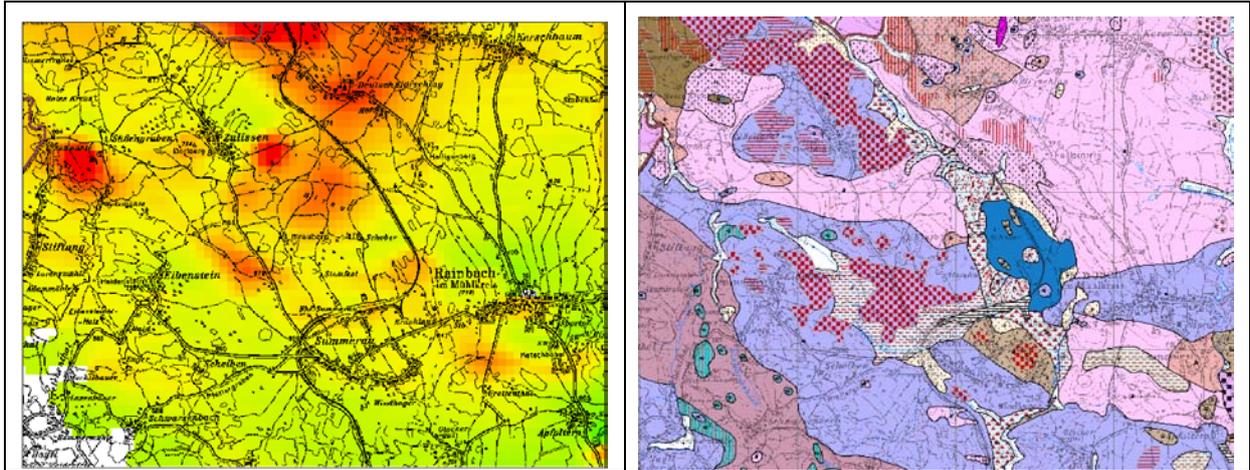


Abb. 7.11: Magnetische Anomalien W Rainbach (ÖK16 Freistadt). Die Farbgebung der geologischen Karte ist etwas anders als in der Legende.

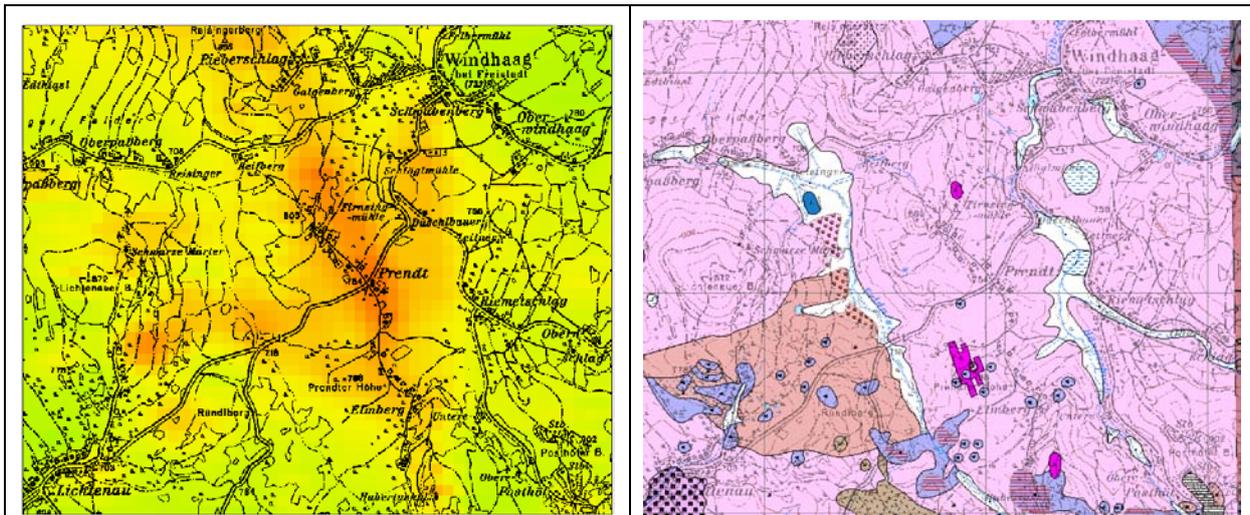


Abb. 7.12: Magnetische Anomalie SW Windhaag (ÖK16 Freistadt). Die Farbgebung der geologischen Karte ist etwas anders als in der Legende.

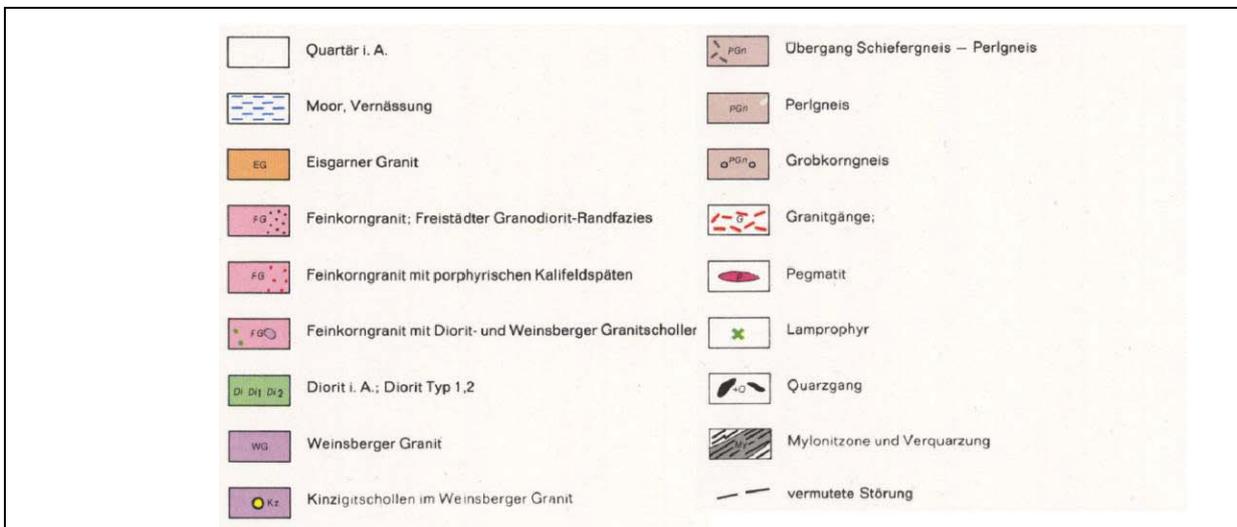


Abb 7.13: Legende zu Blatt ÖK17 Großpertholz.

Die bodenmagnetischen Untersuchungen durch GNOJEK & PRICHYSTAL (1997) im Ostteil des Hubschraubermessgebietes Rainbach ergaben, dass praktisch alle magnetischen Anomalien mit sehr hohen magnetischen Suszeptibilitäten am Boden korrelieren. Das bedeutet, dass die Störkörper dort an der Oberfläche anstehen.

Die Feldfortsetzung auf 1300 m über Adria Null (Abb. 7.2) betont die großräumigen und/oder in größerer Tiefe liegenden Störkörper, während kleinräumige und oberflächennahe Störkörper nicht mehr zu erkennen sind.

Regionale Bedeutung haben im Messgebiet Rainbach nur die Anomalie von Sandl und die Anomalie von St. Oswald. Letztere ist dabei gemeinsam mit der unmittelbar östlich davon gelegenen Anomalie im Messgebiet Kefermarkt (SEIBERL & HEINZ, 1988 b) zu betrachten.

Das Regionalfeld ist in Abb. 7.4 dargestellt. Das Messniveau ist dort 1400 m über Adria Null, die Anomalien sind polreduziert berechnet.

Die unmittelbar S des Messgebietes Rainbach liegende Anomalie bei Freistadt (in Abb. 7.4) bewirkt durch ihr nördlich vorgelagertes Minimum die Zone mit geringen ΔT Werten am S Rand des Messgebietes Rainbach.

7.3 Anthropogene Störungen der Magnetikmessungen

Die Erfassung möglicher anthropogener Störungen darf insbesondere bei lokalen Interpretationen der Daten nie unterbleiben. Neben topographischen Karten hat sich dabei „Google Map“ als Hilfsmittel bei der Auswertung bewährt. Es konnten im Messgebiet Rainbach zwei, sehr wahrscheinlich anthropogen verursachte Anomalien festgestellt werden und zwar eine kleine Anomalie um ein Industrie- oder Gewerbebetrieb wenige 100 m SE Abfoltern sowie eine kleine Anomalie im Bereich der Eisenbahnanlagen NE des Bahnhofs Summerau. Dies wäre aber im Einzelfall nachzuprüfen.

7.4 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität $[\kappa]$ (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.

Die magnetische Suszeptibilität $[\kappa]$ 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.

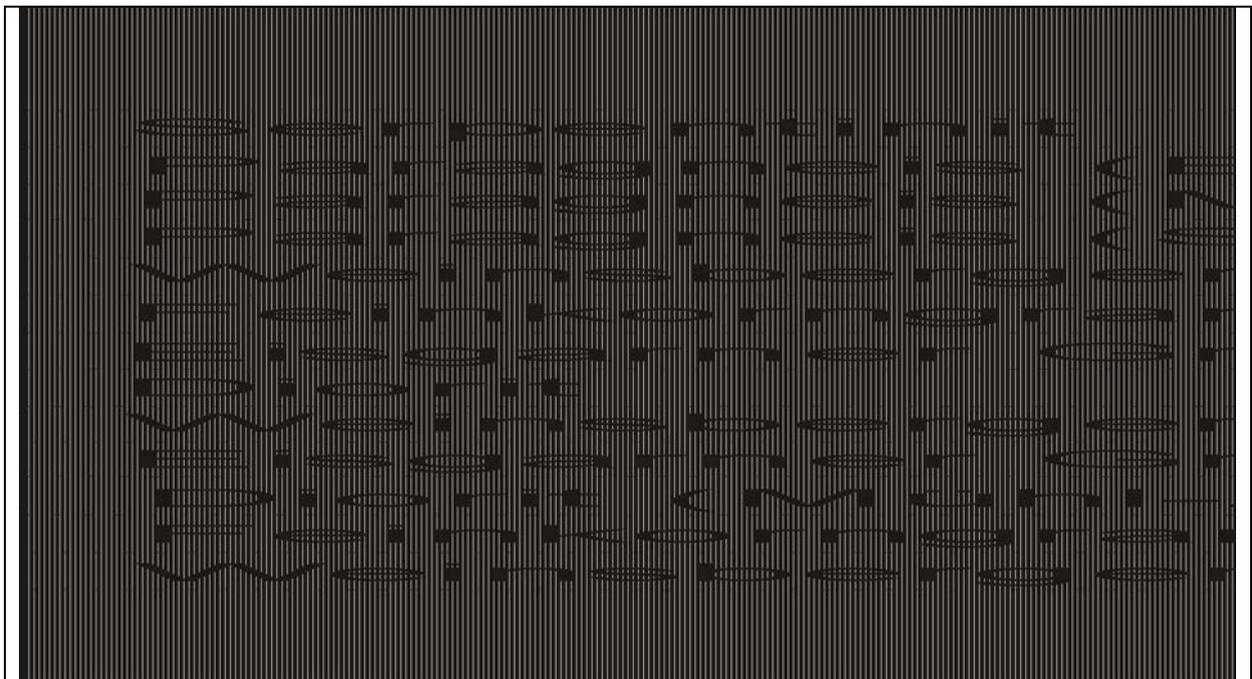
Die Werte der magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine des Mühlviertels wurden detailliert von JILG (1992) und LENZ et al. (1996) bearbeitet. Es zeigte sich, dass die Magnetisierungskontraste innerhalb des Kristallins zumeist sehr gering sind. Es treten allerdings gerade bei den jüngeren Plutoniten (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 & PRYICHYSTAL (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 Messgebietes Rainbach dargestellt (nach JILG, 1992). Die Tab. 7.1 zeigt graphisch anschaulich Minimum, Maximum, Medianwert und oberen und unteren Quartilwert. Die Tab. 7.2 zeigt dazu noch weitere statistische Parameter, aus denen u. A. die Symmetrie oder Schiefe der Verteilung hervorgeht.

Die magnetische Suszeptibilitäten der sauren Intrusiva sind, wie zu erwarten, großteils 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 6×10^{-3} SI), aber auch Amphibolite (mit extremen Werten bis zu 46×10^{-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 Messgebietes Rainbach (gezeichnet nach JILG, 1992).

Gestein	Minimum	Maximum	Mittelwert	Medianwert	Modalwert
Serpentinit	13,80	34,00	23,86	19,80	33,00
Paragneis BZ	0,24	0,31	0,27	0,27	0,24
Paragneis MZ	0,08	1,40	0,44	0,28	0,20
Weinsberger Granit	0,00	0,34	0,17	0,16	0,16
Feinkorngranite	0,00	5,32	0,55	0,16	0,20
Diorite	0,20	0,92	0,39	0,35	0,36
Weinsberger Granit BZ	0,16	0,32	0,24	0,25	0,16
Diorite MZ	0,32	1,36	0,67	0,50	0,32
Feinkorngranite MZ	0,32	1,36	0,67	0,50	0,32
Weinsberger Granit MZ	0,16	3,00	0,53	0,32	0,40

Tab. 7.2: Statistische Werte zu magnetischen Suszeptibilitätsmessungen im Mühlviertel (JILG, 1992). (BZ...Böhmerwald Zone, MZ...Mühl Zone, SZ...Sawwald Zone).

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 im Einzelfall oder lokal stets mit Vorbehalt anzuwenden sind.

Die Abb. 7.14 zeigt die Suszeptibilitätsverteilung für einige Granittypen (Weinsberger Granit in unterschiedlichen Ausformungen, Eisgarner Granit, Schärddinger 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.

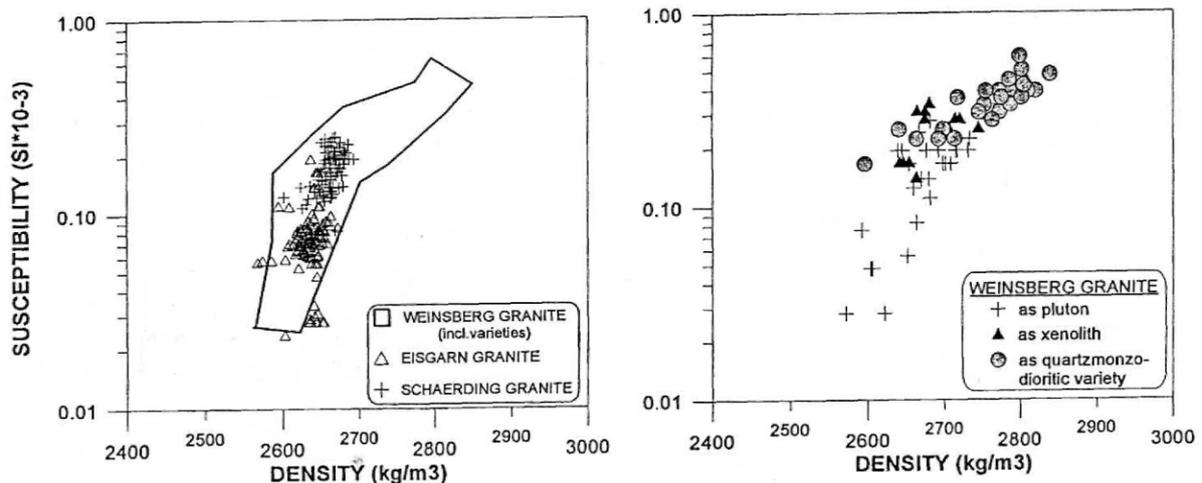


Abb.7.14: magnetische Suszeptibilitäts- und Dichteverteilung einiger Granittypen des Mühlviertels (insbesondere verschiedene Typen des Weinsberger Granits) und des Sawwaldes (LENZ et al., 1996).

7.5 Polreduktion und Feldfortsetzung

7.5.1 Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol

Die Inklination des magnetischen Hauptfeldes (in Österreich etwa 63°) bewirkt, dass die Maxima der magnetischen Anomalien nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper korrelieren. Dieses Problem tritt nicht auf, wenn das Magnetfeld mit 90° einfällt. Werden die Messwerte unter der fiktiven Annahme eines mit 90° einfallenden Feldes (polreduziert) berechnet, kommt das Maximum der Anomalie im Allgemeinen direkt über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine remanente Magnetisierung vor, verschwindet das im N

vorgelagerte Minimum (BLAUMOSER, 1992 a). Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu.

7.5.2 Feldfortsetzung

Mittels Feldfortsetzung erfolgt eine Transformation der gemessenen Anomalie auf ein Niveau, das sowohl unter, wie auch (wie im vorliegenden Fall) über der Messebene liegen kann. Voraussetzung des Verfahrens ist Quellenfreiheit zwischen Mess- und Fortsetzungsebene.

Bei der Feldfortsetzung nach oben klingen kleinräumige (kurzwellige), durch oberflächennahe Störkörper hervorgerufene Anomalien schneller ab als die übrigen. Im Ergebnis entsteht eine Darstellung, in der weiträumige Störkörper bzw. solche in größerer Tiefe hervortreten. Sie widerspiegeln letztlich ein potentialtheoretisch fundiertes Regionalfeld (AHL, unveröff. Manuskript, BLAUMOSER, 1992 b).

7.6 Magnetische Modellrechnung

Für die Anomalie bei Sandl liegt eine Störkörperberechnung durch GNOJEK & PRICHYSTAL (1997) vor.

Unter der Annahme von magnetischen Suszeptibilitäten zwischen 8 und 13×10^{-3} SI ergibt sich, dass der bis an die Oberfläche reichende Störkörper in 600 bis 800 m Tiefe endet. Bei einer Annahme noch höherer Suszeptibilitäten wäre die Lage des Störkörpers noch seichter.

GNOJEK & PRICHYSTAL (1997) interpretieren dies so, dass der heute existierende Störkörper den Rest eines ursprünglich mächtigeren, stark magnetisierten Körpers darstellt.

Eine Darstellung des modellierten Magnetikprofils und des Profilschnitts durch den Störkörper ist in Abb. 7.15 gegeben.

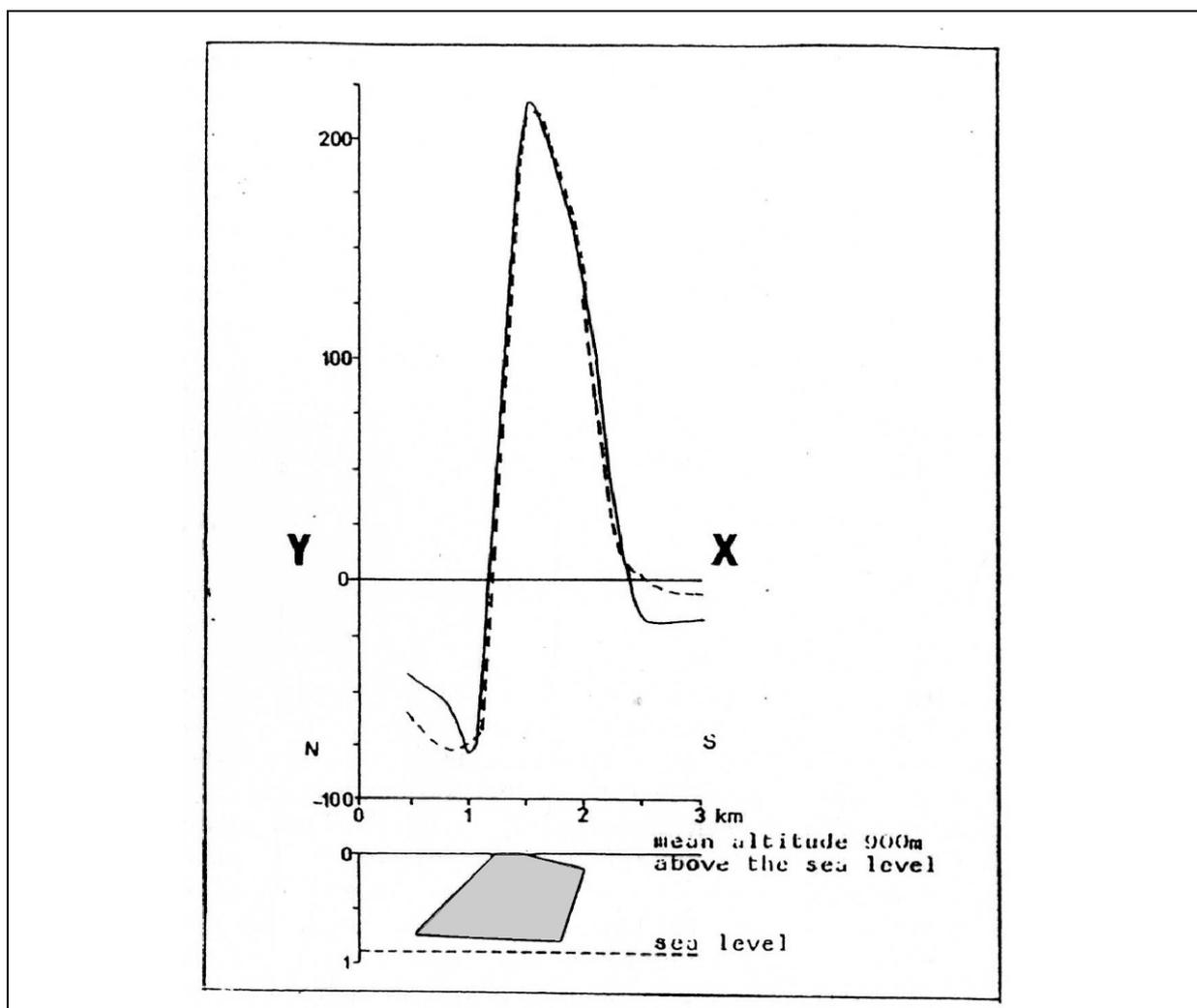


Abb. 7.15: Magnetische Modellierung eines N-S Profils durch die Anomalie bei Sandl. Die gepunktete Linie zeigt die gemessenen, die strichlierte Linie die berechneten Werte von ΔT . Für die Berechnung wurde eine magnetische Suszeptibilität von $12,4 \times 10^{-3}$ SI angenommen.

7.7 Vergleich zwischen Hubschrauber- und Bodenmessungen

Im Jahr 1992 wurden in der östlichen Hälfte des Messgebietes Rainbach bodengeophysikalische Untersuchungen in einer Zusammenarbeit von GBA, Geophysika Bruno und der Masaryk Univ. Brünn im Rahmen des Projekts ÜLG-28 durchgeführt. Die Ergebnisse wurden in Form eines Berichts (HEINZ, 1992) und später von GNOJEK & PRYCHISTAL (1997) publiziert.

In diesem Rahmen wurden neben radiometrischen Messungen, flächendeckende bodengeophysikalische Messungen der magnetischen Totalintensität und der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt.

Die Ergebnisse dieser direkt am Boden durchgeführten Messungen werden im Folgenden mit den Ergebnissen der Hubschraubermagnetikmessungen der magnetischen Totalintensität verglichen.

Es zeigt sich, dass die starke Anomalie bei Sandl bezüglich der magnetischen Totalintensität gut übereinstimmend erfasst wurde. Bei kleineren Anomalien ergeben sich geringfügige Abweichungen (Abb. 7.16).

Der Vergleich von Hubschraubermagnetik (Totalintensität) und magnetischer Suszeptibilität ergibt eine Übereinstimmung bezüglich der Anomalie von Sandl. Weiter W gelegene kleinere Anomalien wurden hingegen in den Suszeptibilitätsmessungen nicht erfasst. Das heißt, dass die Störkörper dort etwas tiefer liegen müssen.

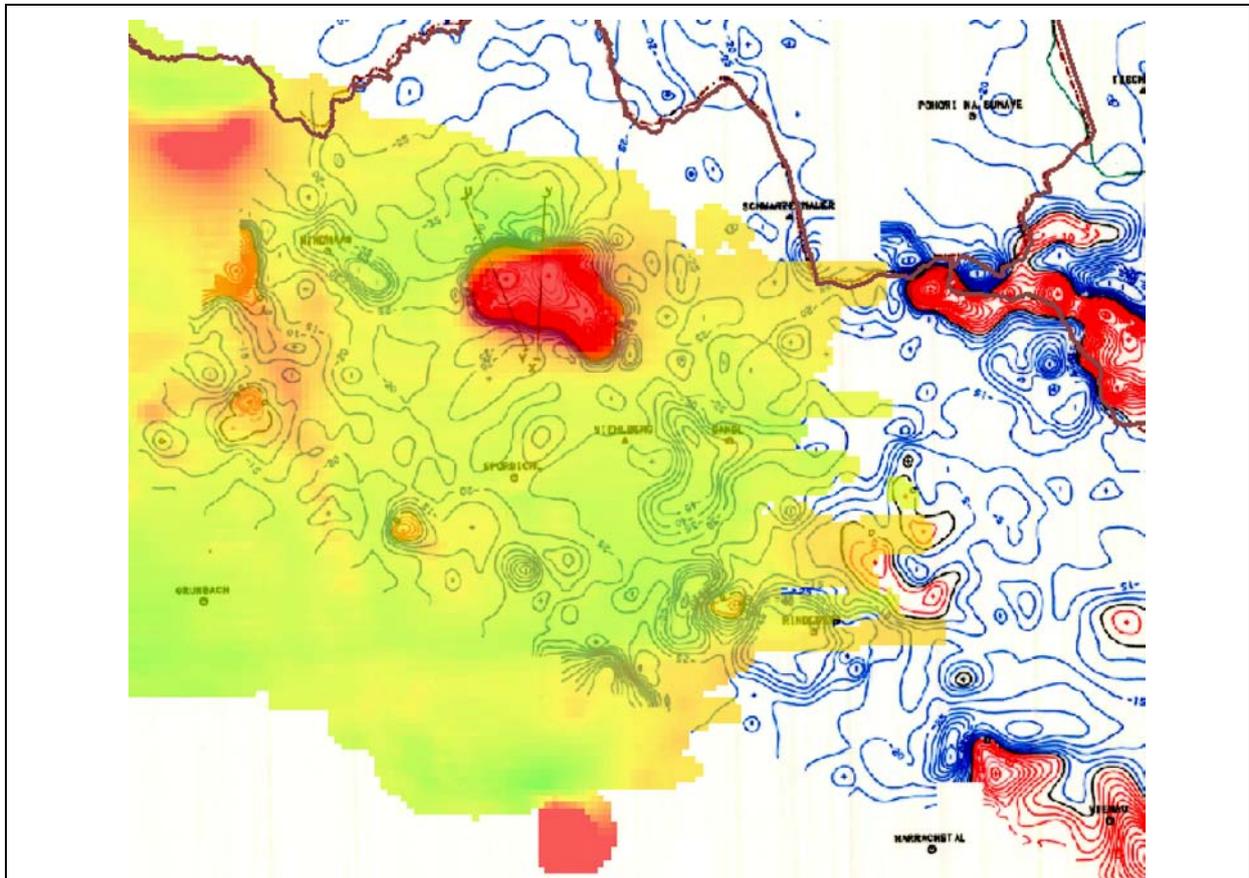


Abb. 7.16: Vergleich zwischen der Hubschraubermagnetik (magnetische Totalintensität) und magnetischen Bodenmessungen (magnetische Totalintensität).

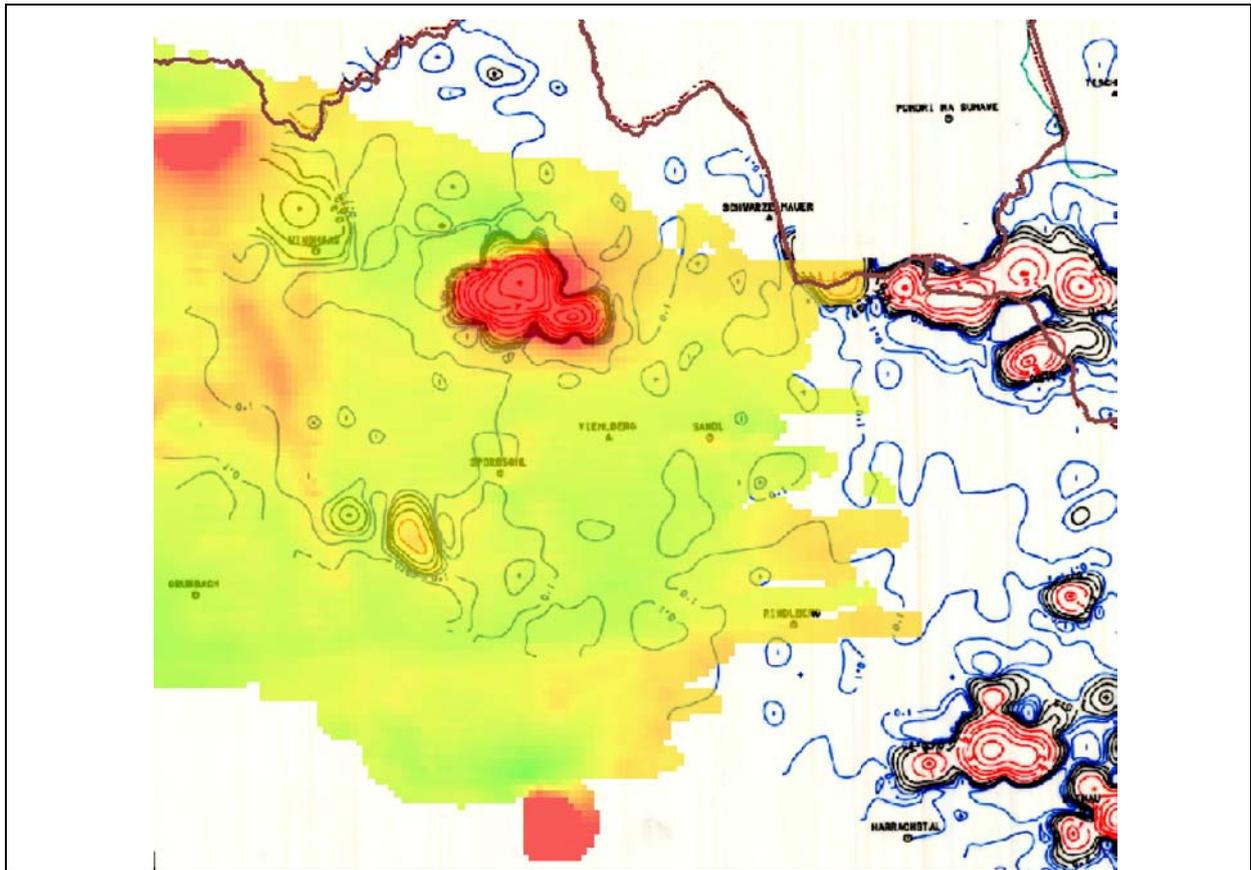


Abb. 7.17: Vergleich zwischen der Hubschraubermagnetik (magnetische Totalintensität) und magnetischen bodengeophysikalischen Suszeptibilitätsmessungen.

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 Messungengenauigkeit 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 Hubschrauber-geophysik 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 zu erwartende Widerstände und/oder Mächtigkeiten - der Modellrechnung unterlegt. Beide Wege wurden im vorliegenden Fall beschritten.

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 (Abb. 8.1).

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.

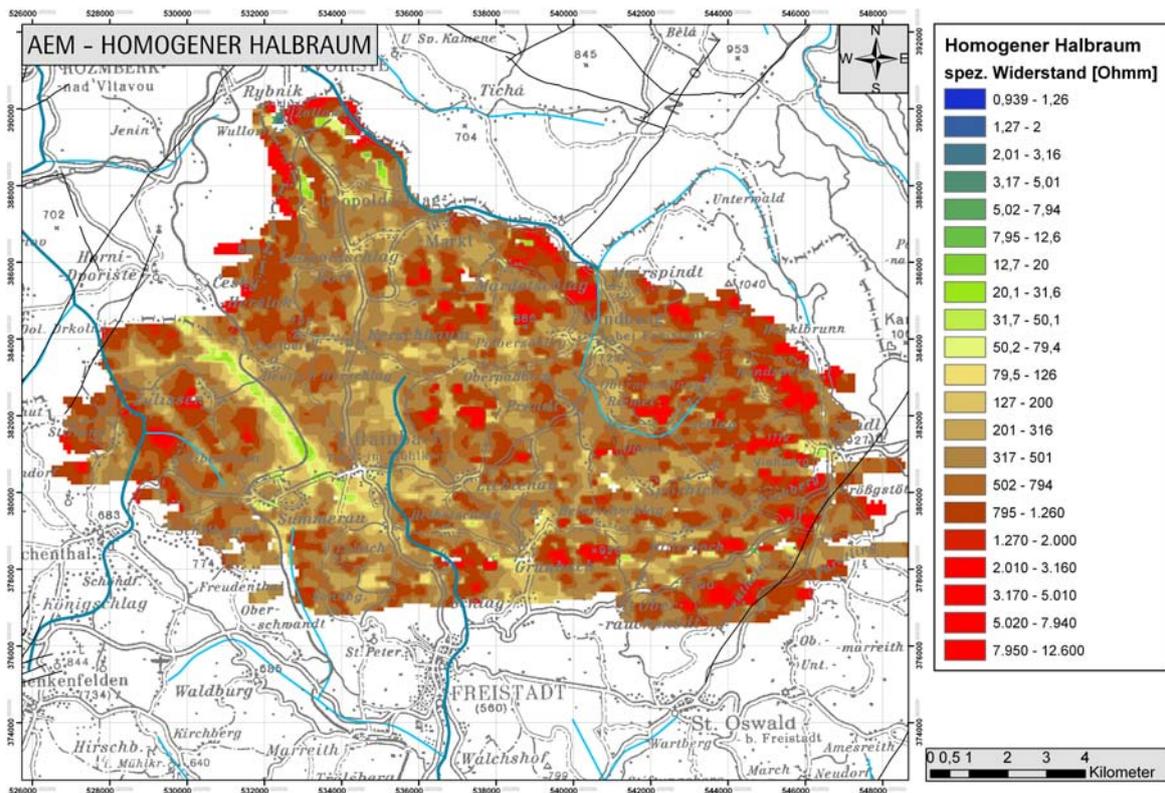


Abb. 8.1: Spezifischer elektrischer Widerstand homogener Halbraum im Messgebiet Rainbach. Eingezeichnet sind weiters die Topographie in Form der wichtigsten Gewässer, Orte, Straßen und Bahnlinien.

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.

Unter Zuhilfenahme von Randbedingungen kann die Mehrdeutigkeit des Modells eingeschränkt werden. Für das Messgebiet Rainbach wurde die Wahrscheinlichkeit für einen hohen Widerstand der 2. Schicht als Randbedingung vorgegeben.

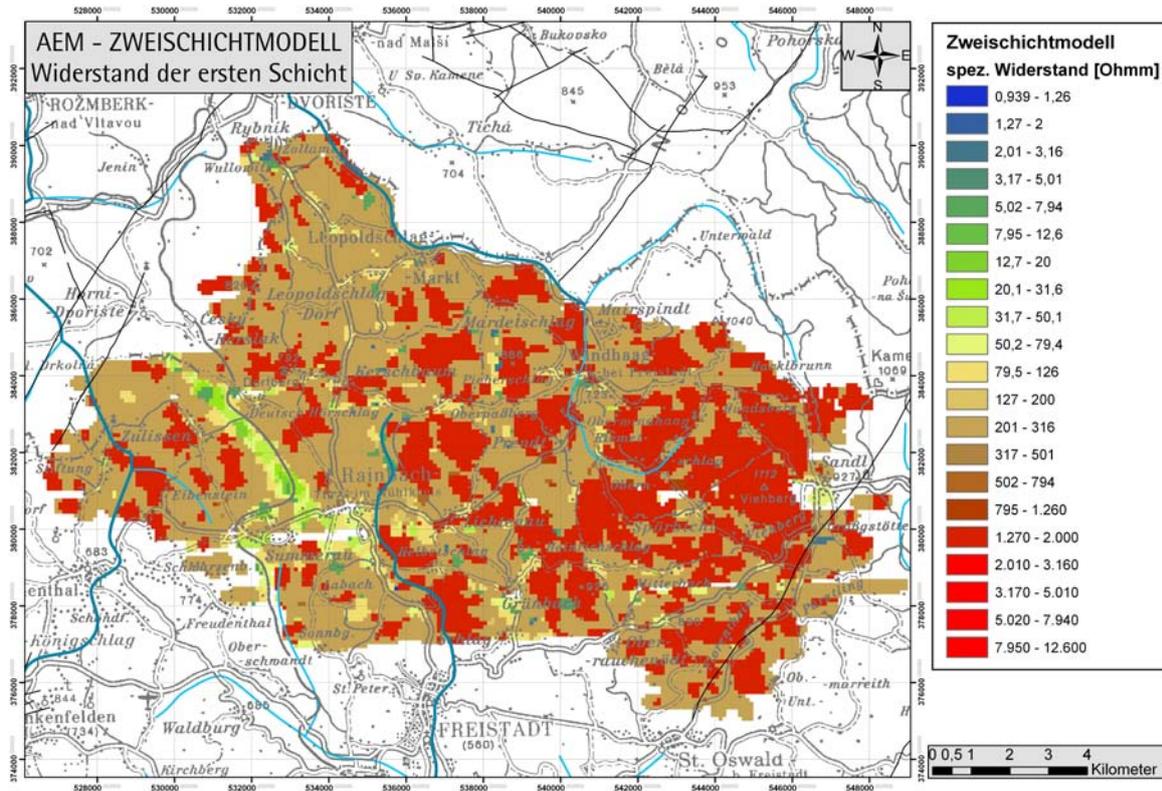


Abb. 8.2: Spezifischer elektrischer Widerstand der ersten Schicht im Messgebiet Rainbach. Eingezeichnet sind weiters die Topographie in Form der wichtigsten Gewässer, Orte, Straßen und Bahnlinien.

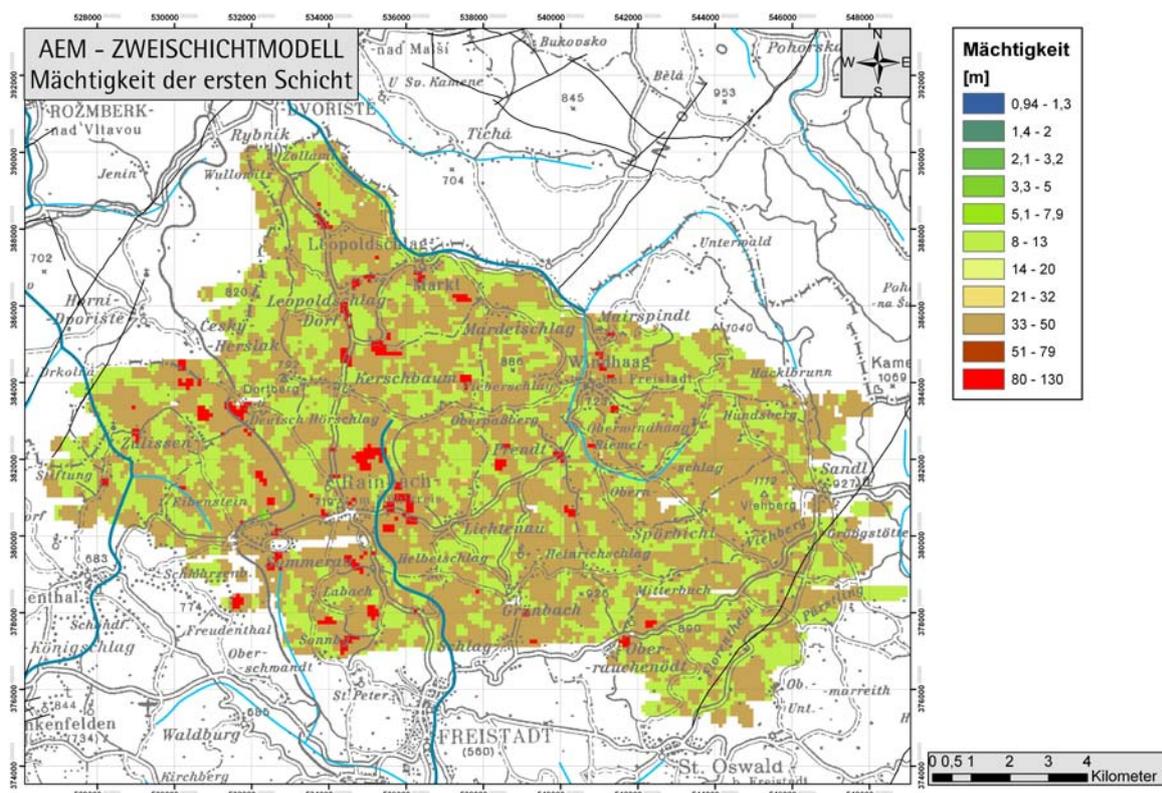


Abb. 8.3: Scheinbare Mächtigkeit der ersten Schicht im Messgebiet Rainbach. Eingezeichnet sind weiters die Topographie in Form der wichtigsten Gewässer, Orte, Straßen und Bahnlinien.

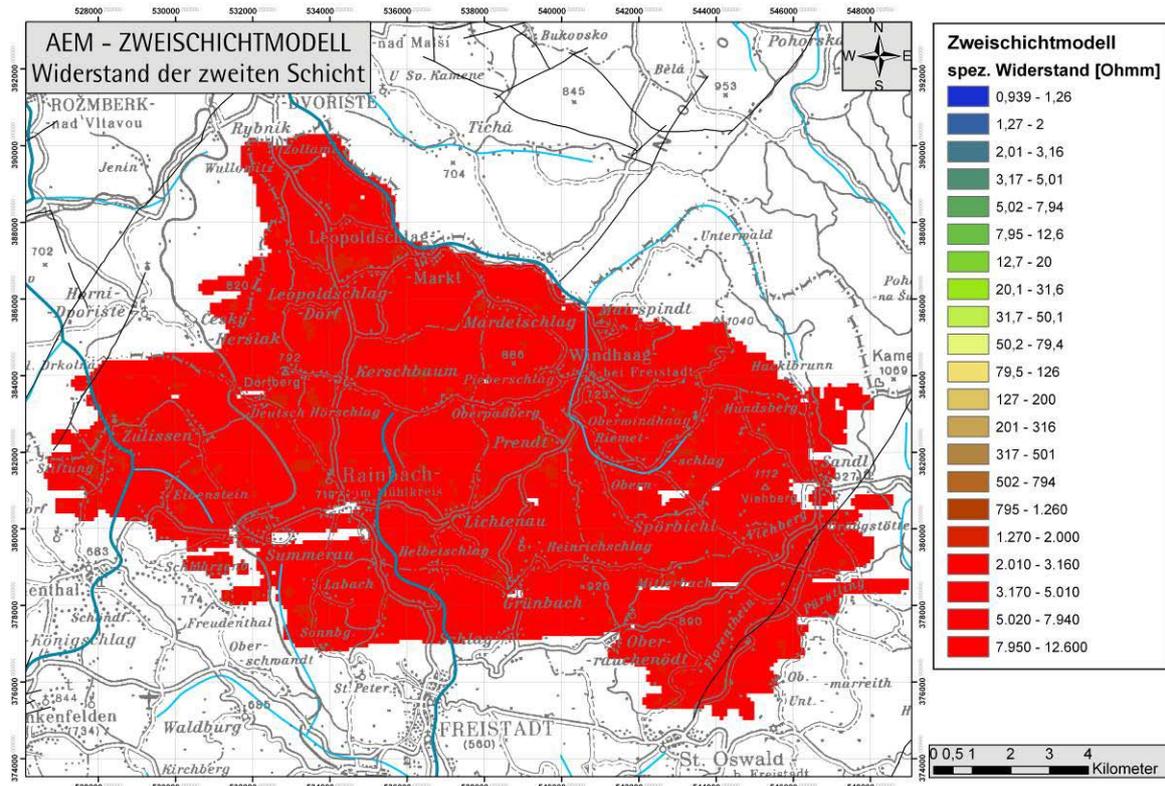


Abb. 8.4: Spezifischer elektrischer Widerstand der zweiten Schicht im Messgebiet Rainbach. Eingezeichnet sind weiters die Topographie in Form der wichtigsten Gewässer, Orte, Straßen und Bahnlinien.

8.2 Interpretation AEM - HHM und Zweischichtmodell

Die Interpretation der Daten der Elektromagnetik bezieht sich auf das Ergebnis zweier Modellrechnungen, nämlich auf das Modell eines homogenen Halbraumes (Kapitel 8.1.1) und auf ein homogenes, horizontal geschichtetes Zweischichtmodell (Kapitel 8.1.2). Bei letzterem wurde als Randbedingung angenommen, dass die untere (zweite) Schicht einen sehr hohen Widerstand aufweist, wie er in Granitgebieten zu erwarten ist.

Homogener Halbraum (vgl. Abb. 8.1)

In Abb. 8.1 hebt sich das Freistädter Tertiär als NW-SE-gerichtete, niederohmige Zone vom umgebenden Kristallin ab. Der im Modell errechnete spezifische Widerstand beträgt hier zumeist etwa 20 Ohm und streut zwischen 10 bis 220 Ohm. Die E-W-gerichtete, ebenfalls niederohmige Zone südlich von Kerschbaum wird vermutlich auf eine elektromagnetische Störung während der Messung zurückgehen, da für sie kein geogener Grund ersichtlich ist und sie einer Fluglinie folgt. Die gleiche Ursache ist auch für die niederohmige Schleife bei Leopoldschlag anzunehmen, die ebenfalls entlang einer Fluglinie auftritt.

Das Verbreitungsgebiet der kristallinen Gesteine zeichnet sich durch in der Regel deutlich höhere, im Modell errechnete spezifische Widerstände aus.

Zweischichtmodell (vgl. Abb. 8.2 bis 8.4)

Der im Zweischichtmodell errechnete spezifische Widerstand der zweiten (unteren) Schicht liegt größenordnungsmäßig um 10000 Ohmm (Abb. 8.4). Dieser Wert repräsentiert den hohen Widerstand des unverwitterten Granits.

Die Mächtigkeit der modellierten ersten Schicht (Abb. 8.3) liegt überwiegend im Bereich von 10 bis 40 m. Im Verbreitungsgebiet der kristallinen Gesteine beträgt der errechnete Widerstand dieser ersten Schicht (Abb. 8.2) zumeist um 250 bis 1600 Ohmm. Das entspricht vermutlich dem mit Steinen durchsetzten Grus.

Im Verbreitungsgebiet des Freistädter Tertiärs ist der modellierte spezifische Widerstand deutlich niedriger, er beträgt zumeist etwa 6 bis 100 Ohmm. Die dazu modellierte Mächtigkeit liegt fast durchwegs um 40 m. Sie entspricht damit größenordnungsmäßig dem in LOHBERGER (1982) wiedergegebenen Bohrerergebnis. Im Zuge dieser Grundwassererkundung wurden zwischen Zulissen und Freudenthal in der Sedimentrinne zehn Bohrungen abgeteuft. Die Kristallinoberkante wurde dabei zwischen 10,15 und 54,3 m u. GOK, im Mittel bei 34 m u. GOK angetroffen. In der erbohrten Sedimentfüllung folgten über grau-schwarzem Ton Sand und Kies.

Die Sedimente unbekanntes Alters in den beiden zwischen Rainbach und Dreißgen gelegenen Senken (vgl. Abb. 9.5) zeichnen sich in der Elektromagnetik in ähnlicher Weise ab, wie das Freistädter Tertiär, aber nicht so deutlich. Letzteres hängt vermutlich mit ihrer geringeren räumlichen Verbreitung zusammen. Diese Sedimente wurden im Zuge der Voruntersuchungen für die S10 durch die Bohrungen D1-16/04, D1-17/04 und D1-19/04 aufgeschlossen (ASFINAG). Letztere Bohrung erschloss beispielsweise bis 18,3 m u. GOK Tone, das anstehende Kristallin wurde 44,4 m u. GOK angetroffen.

8.3 Interpretation Geoelektrik versus AEM – HHM und Zweischichtmodell

Einleitung und Aufgabenstellung

Für die geologische Kartierung auf Blatt 16 und für die Interpretation der aerogeophysikalischen Messergebnisse, im speziellen der aeroelektromagnetischen (AEM) Daten, des Messgebietes Rainbach wurden in 2 Kampagnen (2008, 2009) insgesamt 8 geoelektrische Profile vermessen. Die Details zu den Profilen sind in der nachfolgenden Tabelle 8.3 angegeben. Die Position der Profile ist aus Abb. 8.5 ersichtlich.

Laut geologischer Karte Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) liegen die geoelektrischen Profile v.a. im Bereich des Freistädter Granodiorits und der Paragneise, welcher an manchen Stellen von den Freistädter Sedimenten überlagert wird. Das Ziel dieser geoelektrischen Kampagnen war, die Verbreitung und Mächtigkeiten dieser Sedimente zu bestimmen. Ein Vergleich mit vorhandenen Bohrungen zeigt, dass die pelitischen Sedimente (Schluffe, Tone) an den geoelektrischen Profilen 1, 2 und 3 als niederohmige Strukturen sehr gut erkennbar sind und auch hinsichtlich ihrer Mächtigkeiten gut zu den Ergebnissen der Bohraufnahmen passen (siehe Abb. 8.6 und 8.7).

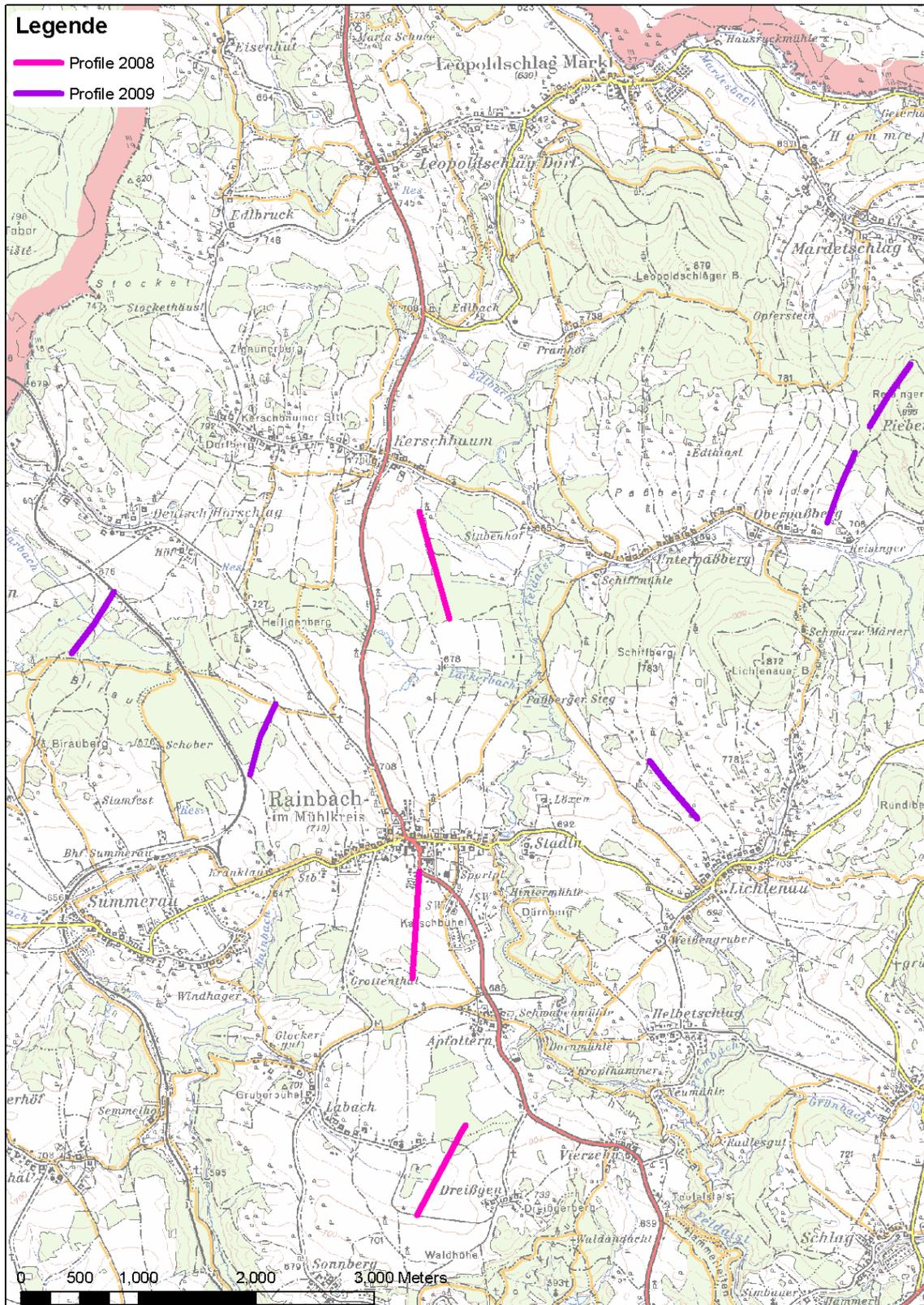


Abb. 8.5: Lage der Geoelektrikprofile Rainbach, @AMAP.

Geoelektrikprofil	Profillänge [m]	Elektrodenabstand [m]	Messrichtung
Profil 1	920	10	N - S
Profil 2	860	5	NE - SW
Profil 3	1080	10	NW - SE
Profil 4	644	7	SW - NE
Profil 5	644	7	NE - SW
Profil 6a	644	7	NE - SW
Profil 6b	644	7	NE - SW
Profil 7	644	7	NW - SE

Tabelle 8.3: Spezifikation der Geoelektrikprofile

Messergebnisse Bodengeoelektrik und Interpretation hinsichtlich AEM

In den Abb. 8.8 bis Abb. 8.12 sind die Inversionsergebnisse der geoelektrischen Messungen dargestellt. Im Folgenden werden die einzelnen geoelektrischen Profile hinsichtlich der Ergebnisparameter der AEM interpretiert. Den elektr. Widerstand des homogenen Halbraums, der Auswertung als 2-Schichtfall mit den Ergebnissen des elektr. Widerstandes der ersten und zweiten Schicht und die Mächtigkeit der ersten Schicht zeigen die Abb. 8.13 bis 8.16. Dargestellt ist ein Ausschnitt der AEM-Ergebnisparameter im Gebiet der geoelektrischen Profile.

Die Ergebnisse der homogenen Halbraumauswertung der AEM spiegeln im Vergleich mit den geoelektrischen Profilen die grundsätzliche Charakteristik des elektr. Widerstandes im Sinne eines homogenen Untergrundes gut wieder. Gut erkennbar ist dies bei den geoelektrischen Profilen 6a und 7, wo der kristalline Untergrund fast an der Geländeoberkante (GOK) ansteht. Dort zeigt der elektr. Widerstand des homogenen Halbraums die höchsten elektr. Widerstände (> 2000 Ohmm). Auch die gegen SE mächtiger werdende niederohmige Überlagerung bei Profil 7 zeichnet sich durch eine Abnahme des elektr. Widerstandes des homogenen Halbraums ab. Auch bei den Profilen 5 und 6 ist der laterale Widerstandswechsel von niederohmigen zu hochohmigen Bereichen (jeweils im SW bzw. NE der Profile) gut zu erkennen. Die Profile 1, 2 und 3 zeigen eine mächtigere, niederohmige Deckschicht, die sich als mittlerer elektr. Widerstand (80-300 Ohmm) des homogenen Halbraums abzeichnet.

Differenzierter wird das Bild naturgemäß, wenn man die 2-Schichtauswertung der AEM Auswertung betrachtet. Bei dieser 2-Schichtauswertung wurde als Vorgabe für die Inversion der elektr. Widerstand der 2. Schicht als sehr hochohmig vorgegeben. Dies entspricht dem unverwitterten Kristallin. Geologisch gesehen stellen damit der elektr. Widerstand und die Mächtigkeit der ersten Schicht eine mögliche (niederohmige) Überlagerung über dem Kristallin oder die Verwitterungsschwarte des Kristallins selber dar. Auf Grund des deutlich

unterschiedlichen Auflösungsvermögens zwischen AEM und Bodengeoelektrik zeigt dieser Vergleich nur den grundsätzlichen Trend der AEM Auswertung im Vergleich zu den bodengeoelektrischen Profilen auf. Dazu werden im Folgenden die einzelnen geoelektrischen Profile im Vergleich zur 2-Schichtauswertung kurz diskutiert.

Profil 1

Ergebnis AEM: ca. 30 m mächtige, etwas niederohmige (~ 100 Ohmm) Schicht.

Vergleich Bodengeoelektrik: Gute Übereinstimmung mit der Geoelektrik. Die gegen Süden auftretende laterale Widerstandsabnahme (~150 → 40 Ohmm), zeichnet sich aber in der AEM nicht ab.

Profil 2

Ergebnis AEM: 30-50 m mächtige, niederohmige Deckschicht (< 80 Ohmm).

Vergleich Bodengeoelektrik: Hier liegt eigentlich ein 3-Schichtfall vor. Die erste Schicht zeigt elektr. Widerstände um 20-40 Ohmm mit max. 10-15 m Mächtigkeit. Die 2. Schicht hat ~ 150 Ohmm bis zu einer Tiefe von 50-70 m über hochohmig Liegendem (> 1000 Ohmm). Die AEM 2-Schicht Inversion kann diesen 3-Schichtfall nicht auflösen. Bei der AEM werden die beiden oberen Schichten zu einer Schicht mit mittleren elektr. Widerständen zusammengefasst.

Profil 3

Ergebnis AEM: Bis auf den Nordteil des Profils (hochohmig), geringmächtige (~ 10-20 m), Deckschicht mit elektr. Widerständen um 200-300 Ohmm. In Bereichen, wo eine hochohmige 1. Schicht auf der (vorangenommenen) hochohmigen 2. Schicht vorkommt, sind die Ergebnisse der Mächtigkeit der ersten Schicht nicht aussagekräftig. Hier kann man davon ausgehen, dass das Kristallin mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit anstehend ist.

Vergleich Bodengeoelektrik: Gute Übereinstimmung. Der Vergleich zeigt im nördlichen Teil des Profils eine 20-25 m mächtige Schicht mit elektr. Widerständen um 200-300 Ohmm. Am Profilanfang im Norden scheint das Kristallin bis an die GOK auszubeißen.

Profil 4

Ergebnis AEM: geringmächtige Deckschicht mit elektr. Widerständen um 400-500 Ohmm. Im SW Teil niedere elektr. Widerstände (~20 Ohmm) mit Mächtigkeiten bis 50 m.

Vergleich Bodengeoelektrik: Vor allem der laterale Wechsel des elektr. Widerstandes von niedrigen elektr. Widerständen (20-40 Ohmm) mit 50-70 m Mächtigkeit zu hohen elektrischen Widerständen ist zwischen Profilmeter 220 -280 deutlich erkennbar. Somit ergibt sich eine als sehr gut zu bezeichnende Übereinstimmung.

Profil 5

Ergebnis AEM: gleiches Bild wie bei Profil 4, nur seitenverkehrt. Der hochohmige Teil liegt hier im SW.

Vergleich Bodengeoelektrik: Gute Übereinstimmung, speziell bei den niederohmigen Abschnitten im NE.

Profil 6a

Ergebnis AEM: Hohe elektr. Widerstände (> 2000 Ohmm) für erste und zweite Schicht. Damit scheint hier das Kristallin an der GOK anzustehen.

Vergleich Bodengeoelektrik: Bestätigen das Ergebnis der AEM Auswertung. Das Profil 6a liegt ausschließlich im hochohmigen Bereich.

Profil 6b

Ergebnis AEM: Ähnliches Ergebnis wie Profil 6a. Zusätzlich zeichnen sich geringere elektr. Widerstände im NE bzw. SW des Profilschnitts mit geringen Mächtigkeiten an.

Vergleich Bodengeoelektrik: Hohe elektr. Widerstände im ganzen Profilmeterbereich bis an GOK, die im NE und SW durch geringmächtige, niederohmige Abschnitte überlagert werden, lassen die AEM Auswertung nachvollziehen.

Profil 7

Ergebnis AEM: Auch hier (ähnlich Profilschnitt 6b) geringmächtige, niederohmige Deckschicht (300-400 Ohmm) im SE Teil.

Vergleich Bodengeoelektrik: Im NW (hochohmiges) Kristallin anstehend. Niederohmige Bedeckung ab Profilmeter 220, deren Mächtigkeit nach SE zunimmt. Bis auf die AEM Mächtigkeiten im SE sind die Resultate im Sinne der geoelektrischen Interpretation vergleichbar.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Ergebnisse der geoelektrischen Profile mit der AEM 2-Schicht Auswertung (mit der Vorgabe einer hochohmigen 2. Schicht) gut korrelierbar sind. Berücksichtigt man das unterschiedliche laterale und vertikale Auflösungsvermögen der beiden Verfahren, so kann man von einer ausgezeichneten Übereinstimmung sprechen, die eine entsprechende Interpretation der AEM Resultate als äußerst plausibel erscheinen lassen.

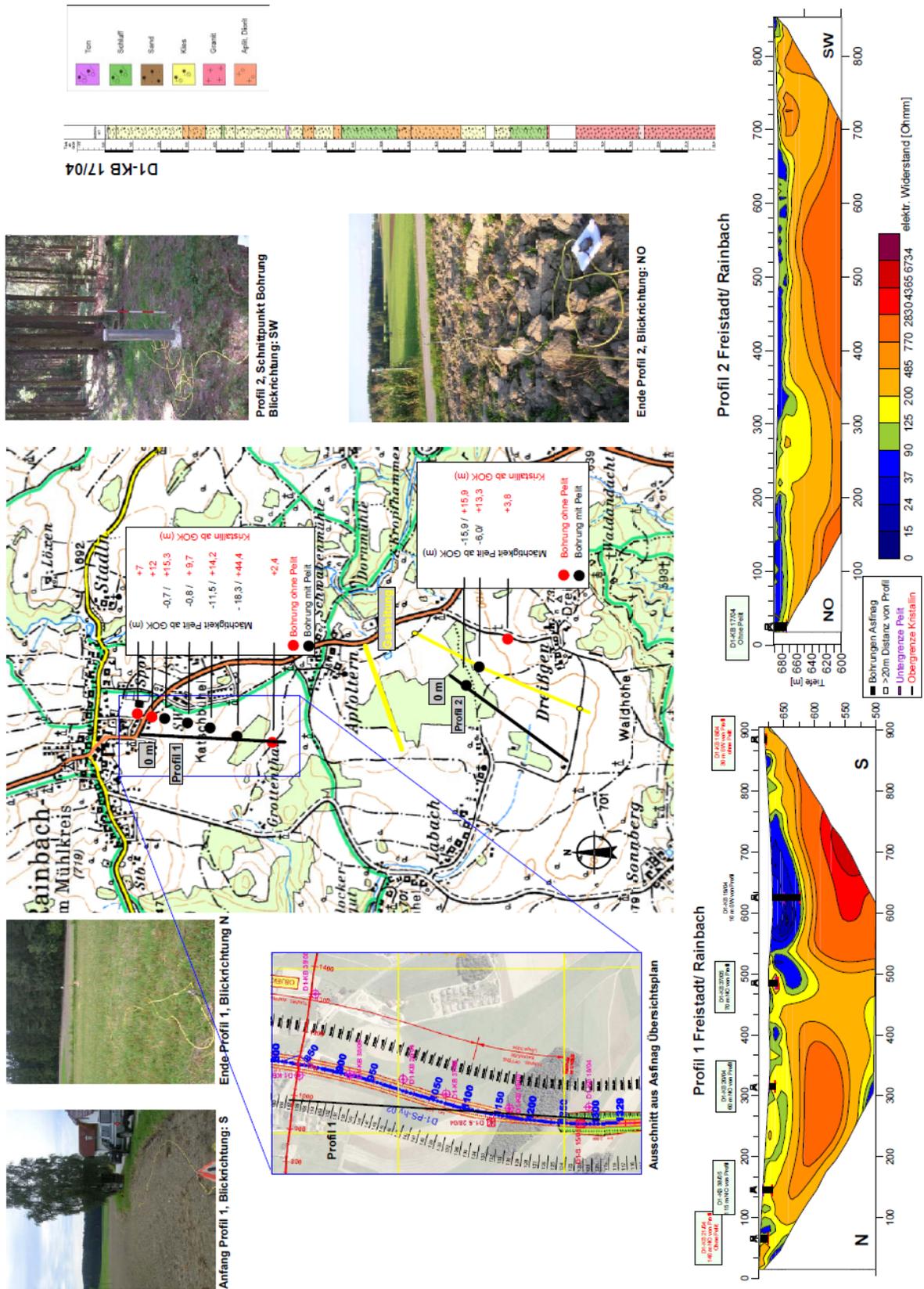


Abb. 8.6: Vergleich Inversionsergebnis von Profil 1+2 mit Bohrungen.

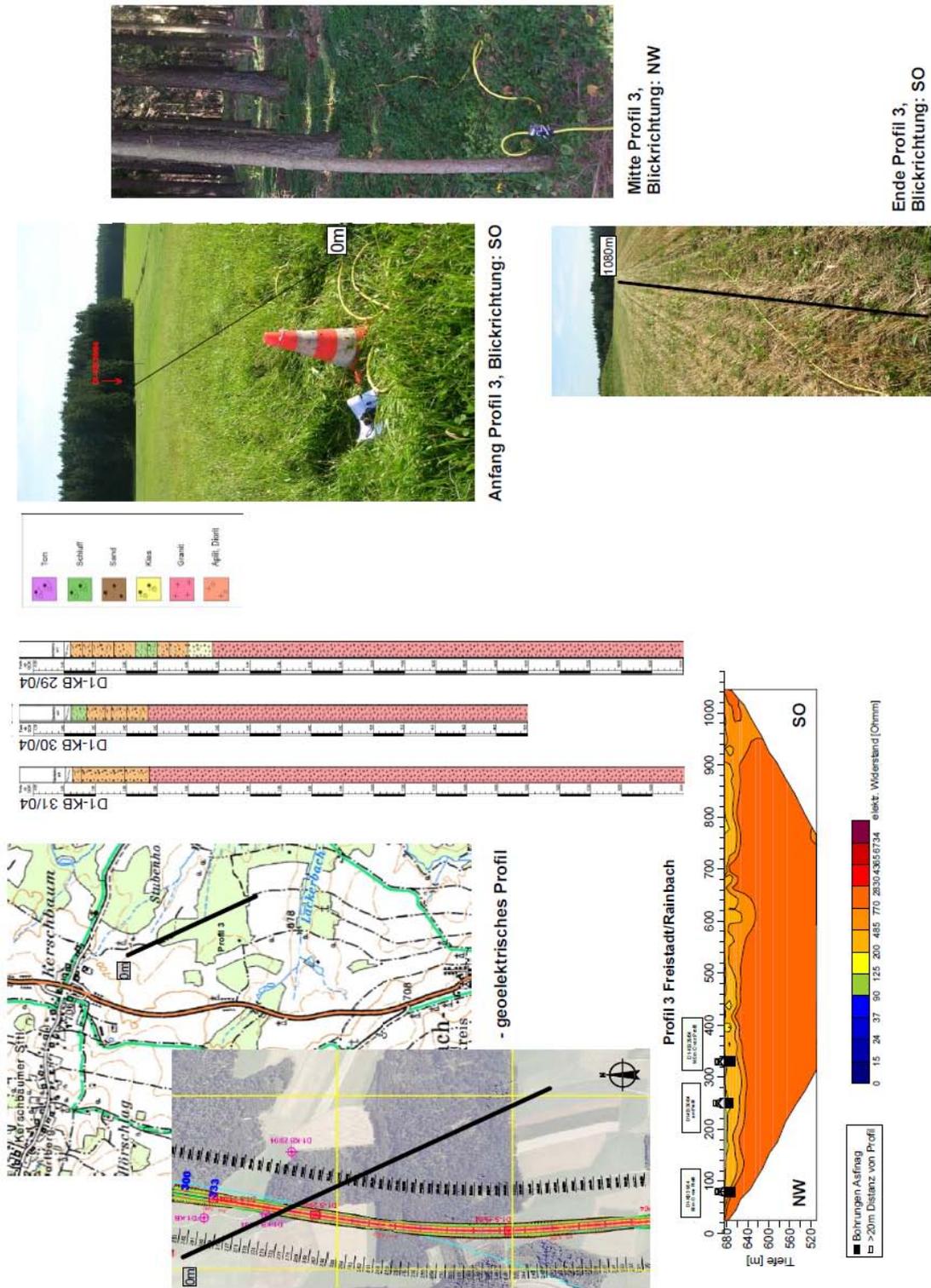


Abb. 8.7: Vergleich Inversionsergebnis von Profil 3 mit Bohrungen.

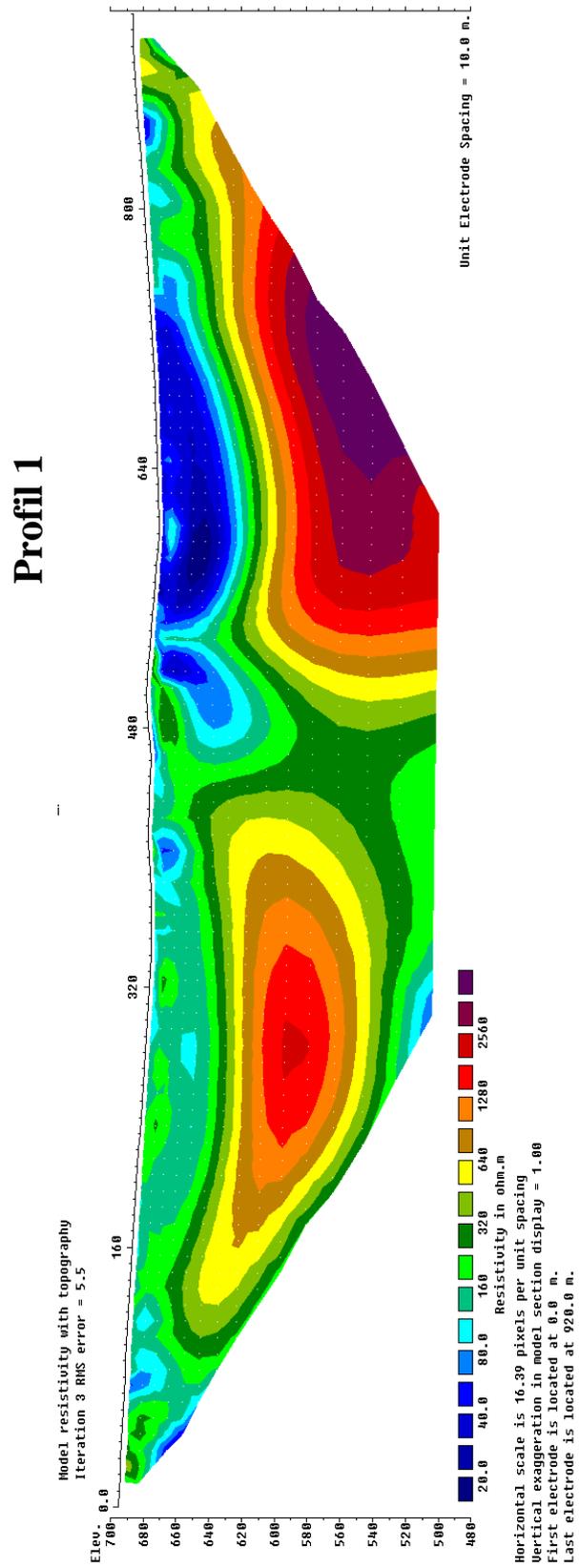


Abb. 8.8: Inversionsergebnis von Profil 1.

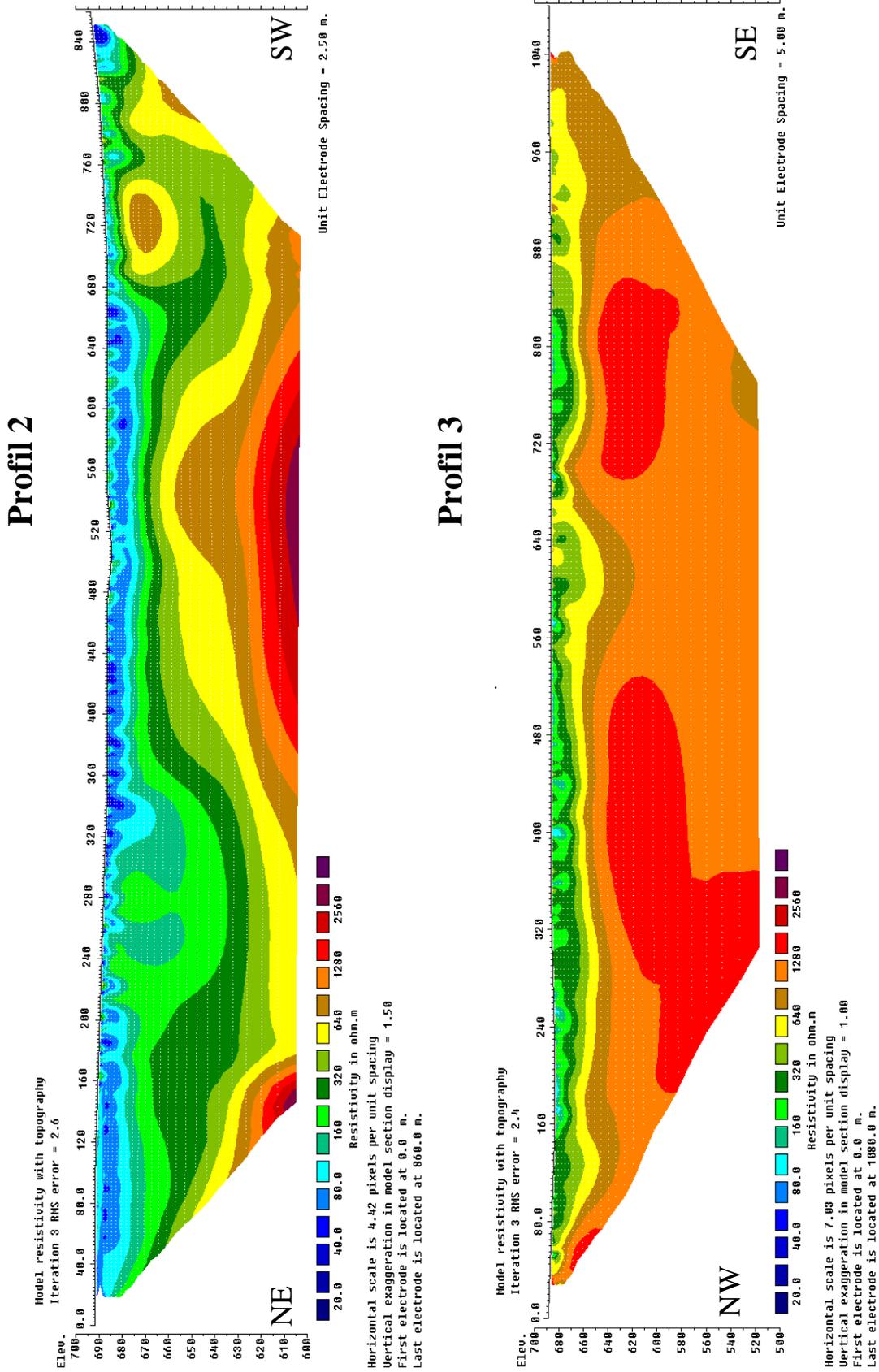


Abb. 8.9: Inversionsergebnis von Profil 2 (links) und Profil 3 (rechts).

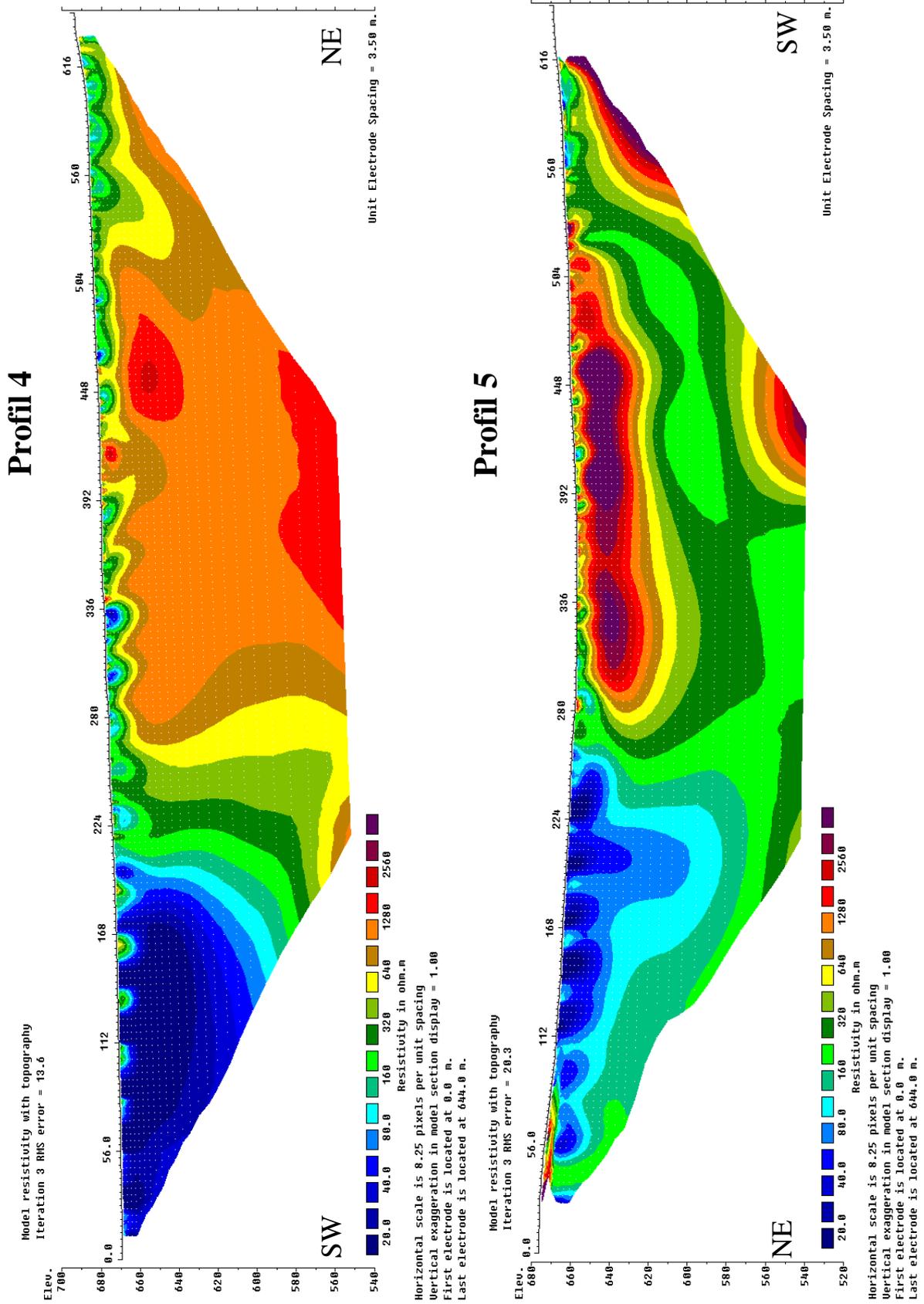


Abb. 8.10: Inversionsergebnis von Profil 4 (links) und Profil 5 (rechts).

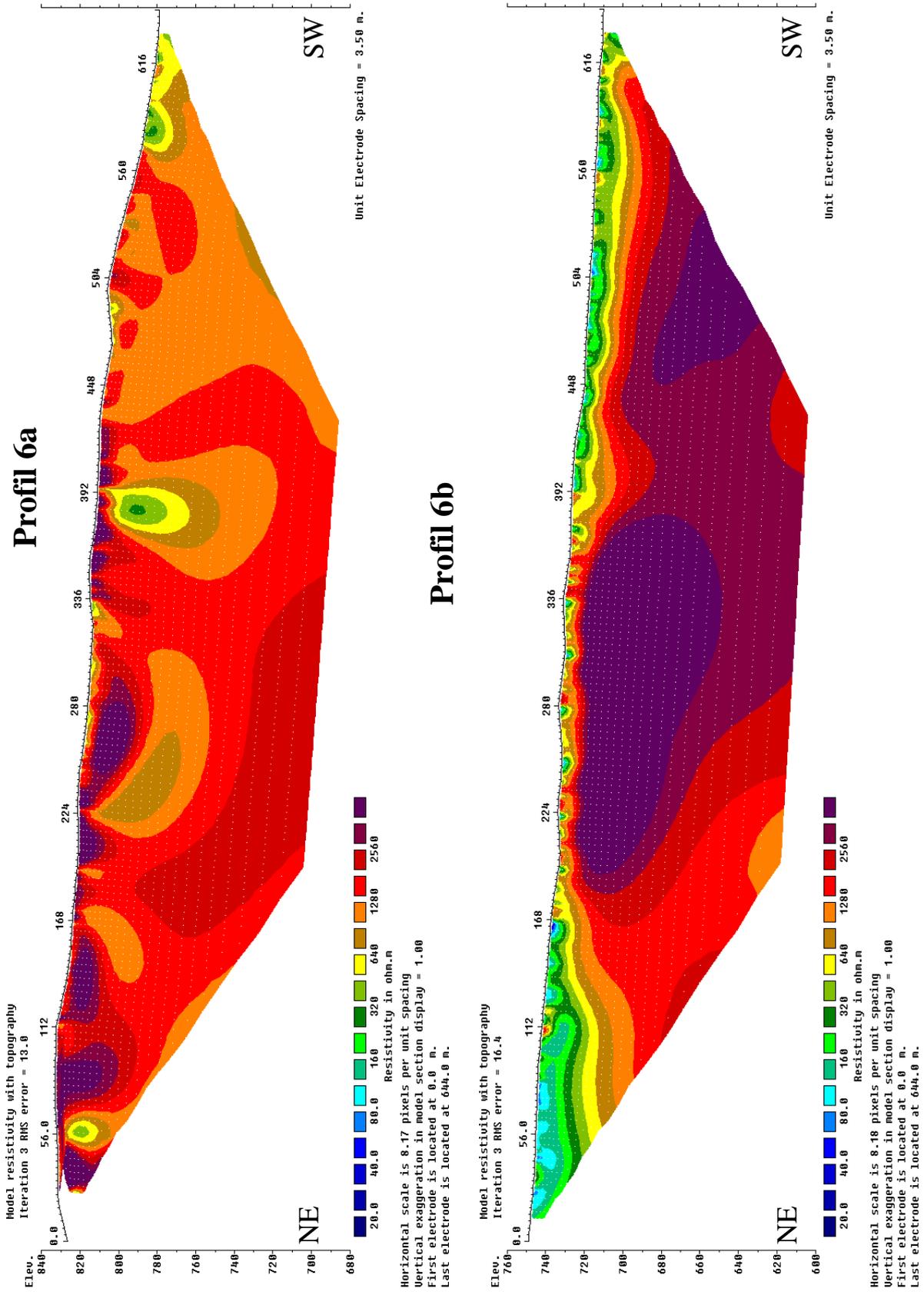


Abb. 8.11: Inversionsergebnis von Profil 6a (links) und Profil 6b (rechts).

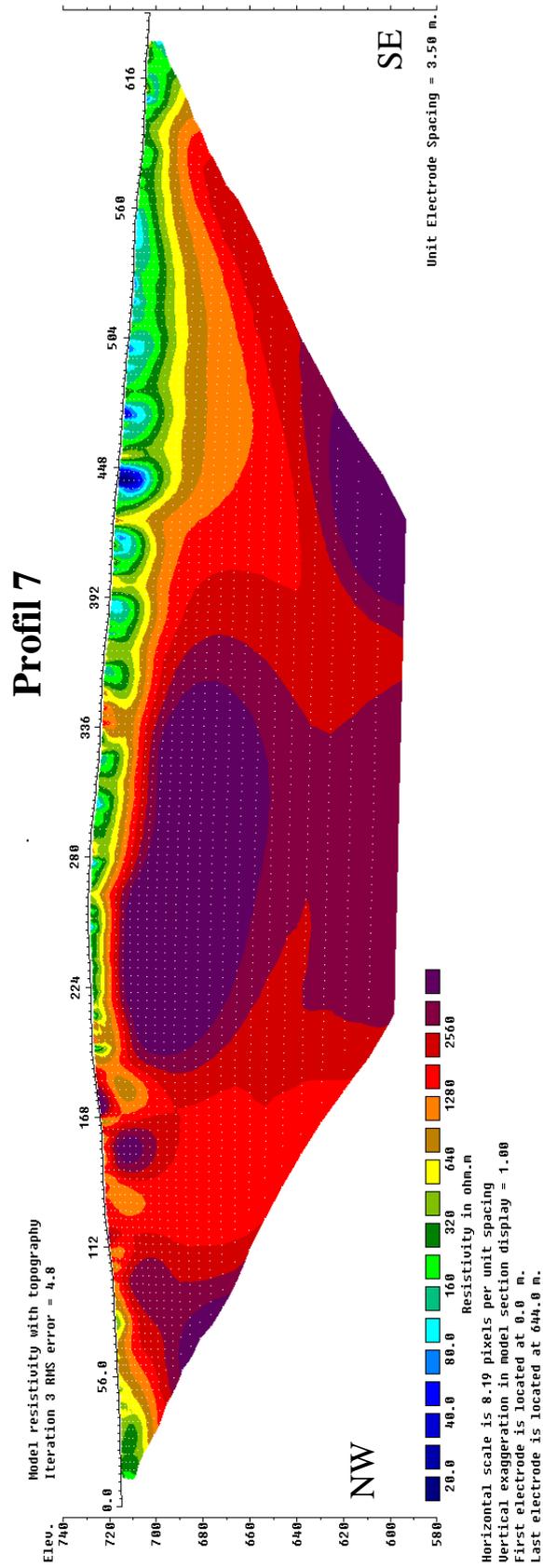


Abb. 8.12: Inversionsergebnis von Profil 7.

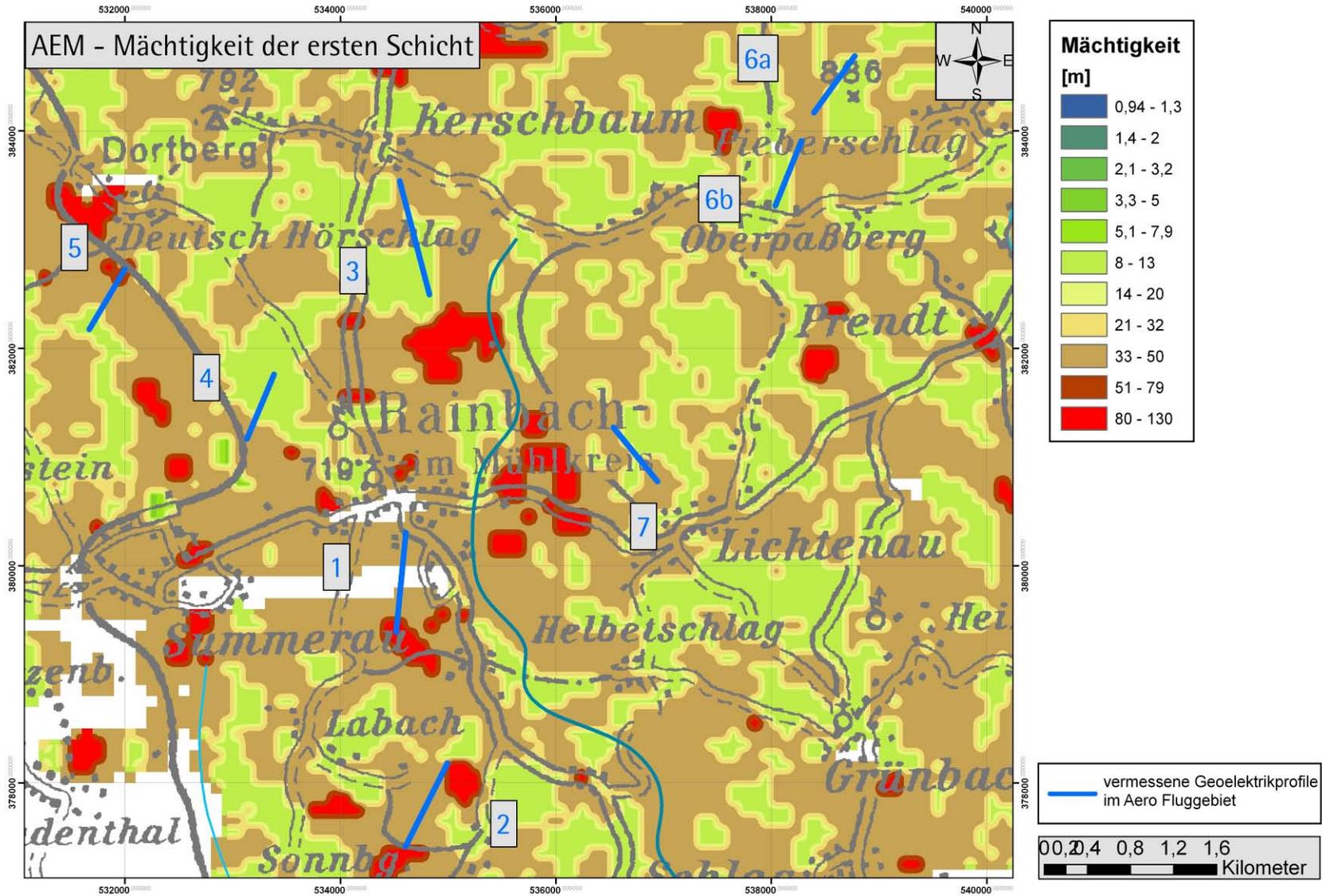


Abb. 8.15: Ergebnis der AEM Auswertung 2-Schicht Fall – Mächtigkeit [m] der ersten Schicht.

9 Gammaspektroskopie

Die nachfolgenden Tabellen sollen einen Anhaltspunkt hinsichtlich des Gehalts an Radionukliden im kristallinen Untergrund des Untersuchungsgebietes geben - als Grundlage für die Auswertung der Radiometrie. Neben den Tabellen zur Verteilung der Kalium-, Uran- und Thorium-Gehalte ist auch eine Tabelle zu den SiO₂-Gehalten der Gesteine wiedergegeben; sie sollen ein Maß für die Variabilität innerhalb der einzelnen Granittypen sein. Die den dargestellten Verteilungen zugrundeliegenden Einzelmessungen beruhen auf Analysen aus ALLETSGRUBER (2007), FRIEDL (1990), GERDES (2001), KRENN (2000) und SCHILLER (2010) sowie auf unveröffentlichten Analysen von Friedrich Finger (Universität Salzburg). Wie aus Tabelle 9.1 ersichtlich ist, weisen die Migmagranite eine besonders große Variationsbreite auf (der SiO₂-Gehalt beträgt bei Q_{0,1} 54 % und bei Q_{0,9} 74 %). Damit verbunden ist ein Wechsel beim Kalium- und Thorium-Gehalt der Proben - diese nehmen mit steigendem SiO₂-Gehalt deutlich zu (Abb. 9.1 und 9.2). Es sei hier angemerkt, dass bei den Migmagraniten im Gelände die basischeren Typen überwiegen.

SiO ₂ (%)	Q _{0,1} (%)	Mittel (%)	Q _{0,9} (%)	Maximum (%)	Anzahl der Analysen
Freistädter Plutonit-Suite	66	69	72	73	15
Mauthausener Granite	69	70	71	72	15
Migmagranite	56	66	74	76	37
Weinsberger Granite	63	67	70	72	32

Tabelle 9.1: SiO₂-Gehalte ausgewählter Plutonite des Mühl- und Waldviertels (Erläuterung im Text).

K ₂ O (%)	Q _{0,1} (%)	Mittel (%)	Q _{0,9} (%)	Maximum (%)	Anzahl der Analysen
Freistädter Plutonit-Suite	2	3	4	4	15
Mauthausener Granite	4	5	5	6	15
Migmagranite	3	5	6	6	37
Weinsberger Granite	4	5	6	7	32

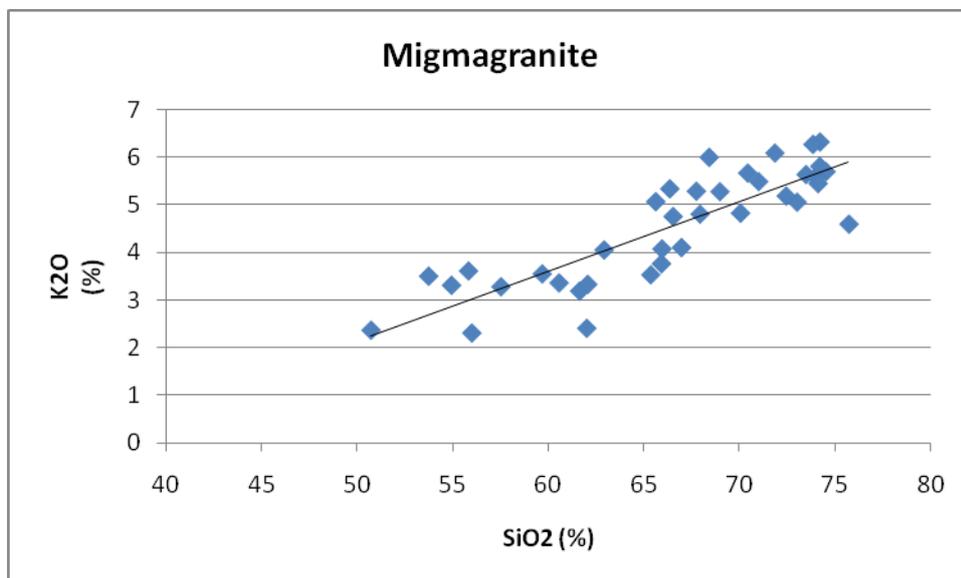
Tabelle 9.2: K₂O-Gehalte ausgewählter Plutonite des Mühl- und Waldviertels (Erläuterung im Text).

Th (ppm)	Q _{0,1} (ppm)	Mittel (ppm)	Q _{0,9} (ppm)	Maximum (ppm)	Anzahl der Analysen
Freistädter Plutonit-Suite	6	11	17	25	13
Mauthausener Granite	17	25	31	32	15
Migmagranite	20	39	57	104	42
Weinsberger Granite	20	31	42	45	32

Tabelle 9.3: Th-Gehalte ausgewählter Plutonite des Mühl- und Waldviertels (Erläuterung im Text).

U (ppm)	Q _{0,1} (ppm)	Mittel (ppm)	Q _{0,9} (ppm)	Maximum (ppm)	Anzahl der Analysen
Freistädter Plutonit-Suite	1	2	3	3	5
Mauthausener Granite	2	5	9	13	11
Migmagranite	5	8	14	15	5
Weinsberger Granite	2	4	5	7	17

Tabelle 9.4: U-Gehalte ausgewählter Plutonite des Mühl- und Waldviertels (Erläuterung im Text).


 Abb. 9.1: Diagramm K₂O gegen SiO₂ bei den Migmagraniten (Erläuterung im Text).

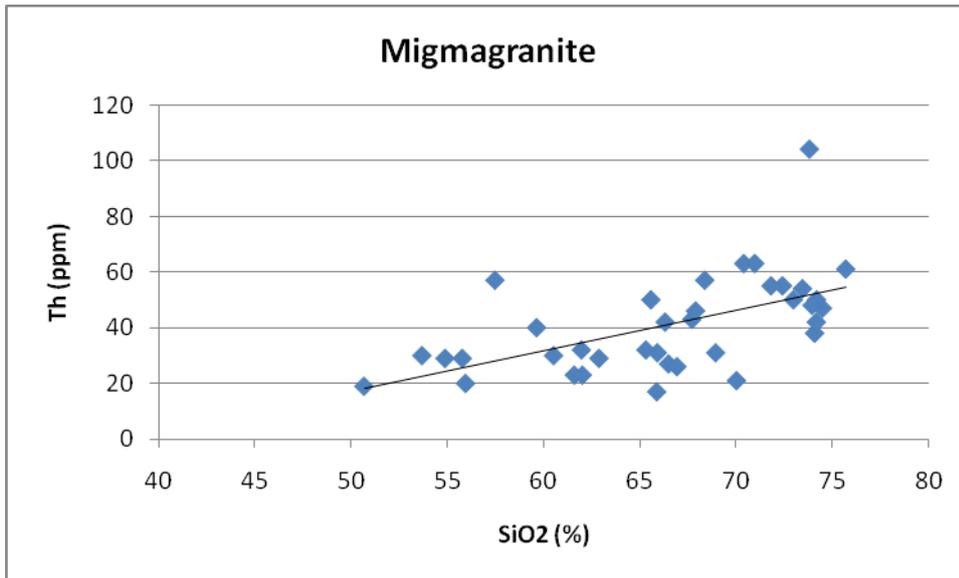


Abb. 9.2: Diagramm Th gegen SiO₂ bei den Migmagraniten (Erläuterung im Text).

Wenngleich sich das aus der Radiometrie ergebende Verteilungsmuster aus dem Zusammenspiel vieler Faktoren ergibt - neben der Geologie spielen vor allem auch die Beschaffenheit des Bodens und der Vegetation eine große Rolle, lassen sich im gegenständlichen Gebiet am radiometrischen Muster oftmals ganz klar die geologischen Verhältnisse wiedererkennen. Das geht sogar soweit, dass in einigen Bereichen die Radiometrie Hinweise auf falsche Interpretationen bei der Kartierung gab - das trifft auf die jüngeren feinen Granitoide zu, die sich sehr ähnlich sehen, aber geochemisch und insbesondere auch im Gehalt der Radionuklide oftmals deutlich unterscheiden. Aufgrund der Messergebnisse der Aeroradiometrie konnten einige Bereiche gezielt geochemisch beprobt und in Hinblick auf den Granittyp neu interpretiert werden. Es sei darauf hingewiesen, dass in den nachfolgenden geologischen Kärtchen (Abb. 9.5, 9.9 und 9.13) diese allerneuesten Ergebnisse noch nicht eingearbeitet sind.

Im Folgenden werden - stellvertretend für das gesamte Befliegungsgebiet - einige interessante Phänomene im radiometrischen Kartenbild aufgezeigt, die für dessen geologische Interpretation von Bedeutung sind. Zum Vergleich sind in den Tabellen 9.1 bis 9.4 Bandbreiten der Radionuklidgehalte ausgewählter Gesteine des Mühl- und Waldviertels zusammengestellt. Es sei darauf hingewiesen, dass die in der Gesteinsgeochemie übliche Konzentration K₂O (%) etwa um den Faktor 1,2 größer ist, als die in der Aeroradiometrie verwendete Konzentration K (%).

In Abb. 9.6 bis 9.8 zeichnet sich der Intrusionskörper der Freistädter Intrusionssuite (**Freistädter Granodiorit, Kernfazies und Randfazies, Grabengranit**) merklich vom Umfeld ab (Geologie siehe Abb. 9.5). Vor allem aufgrund seines niedrigen Uran- und Thorium-Gehaltes hebt er sich im Kartenblatt klar ab. Dabei ist Auffällig, dass die aeroradiometrisch gemessenen Werte etwas niedriger liegen als die geochemisch an frischen Proben bestimmten (Tab. 9.3 und 9.4) - ein bei den vorliegenden Messdaten allgemein zu beobachtendes Phänomen, dass sich wohl aus der Porosität des Bodens, der Bodenfeuchte und der Vegetation ergibt. Es sei hier

angemerkt, dass der in Abb. 9.5 dargestellte Mauthausener Granit-Körper zwischen Helbetschlag und Schlag aufgrund seiner niedrigen Radiometrie kürzlich geochemisch untersucht und als Freistädter Granodiorit eingestuft werden konnte. Die Freistädter Intrusions-Suite zeichnet sich auch im niedrigen Kalium-Gehalt ab, wenn auch nicht mehr so deutlich und in differenzierter Weise: Im Verbreitungsgebiet der groben Randphase - sie ist u. a. auch etwas SiO_2 -ärmer als die anderen verwandten Intrusionen (FRIEDL, 1990) - treten die niedrigsten Kalium-Werte auf, während der Grabengranit und der Freistädter Granodiorit zwischen Helbetschlag und Schlag (vormals als Mauthausener Granit kartiert) häufig etwas höhere Werte aufweisen. Besonders hohe Kaliumwerte sind im Verbreitungsgebiet einer besonders sauren Variante der Freistädter Intrusionssuite um die Kote 721 zu verzeichnen.

Der an den Intrusionskörper nach Osten anschließende **Paragneismigmatit** (Abb. 9.5) weist in der Radiometrie ähnlich niedrige Kalium-Werte auf wie die Freistädter Granodiorite (Abb. 9.6). Geochemische Vergleichsanalysen des Paragneismigmatits fehlen. Aus Abb. 9.7 wird ersichtlich, dass die Thorium-Gehalte des Paragneismigmatits zwar höher sind als die des Freistädter Granodiorits, aber deutlich unter jenen der umliegenden Granite liegen. In Bezug auf den Uran-Gehalt (Abb. 9.8) hebt sich der Paragneismigmatit nur vom Freistädter Granodiorit ab.

Besonders auch Bereiche mit jungen Sedimenten (**Alluvium, Freistädter Tertiär, tertiäre Pelite unbekanntes Alters**) heben sich vielfach aufgrund der geringen Messwerte deutlich von der Umgebung ab. Besonders hervorzuheben ist die u. a. mit Peliten erfüllte Senke westlich Dreißgen (Abb. 9.13 bis 9.16). Hier sind die Böden sehr reich an organischem Material (im Wäldchen westlich Dreißgen sind Reste eines Torfstiches erhalten), was die geringen Messwerte verursachen dürfte. Ähnlich verhält es sich im Verbreitungsgebiet der Alluvionen der Feldaist südlich vom Gehöft Reisinger/Oberpassberg (Abb. 9.5 bis 9.8). In den Abb. 9.9 bis 9.12 kommt das Freistädter Tertiär ebenfalls als radiometrische Senke zur Geltung. Hier könnte der Quarzgehalt der Kiese eine Rolle spielen.

In Abb. 9.9 bis 9.12 fällt aber vor allem der **Schlierengranit** aufgrund seiner besonders niedrigen Radiometrie auf. Vor allem beim Kalium und beim Thorium hebt er sich vom angrenzenden Weinsberger Granit klar ab. Geochemische Vergleichswerte gibt es hier noch nicht.

Weinsberger Granit, Migmagranit und Mauthausener Granit weisen bezüglich Kalium, Thorium und Uran oftmals ähnliche Konzentrationen auf (Tab. 9.2 bis 9.4) und ihre Verbreitungsgebiete lassen sich im radiometrischen Kartenbild vielfach nicht klar voneinander abtrennen. Die basischeren Varianten des Migmagranits - diese herrschen bei ihnen mengenmäßig vor - können sich jedoch aufgrund ihrer tendenziell geringeren Kalium- und Thorium-Gehalte (Abb. 9.1 und 9.2) oftmals vom Weinsberger Granit etwas abheben. Das trifft beispielsweise auf den Migmagranit um Grottenthal (der hiesige Mauthausener Granit ist aufgrund von geochemischen Analysen als Migmagranit einzustufen) und auf jenen nördlich Lichtenau zu (Abb. 9.5 bis 9.7). Gegenüber dem Mauthausener Granit können sich die basischeren Varianten des Migmagranits nur aufgrund ihres geringeren Kalium-Gehalts

abheben, die Thorium-Gehalte dieser beiden Gesteine sind zu ähnlich. Anders ist es bei den besonders sauren Migmagraniten, diese können aufgrund ihrer hohen Thorium-Gehalte im radiometrischen Kartenbild selbst als kleine Intrusionskörper im Weinsberger Granit noch auffallen - so beispielsweise der in Abb. 9.9 noch als Mauthausener Granit dargestellte Intrusionskörper nordöstlich Vierhöf (Fischteiche). Die geochemische Revision zeigte auch hier, dass es sich um einen Migmagranit handelt.

Bei der Interpretation der radiometrischen Daten ist zu berücksichtigen, dass dort, wo stärker radiogenes Anstehendes massiv an die Oberfläche kommt und kein Boden darüber entwickelt ist, allgemein höhere Messwerte zu verzeichnen sind. Dies trifft im Untersuchungsgebiet auf das ausgedehnte Areal des Posthöfer Steinbruches zu, der sich auf den Abb. 9.6 bis 9.8 am östlichen Kartenrand quasi als eine Anomalie abzeichnet.

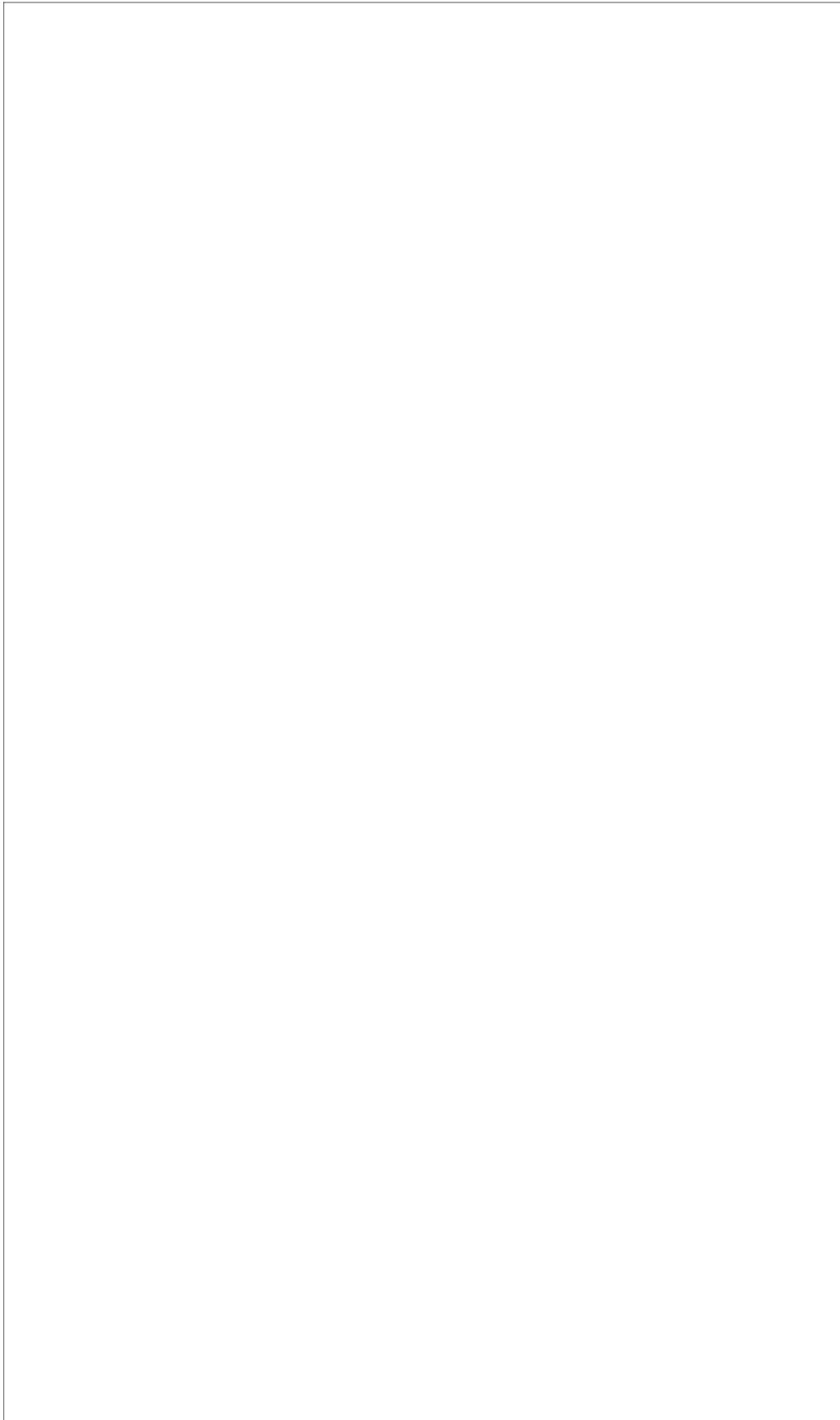


Abb. 9.3: Legende zur Geologie in den folgenden Abbildungen. Diese sind das Resultat der geologischen Kartierung auf Blatt 16 Freistadt (Bearbeitung F. Finger, G. Friedl, B. Haunschmid, M. Rockenschaub , A. Schermair, G. Schubert und S. Vrana).

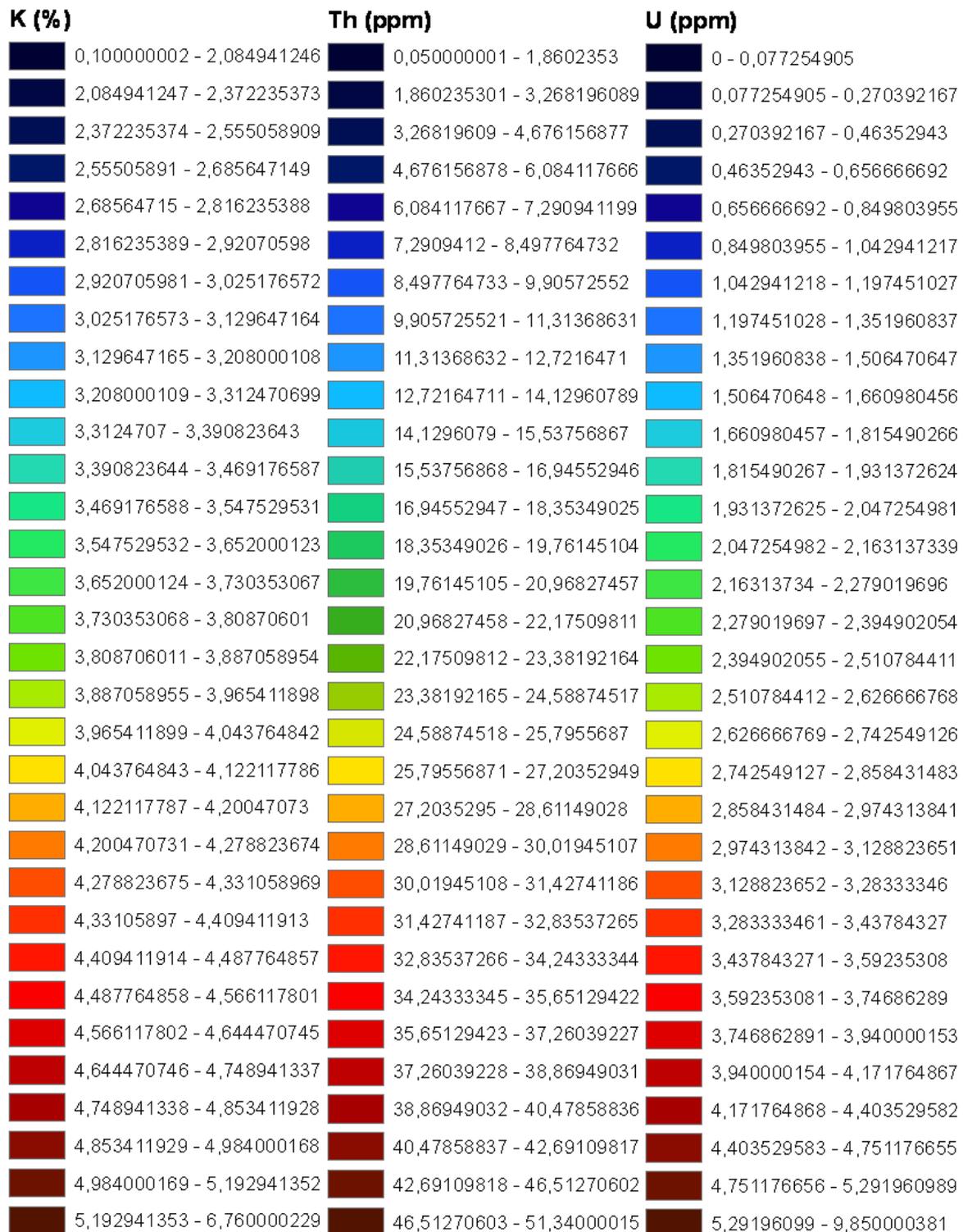


Abb. 9.4: Legende zur Radiometrie in den folgenden Abbildungen; es sei darauf hingewiesen, dass die in der Gesteinsgeochemie übliche Konzentration K₂O (%) etwa um den Faktor 1,2 größer ist, als die in der Radiometrie verwendete Konzentration K (%).

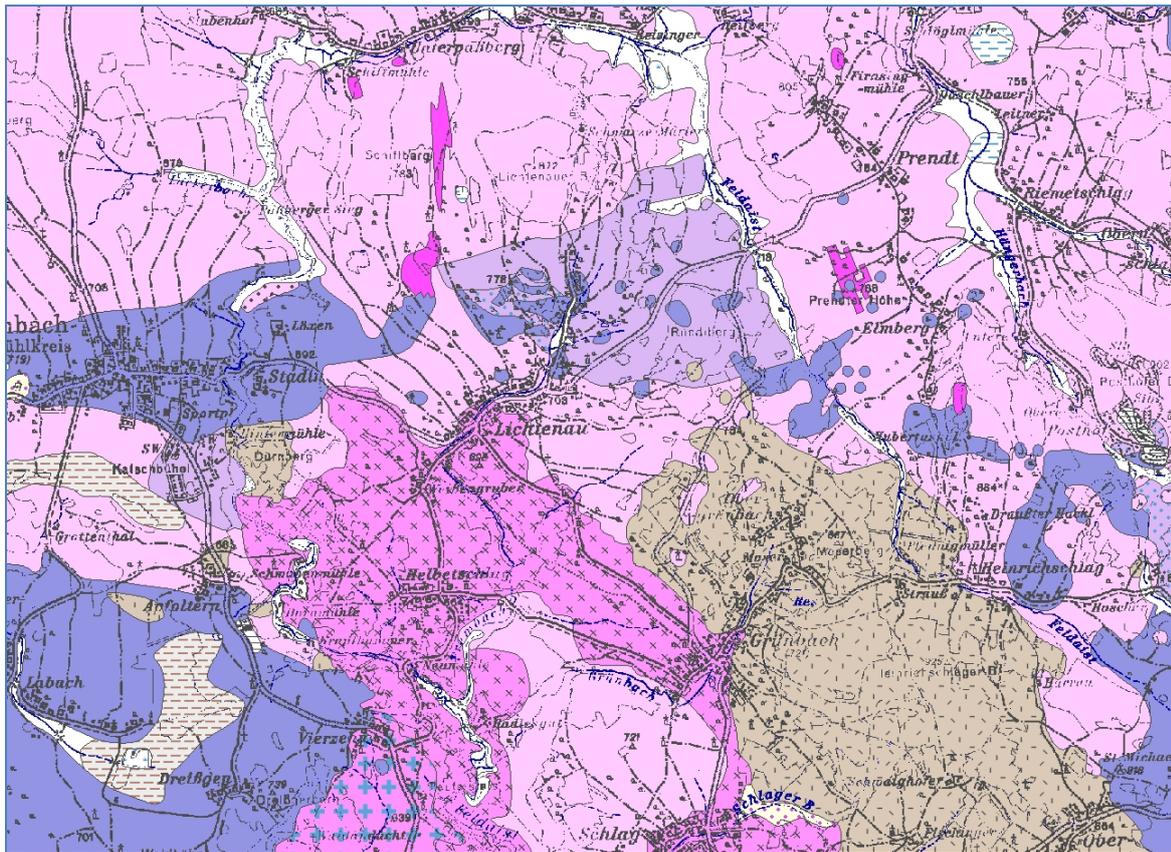


Abb. 9.5: Geologie im Raum Rainbach-Grünbach (Legende in Abb. 9.3, Erläuterung im Text).

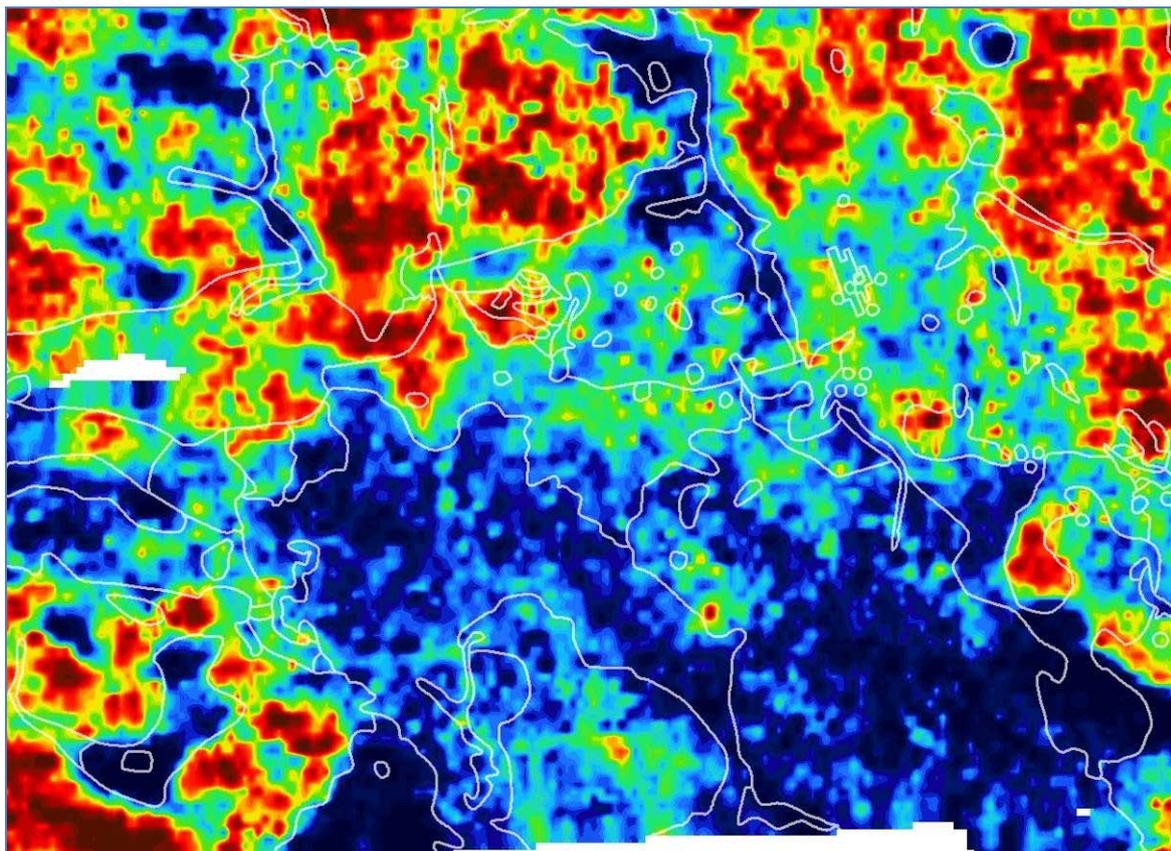


Abb. 9.6: Kalium im Raum Rainbach-Grünbach (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

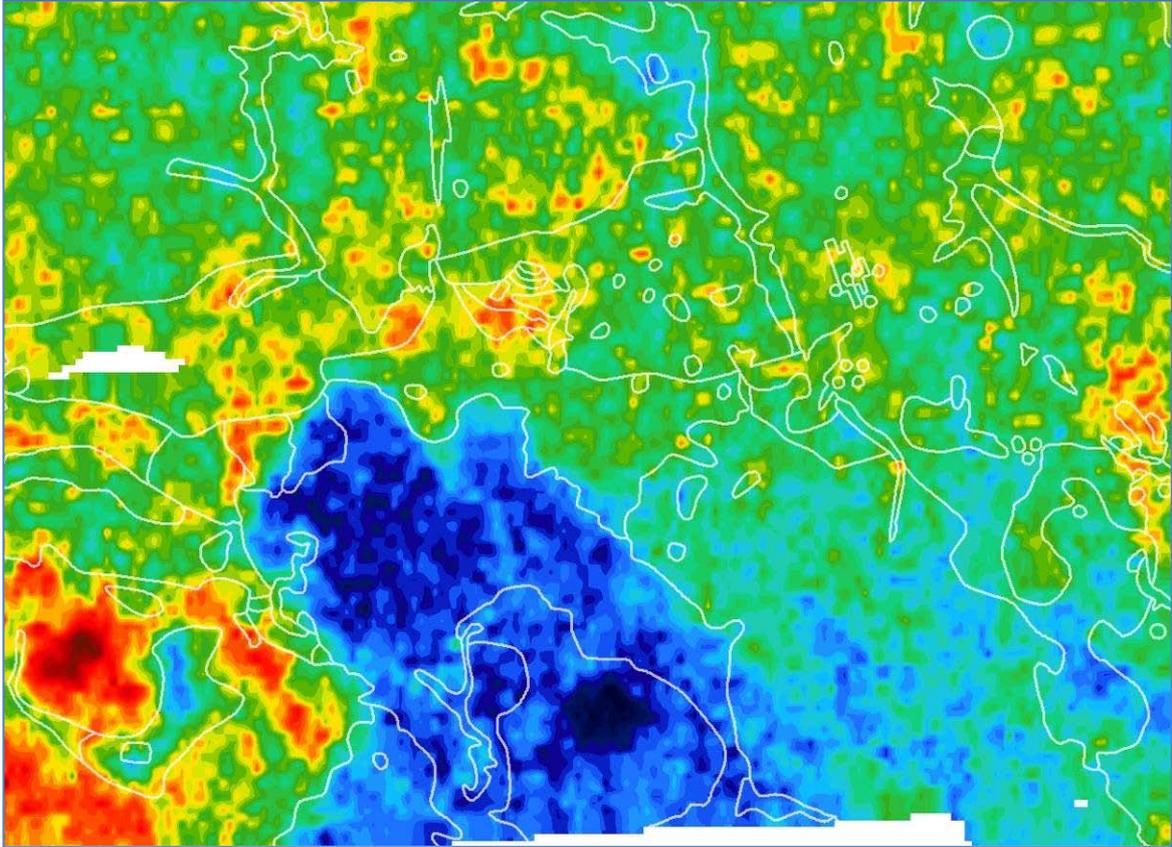


Abb. 9.7: Thorium im Raum Rainbach-Grünbach (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

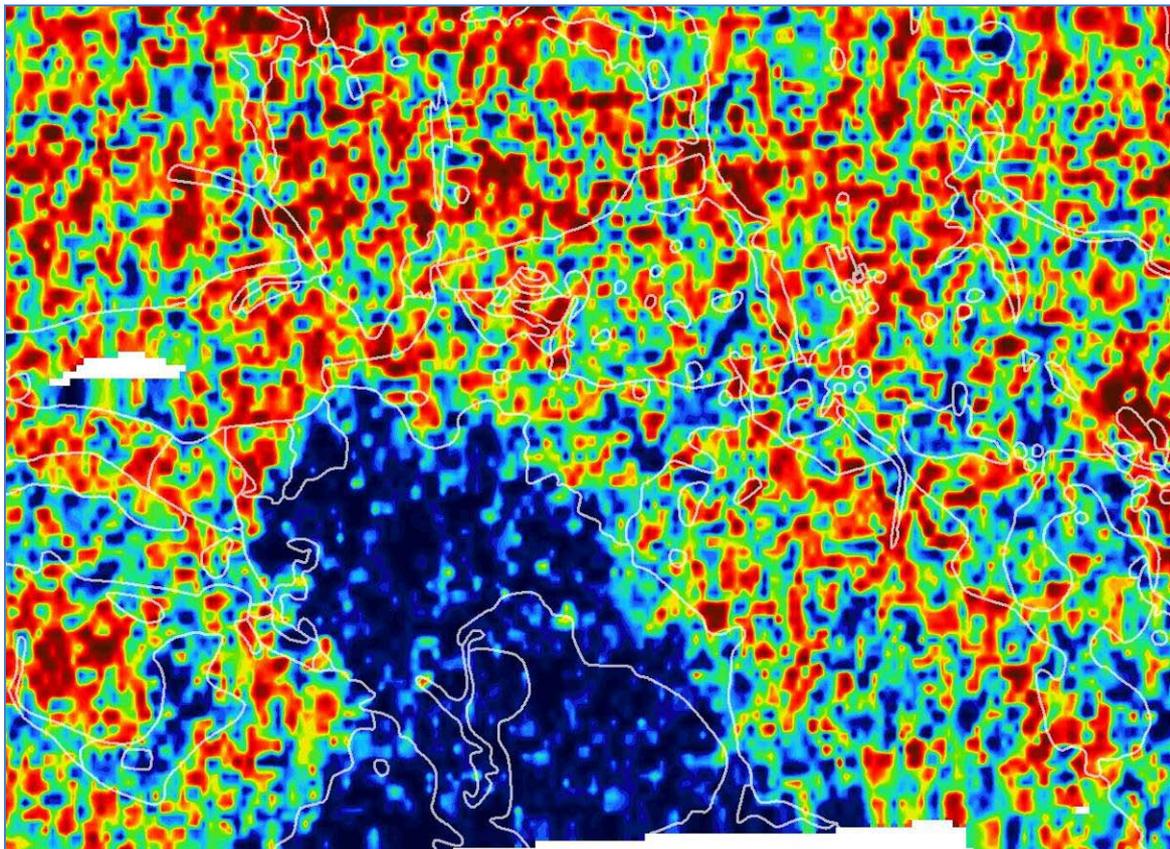


Abb. 9.8: Uran im Raum Rainbach-Grünbach (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

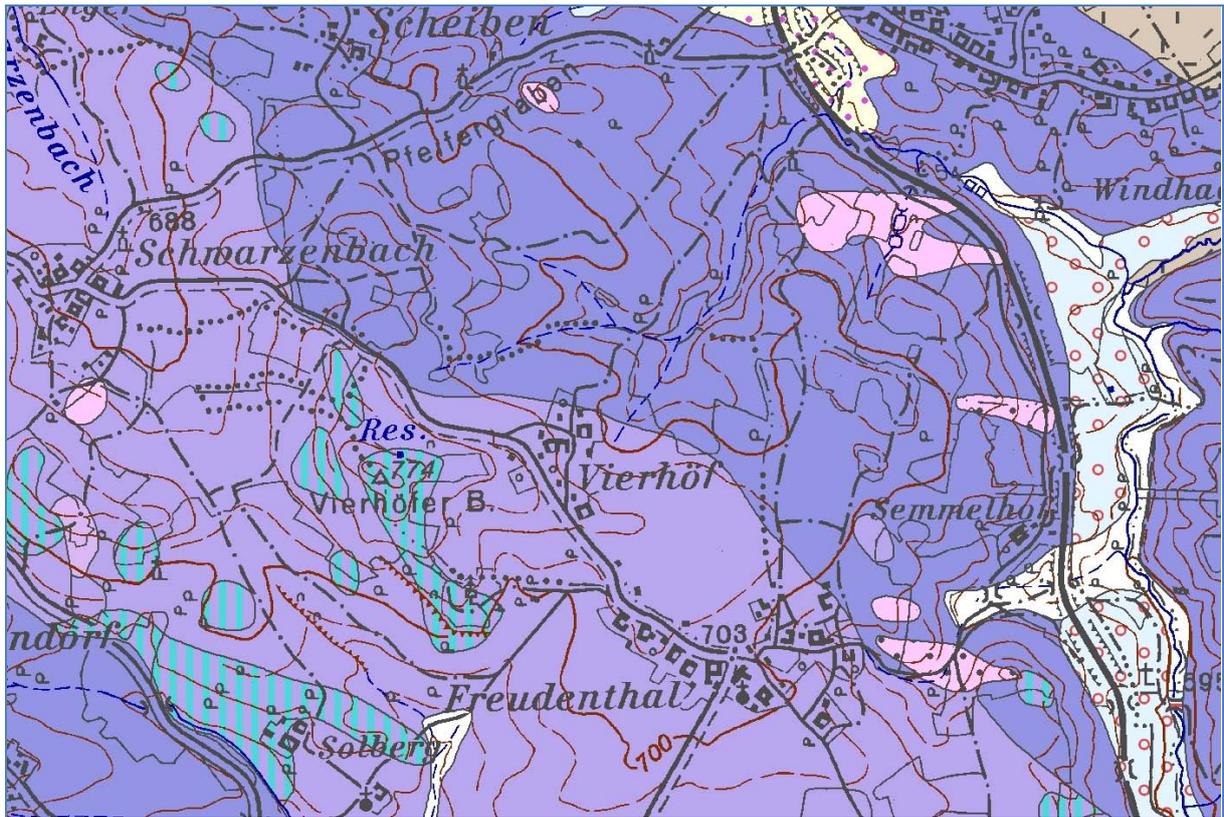


Abb. 9.9: Geologie im Raum Schwarzenbach-Freudenthal (Legende in Abb. 9.3, Erläuterung im Text).

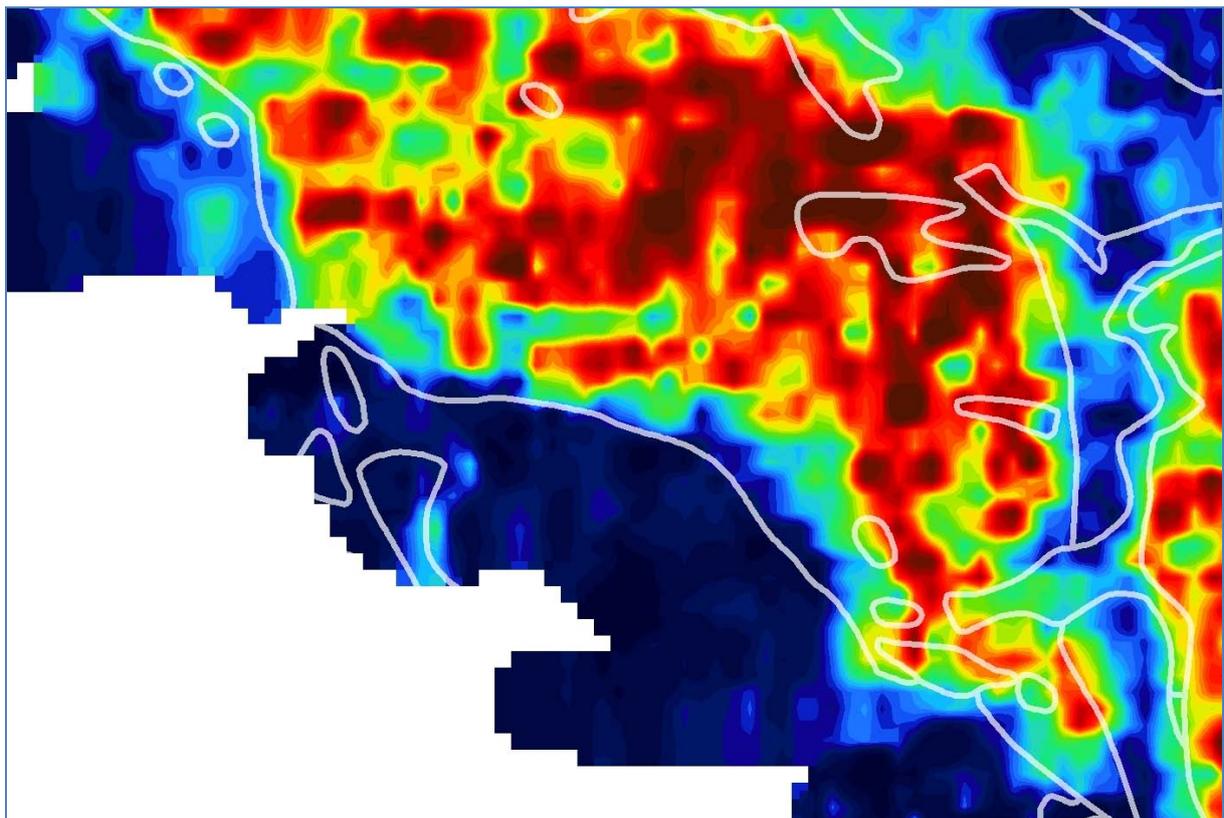


Abb. 9.10: Kalium im Raum Schwarzenbach-Freudenthal (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

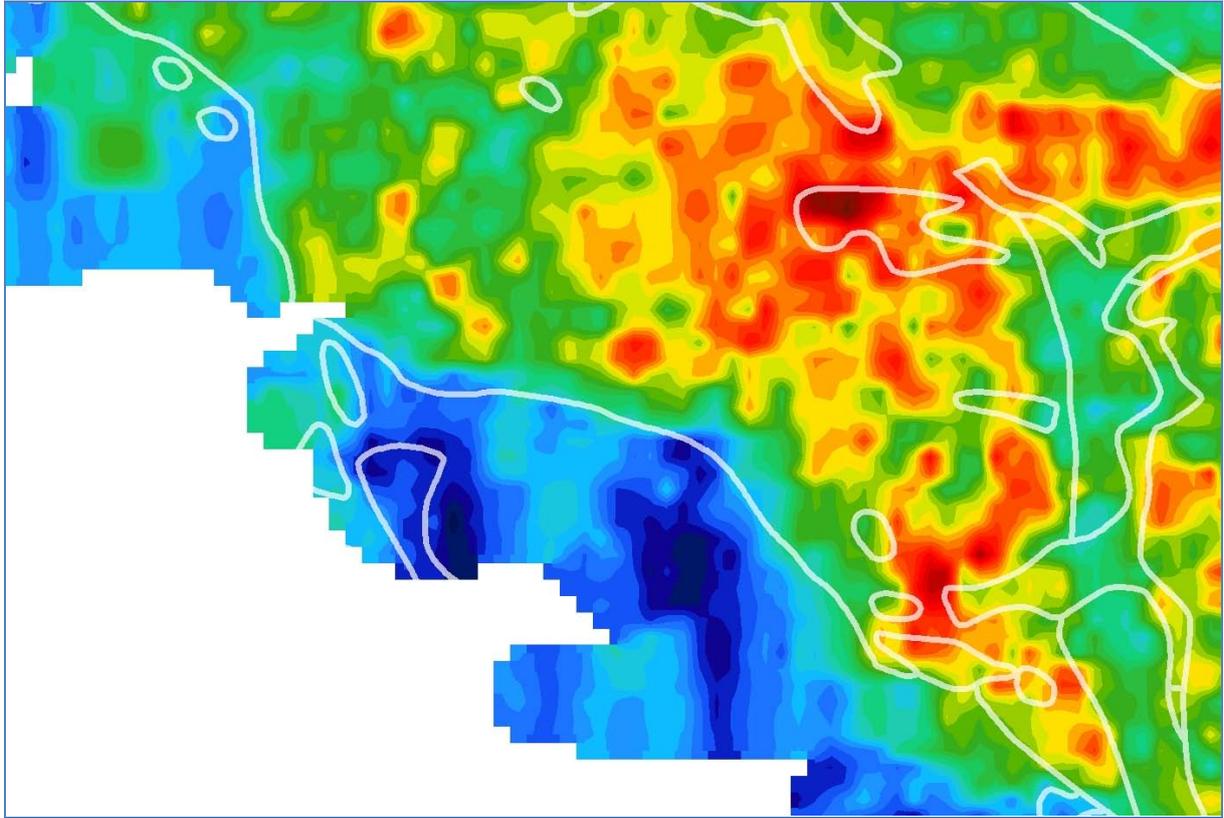


Abb. 9.11: Thorium im Raum Schwarzenbach-Freudenthal (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

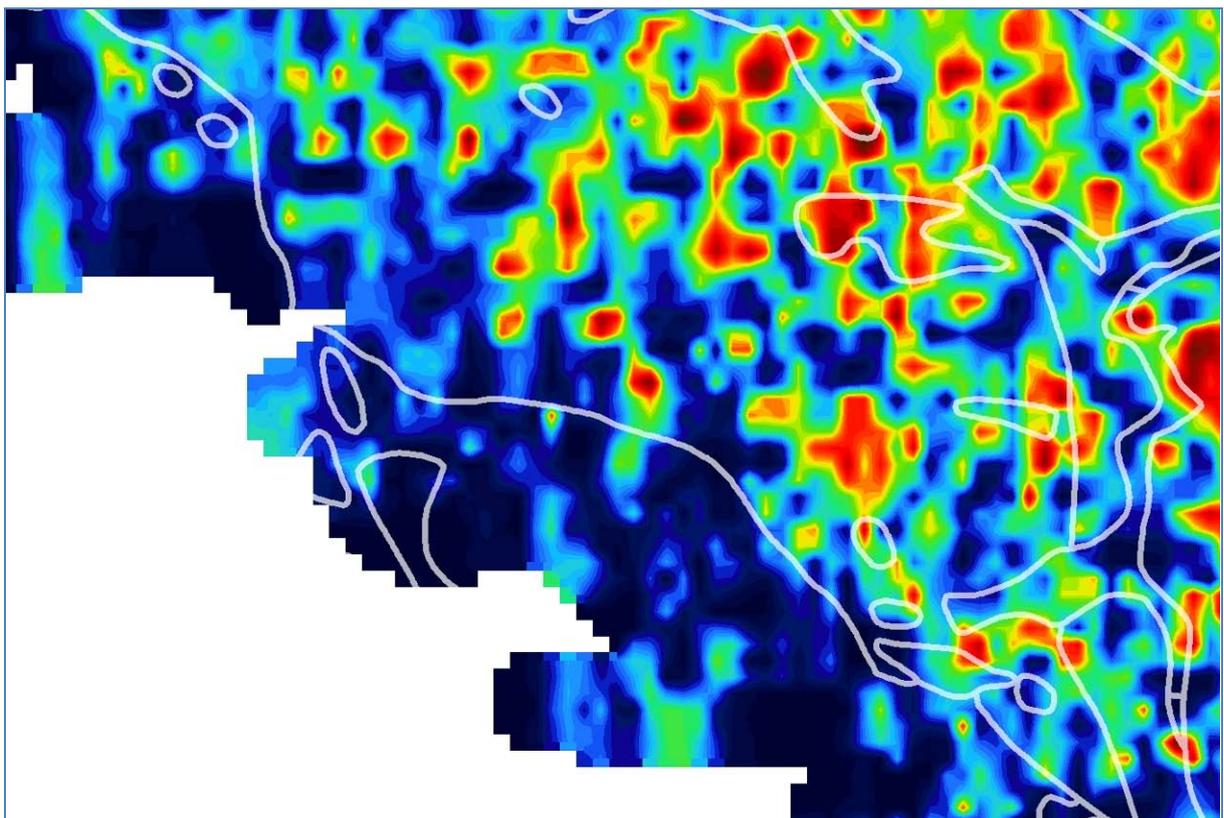


Abb. 9.12: Uran im Raum Schwarzenbach-Freudenthal (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

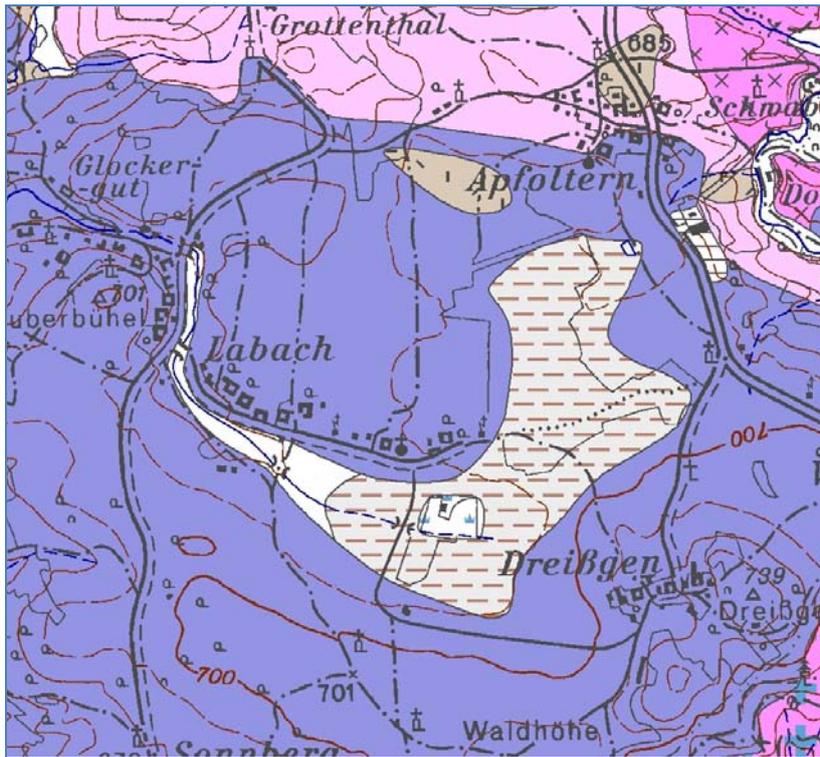


Abb. 9.13: Geologie im Raum Labach-Apfoltern (Legende in Abb. 9.3, Erläuterung im Text).

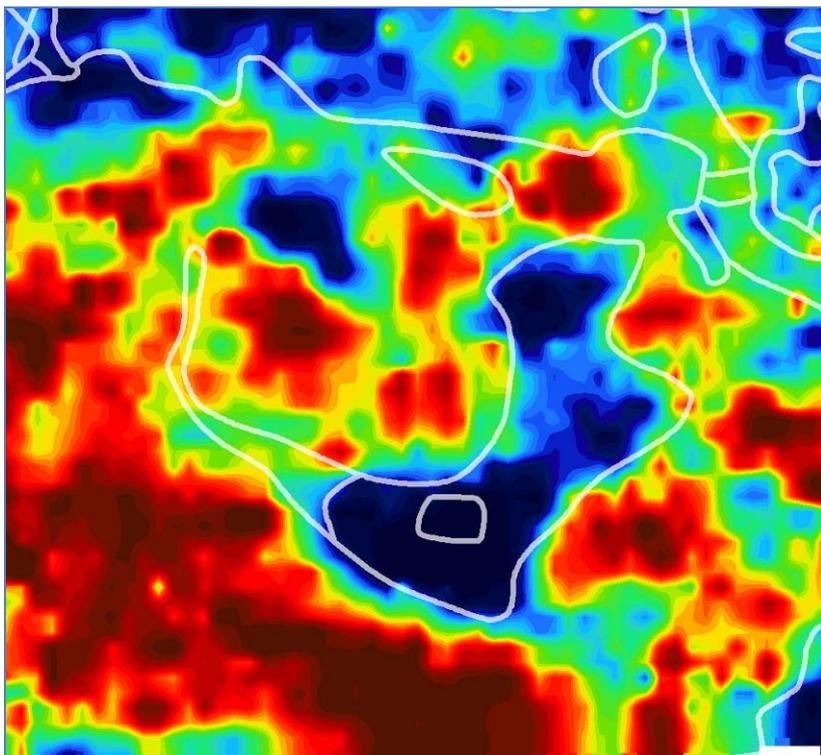


Abb. 9.14: Kalium im Raum Labach-Apfoltern (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

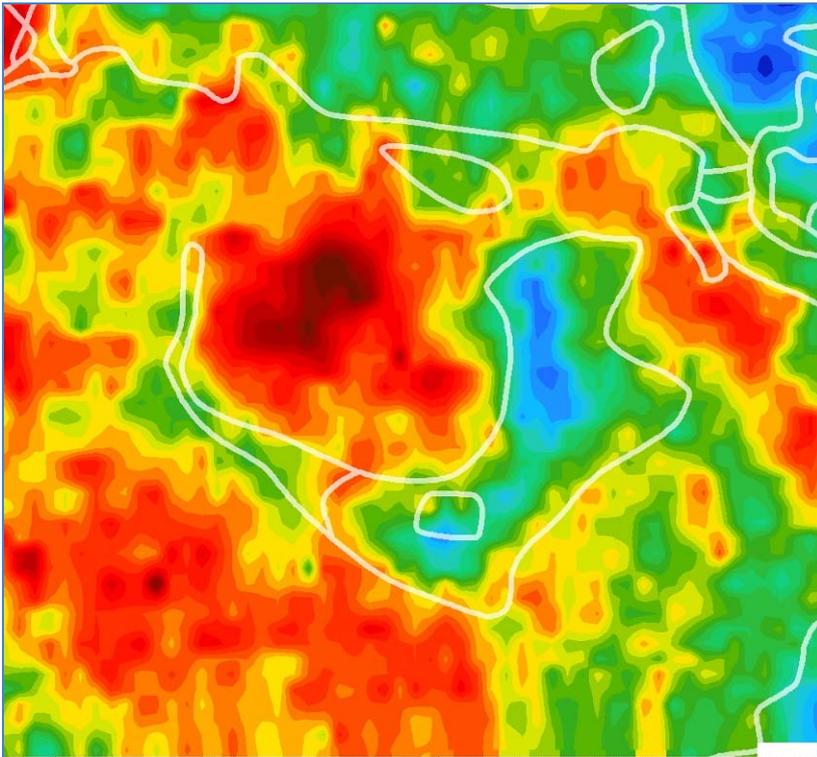


Abb. 9.15: Thorium im Raum Labach-Apfoltern (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

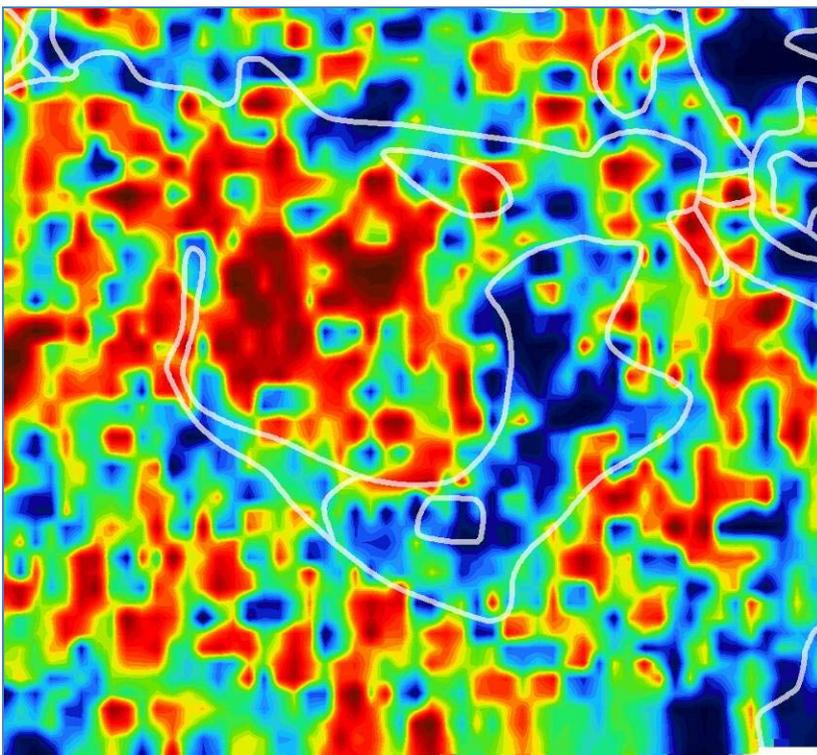


Abb. 9.16: Uran im Raum Labach-Apfoltern (Legende in Abb. 9.4, Erläuterung im Text).

10 Literatur

- ALLETSGRUBER, I. (2007): Radongehalte in Grundwässern des Mühlviertels (Oberösterreich): geologische und hydrogeologische Faktoren. - unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Salzburg.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ÁDÁM, 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.
- BLAUMOSER, N. H. (1992 a): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 84 (1991), 185-203, 5 Abb., 2 Tab.; Wien.
- BLAUMOSER, N. H. (1992 b): Die Transformation von Potentialfelddaten am Beispiel von Magnetfeldanomalien (ΔT) in Österreich.- Leobener H. angew. Geophys., 4, 180-194, 2 Abb., 2 Tab., 1 Anh.; Leoben.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. - Ber. Umweltbundesamt, Wien.
- FINGER, F. (1989): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 128, H. 3+4, S. 383-402, Wien.
- FINGER, F., GERDE, A., JANOUSEK, V., RENÉ, M., RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. - J. Geosc., 52, 9-28.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Zur Vielfalt der jungpaläozoischen Granitoide der südlichen Böhmisches Masse, ihrer Entwicklung und Generationsfolge - Zwei Querschnitte durch das Kristallengebiet Oberösterreichs. Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. Und 23. September 1988. - Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.
- FRIEDL, G. (1990): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Gegend nordöstlich von Freistadt (Oberösterreich) mit besonderer Berücksichtigung des „Grabengranits“. - unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Salzburg.
- FUCHS, G. UND SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. 17 Großpertholz. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. UND THIELE, O. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Erläuterungen zu Blatt 34 Perg. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GERDES, A. (2001): Magma homogenisation during anatexis, ascent and/or emplacement? Constraints from the Variscan Weinsberg Granites. - Terra Nova 13/4: 305-312.
- GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R. R. & FINGER, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement - the South Bohemian Batholith. - J. Czech Geol. Soc., 48, 53-54, Prag.
- 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.; Wien.

- HEINZ, H. (1992): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Bericht ÜLG-28/91, 72 S., 55 Abb., 12 Tab., 24 Beil.; Geol. B.-A. Wien
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes 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. Diplomarb. 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.
- 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.
- KRENN, E. (2000): Petrologie und Geologie der sogenannten Migmagranite des Südböhmischen Batholiths. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Salzburg.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Molassezone Salzburg–Oberösterreich: Strukturkarte der Molassebasis 1 : 200.000.– Geol. B.-A.; Wien.
- 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.
- LOHBERGER, W. (1982): Grundwassererkundung Raum Harbach-Rainbach-Jaunitztal. Hydrogeologisches Gutachten. – unveröff. Gutachten, Linz.
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmisches Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels. – Geophys. Forschungsber. 29 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001h/86), 39 Bl., 9 Abb., 2 Anh.; Wien.
- MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P., SCHUBERT, G. & AHL, A. (2008): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Ulrichsberg (OÖ).– Bericht Projekt ÜLG20/2006B & ÜLG28/2007A, 66 S., 31 Abb., 5 Tab.; Wien.
- MOTSCHKA, K., BIEBER, G., SLAPANSKY, P., AHL, A., SUPPER, R. & RÖMER, A. (2009): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Eferdinger Becken / OÖ.– Bericht Projekte ÜLG-20/06c & 07a, ÜLG-28/07c & 08a, ÜLG-35/07c, 125 S., 67 Abb., 10 Tab.; 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.

- SCHILLER, D. (2010): Bericht über geochemische Untersuchungen von granitischen Gesteinen aus dem Raum Freistadt. – unveröff. Bericht, Inst. für Materialforschung und Physik, Univ. Salzburg.
- SCHUBERT, G. & FINGER, F. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: ÖK 16 Freistadt.– Geol. B.-A.; Wien.
- SCHUBERT, G., FINGER, F., GASSER, V. & LETTNER, H. (2003): Radionuklide im Grundwasser des kristallinen Untergrunds im Mühlviertel. – unveröff. Bericht Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität).– Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986 a): Aerogeophysikalische Vermessung von Teilen des Westlichen Mühlviertels Nord und Süd– Bericht Proj. OC-1b/83, Österr. Akad. Wiss., Wien
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986 b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weinsberger Wald.– Bericht Proj. OC-1d/85, Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986 c): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weitra.– Bericht Forschungsproj. NC-6q/84, Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988 a): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Pregarten.– Bericht Proj. ÜLG-20/87-1, Geol. B - A., Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988 b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kefermarkt.– Bericht Proj. OC-1i/86, Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988 c): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Perg.– Bericht Proj. ÜLG-20/87-2, Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. BRÜGGEMANN, H. & PIRKL, H. R. (1995): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Peuerbach – Ried.– Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/88-2.3, 49 Bl., 10 Abb., 1 Anh., 13 Beil.; Wien.
- SEIBERL, W., PIRKL, H. & UMFER, Th. (1996): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Gallneukirchen, Oö.– Bericht Proj. ÜLG-20/91-3 & 93-1, Geol. B.-A., Wien.
- SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2009): Ergänzende geophysikalische Auswertungen der Aeromagnetik der Molassezone Salzburg – Oberösterreich und angrenzender Gebiete.– Bericht ÜLG-28/07d, 73 Bl., 39 Abb., 2 Tab.; Wien.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988 a): 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. (1988 b): Geophysikalische Parameter der Oberflächengesteinedes nordöstlichen Mühlviertels. – Geophys. Forschungsber. 26 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001f/85), 34 Bl., 10 Abb., 2 Anh.; Wien.

ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter

Abbildung A1: Dosisleistung	81
Abbildung A2: Kalium	82
Abbildung A3: Uran	83
Abbildung A4: Thorium	84
Abbildung A5: Cäsium	85
Abbildung A6: Ternäre Darstellung K/U/TH	86
Abbildung A7: Scheinbarer elektr. Widerstand homogener Halbraum	87
Abbildung A8: Scheinbarer elektr. Widerstand 1. Schicht	88
Abbildung A9: Mächtigkeit der 1. Schicht	89
Abbildung A10: Scheinbarer elektr. Widerstand 2. Schicht	90
Abbildung A11: Isanomalien der magnetischen Totalintensität	91

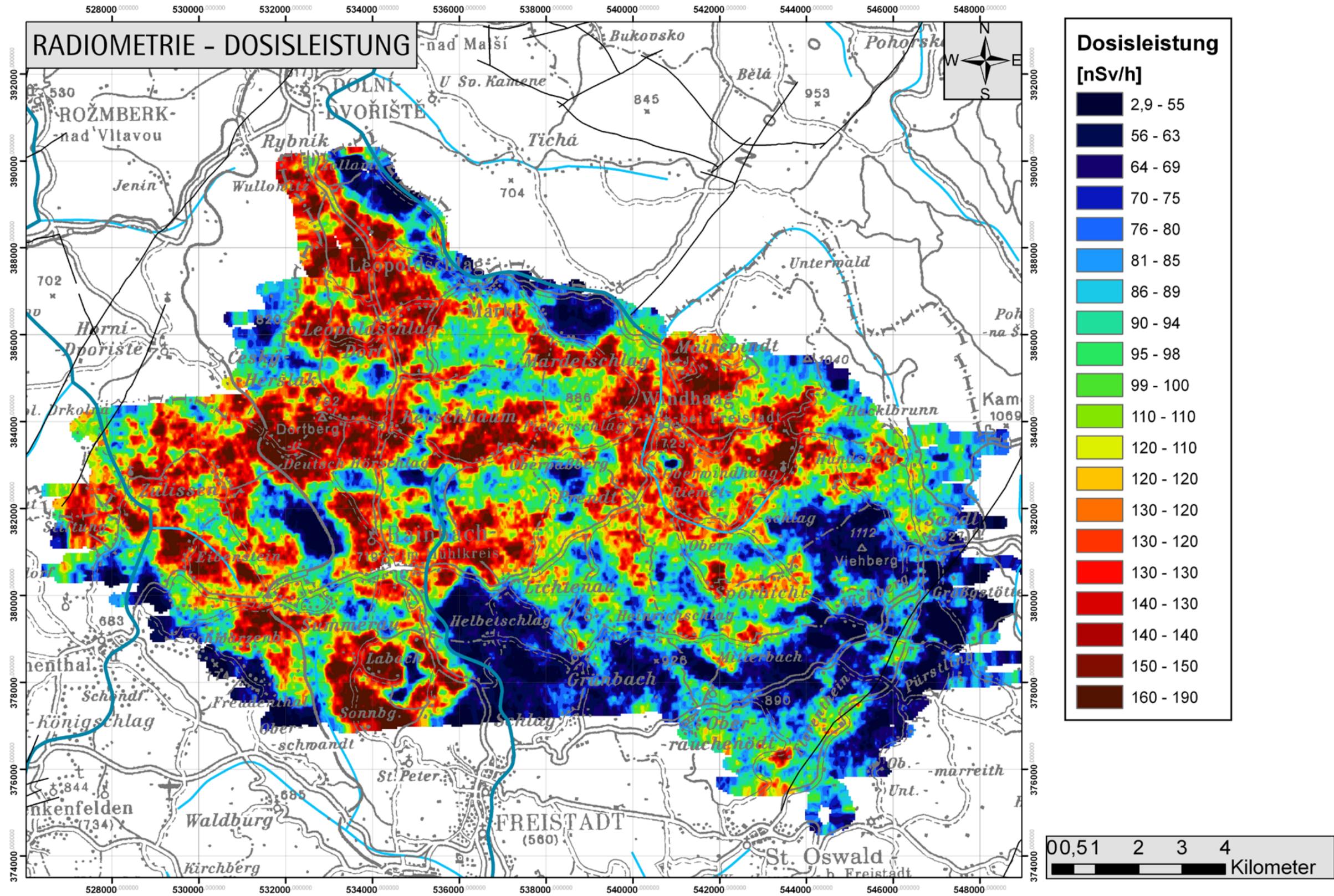


Abbildung A1: Dosisleistung.

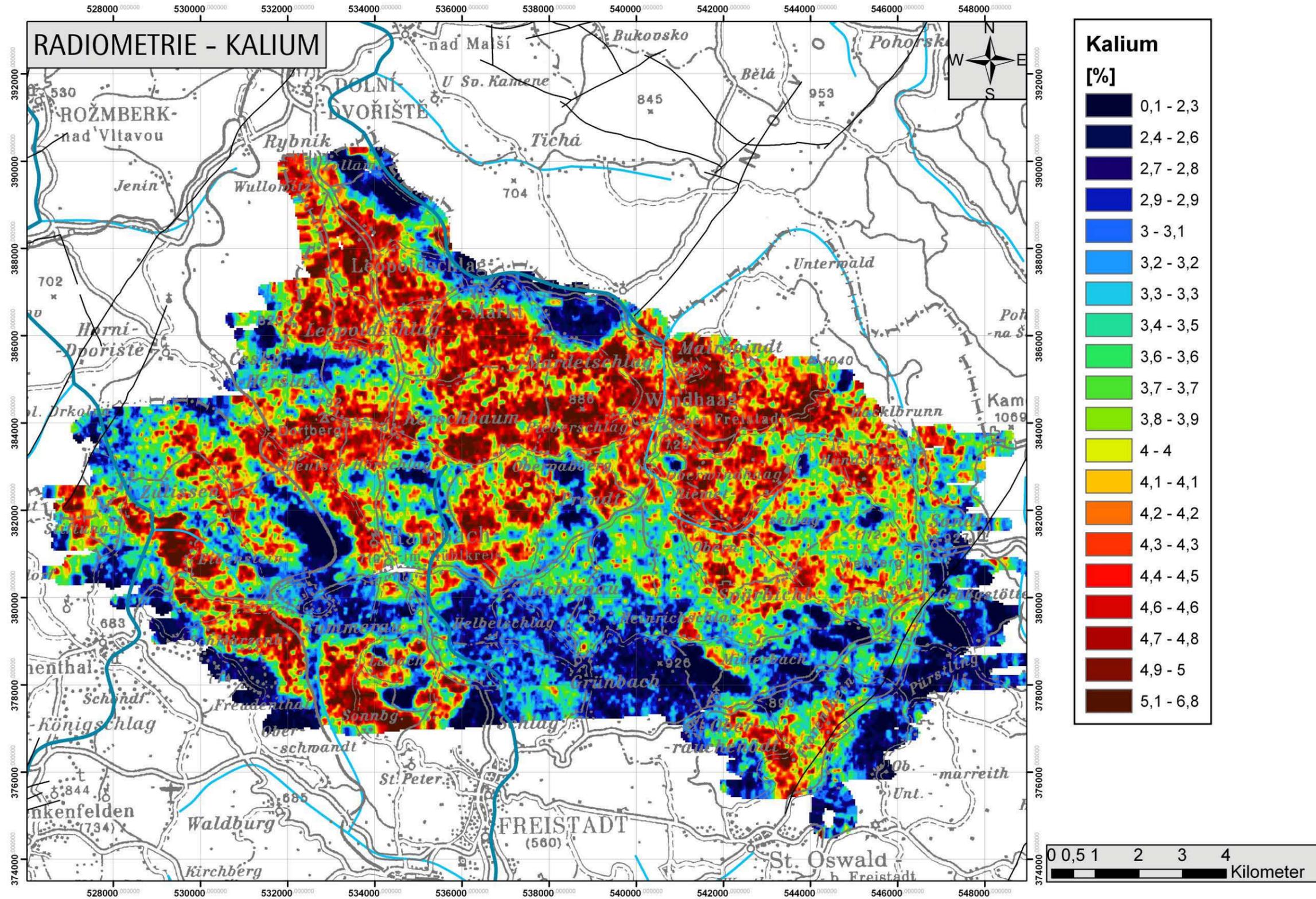


Abbildung A2: Kalium.

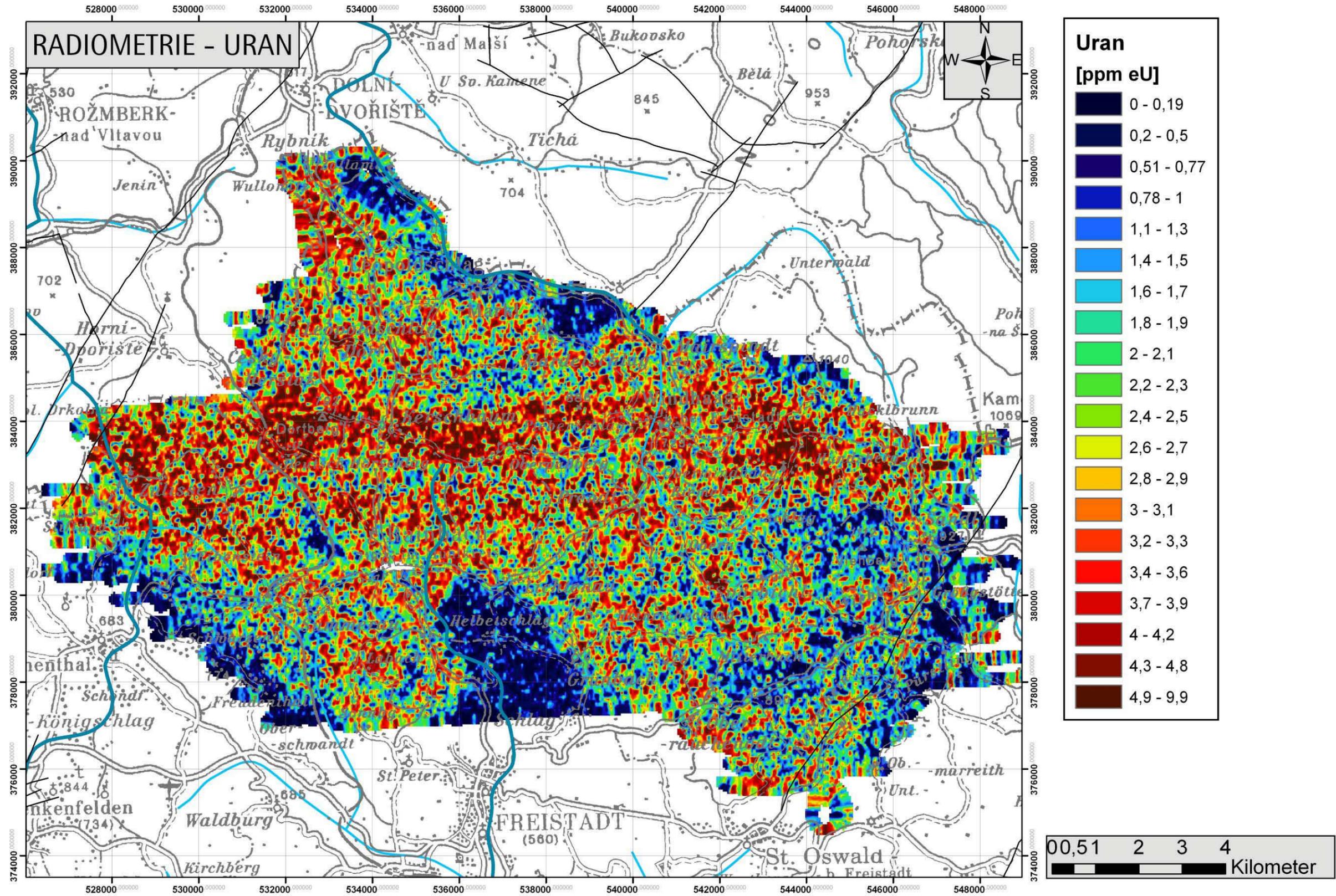


Abbildung A3: Uran.

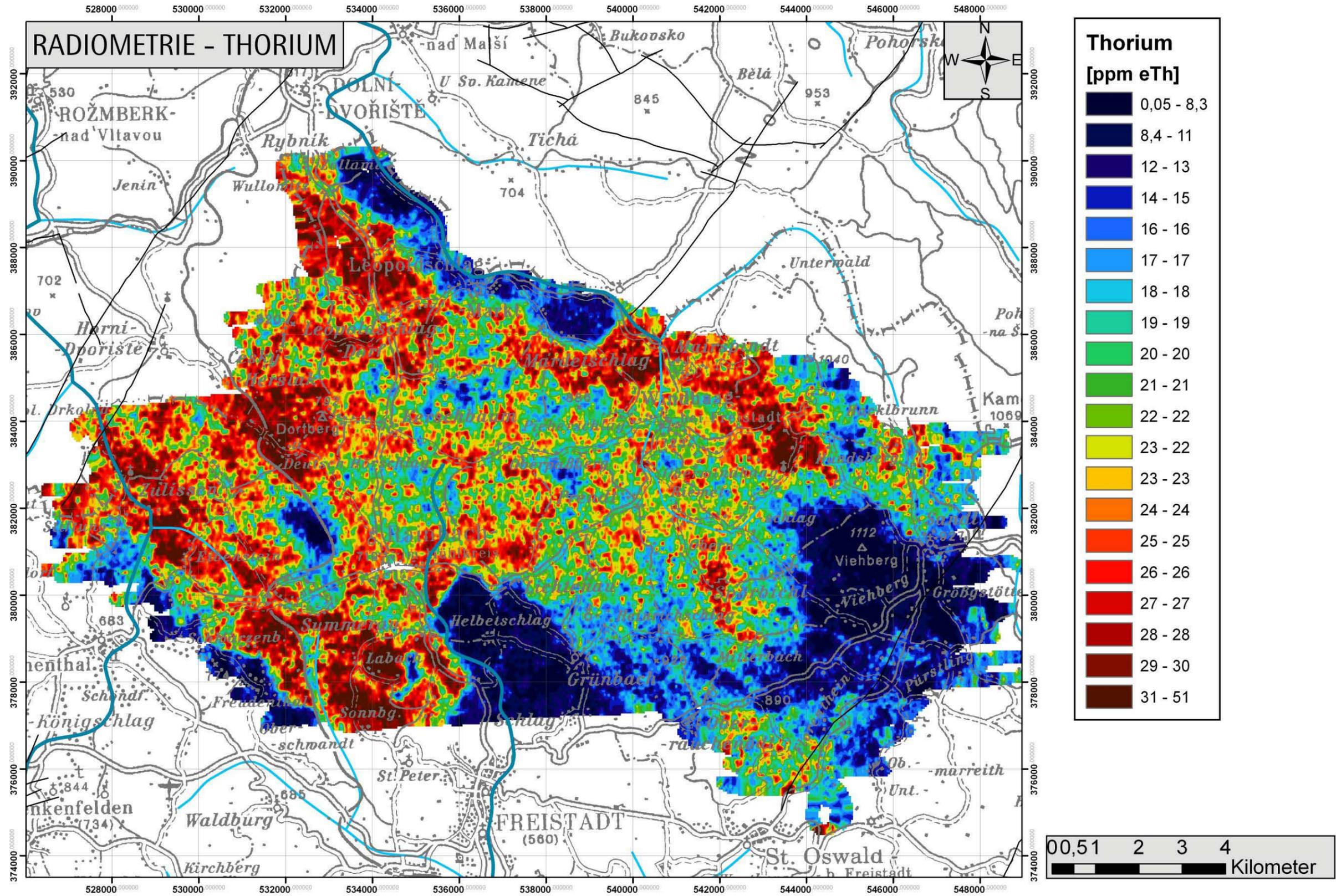


Abbildung A4: Thorium.

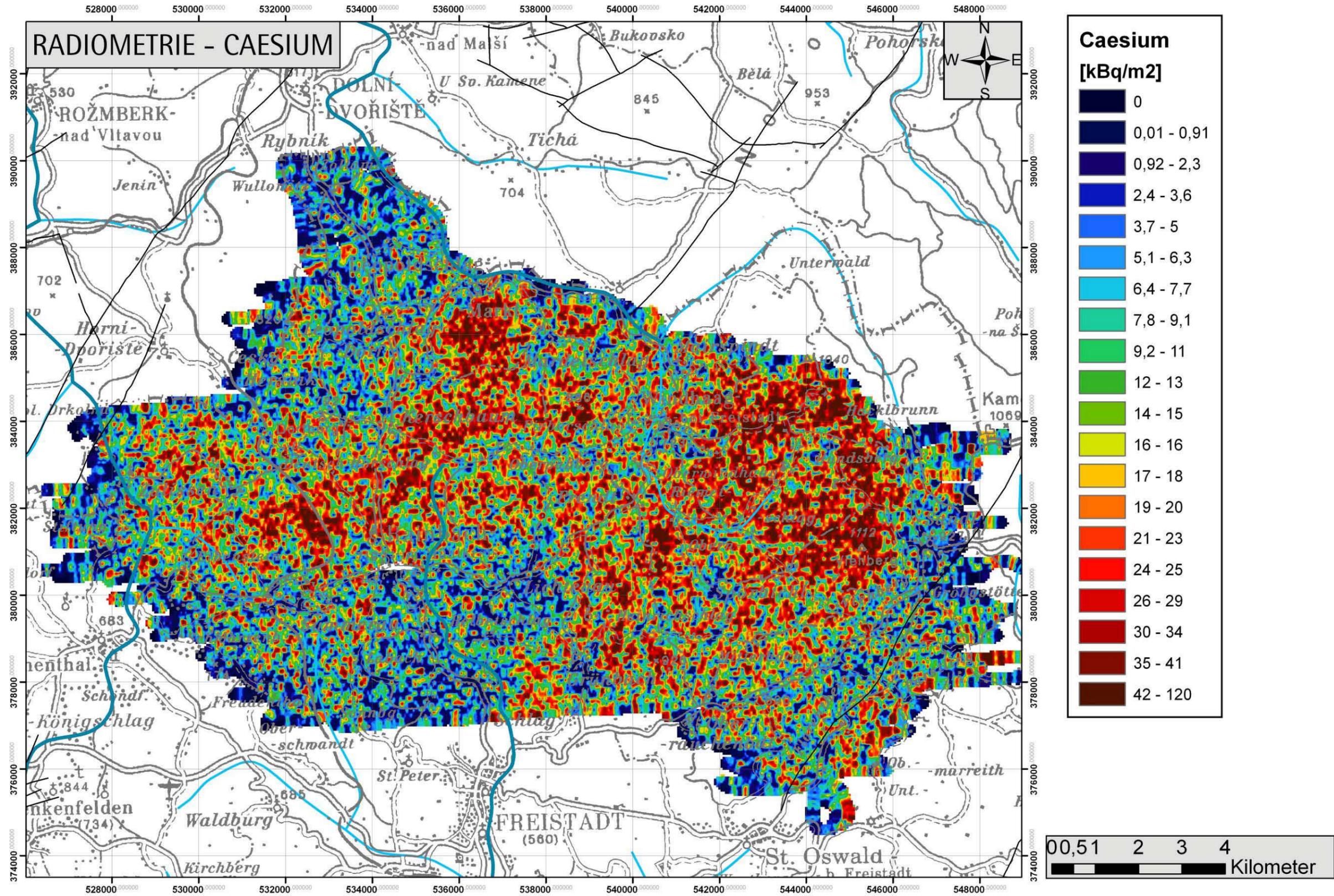


Abbildung A5: Cäsium.

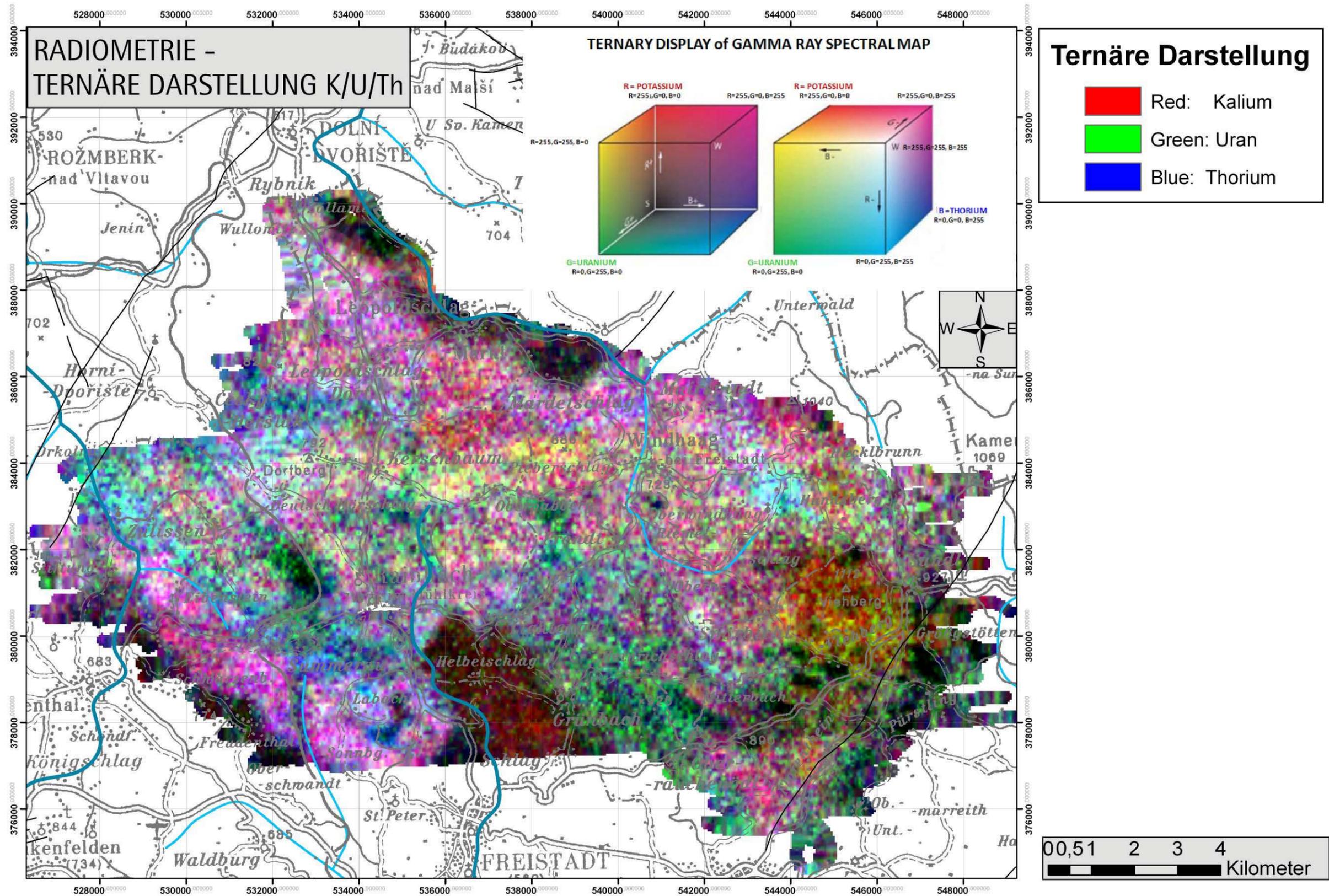


Abbildung A6: Ternäre Darstellung K/U/Th.

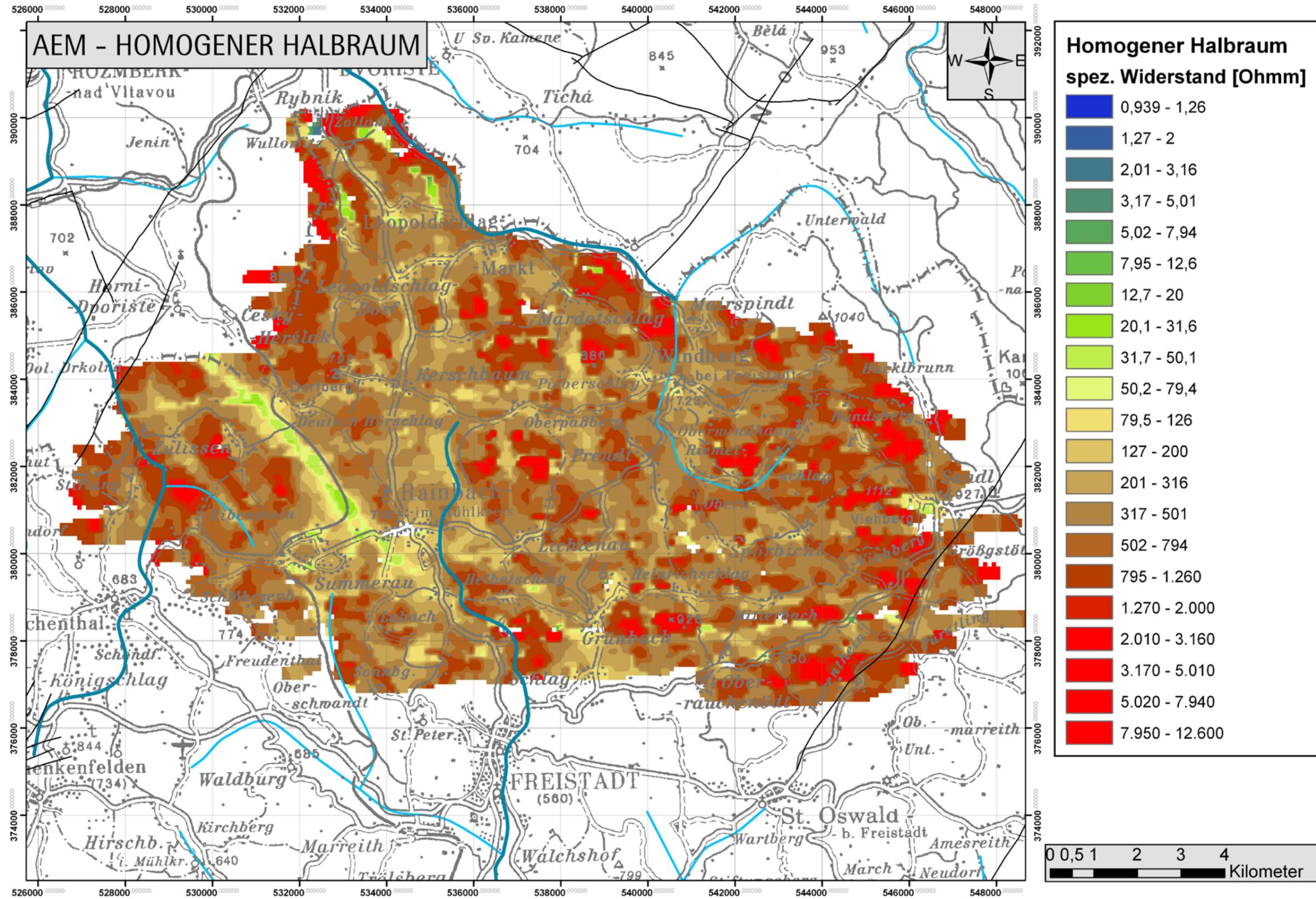


Abbildung A7: Elektrischer Widerstand – homogener Halbraum.

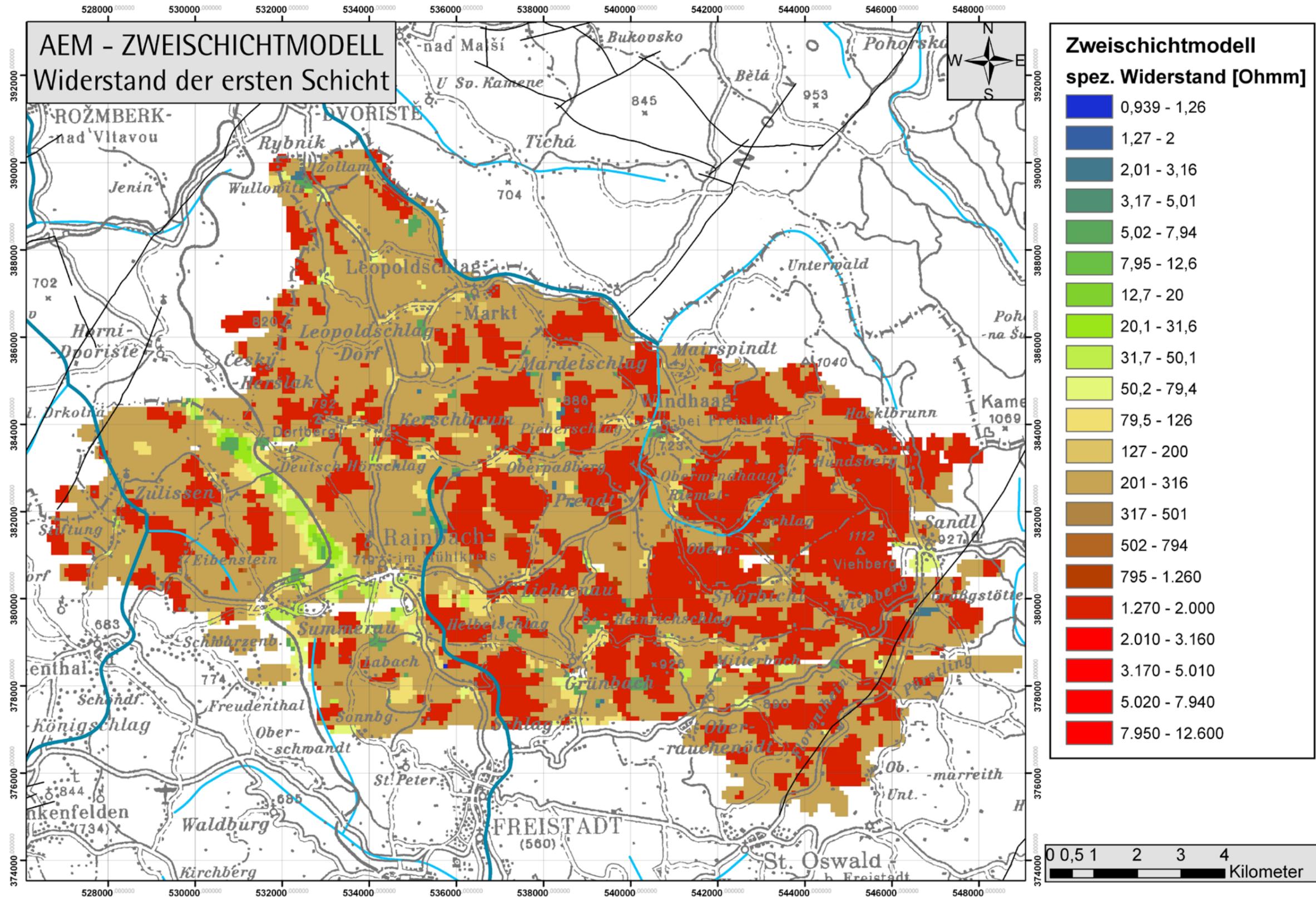


Abbildung A8: Elektrischer Widerstand – Widerstand der 1. Schicht.

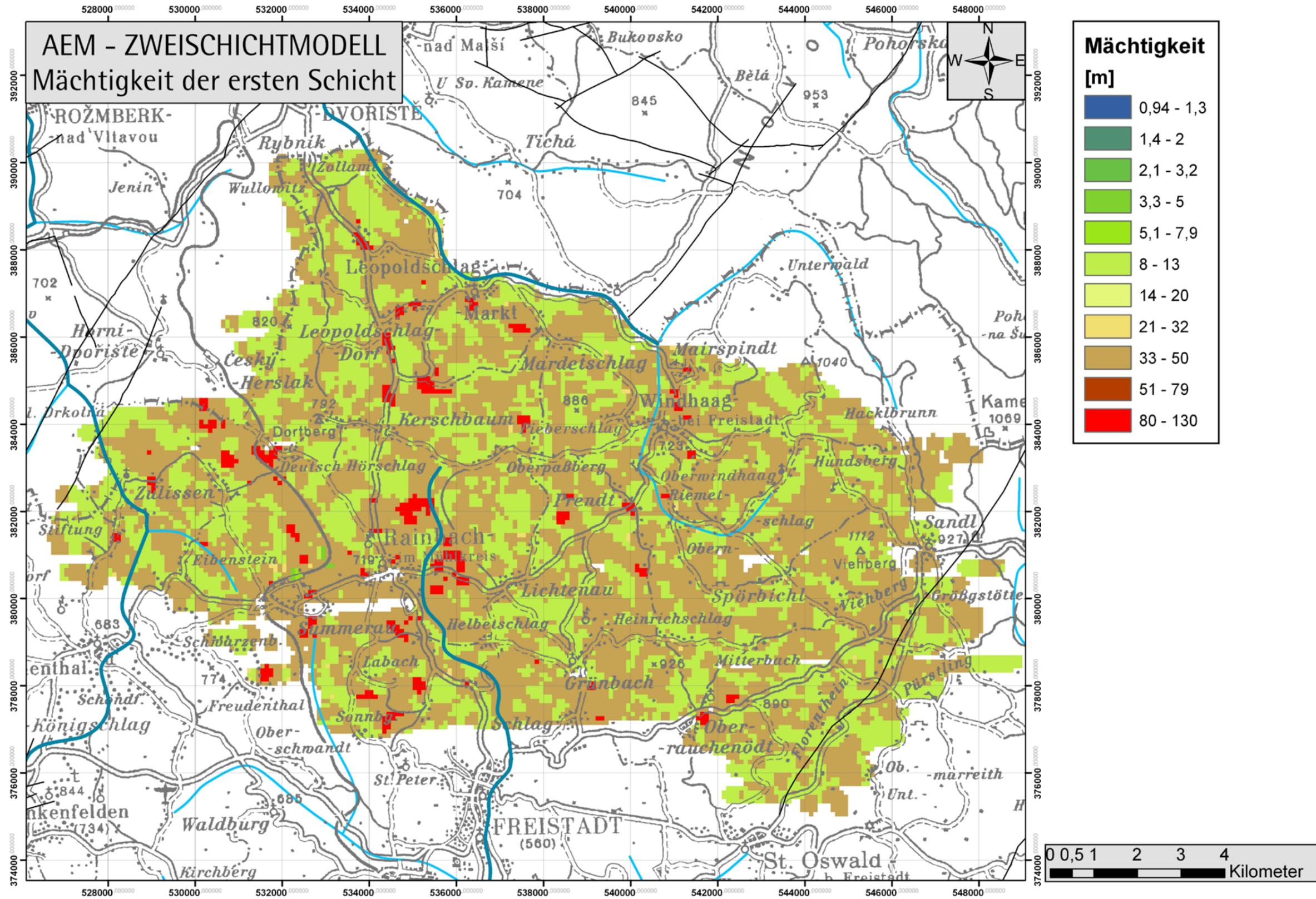


Abbildung A9: Elektrischer Widerstand – Mächtigkeit der 1. Schicht.

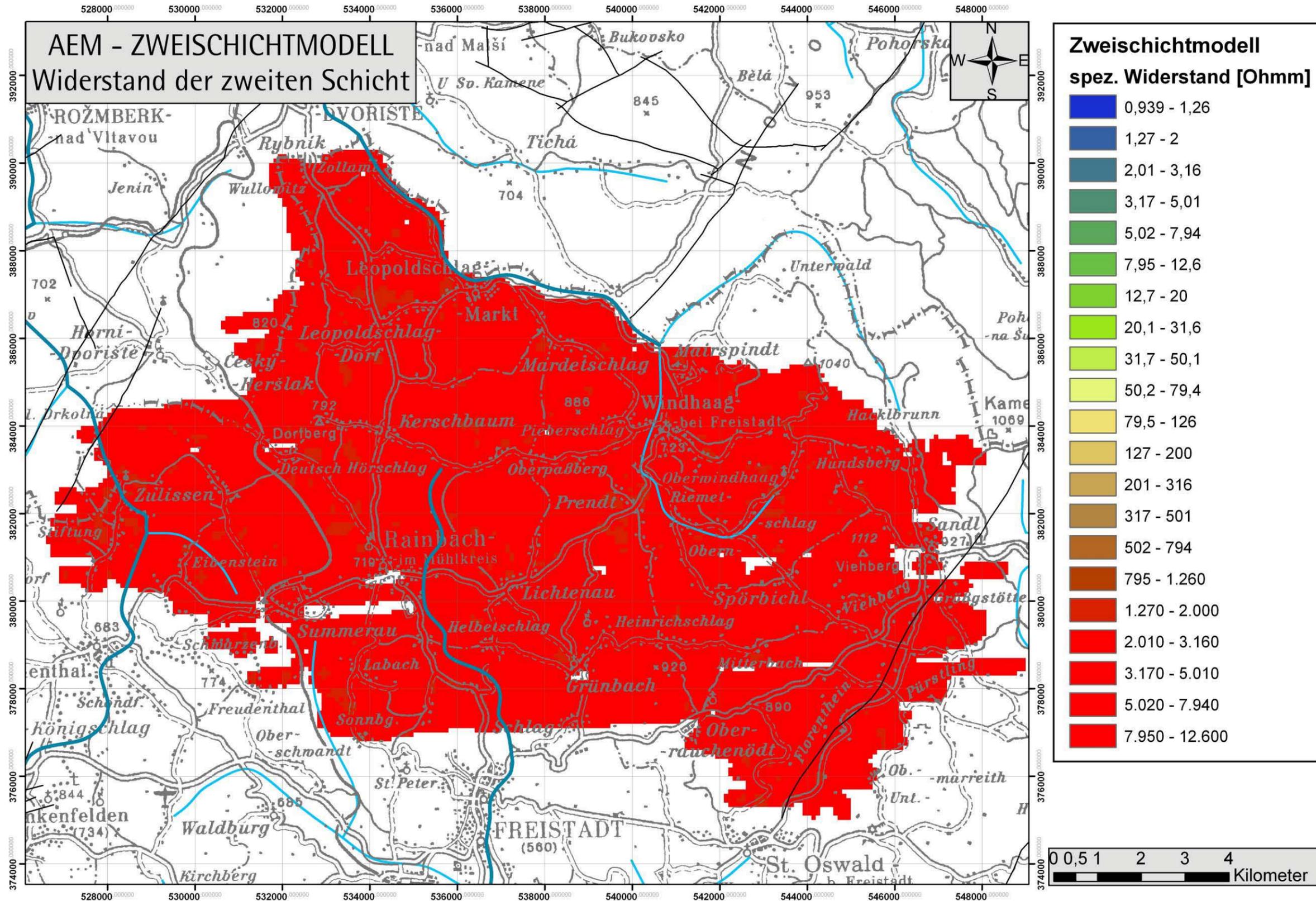


Abbildung A10: Elektrischer Widerstand – Widerstand der 2. Schicht.

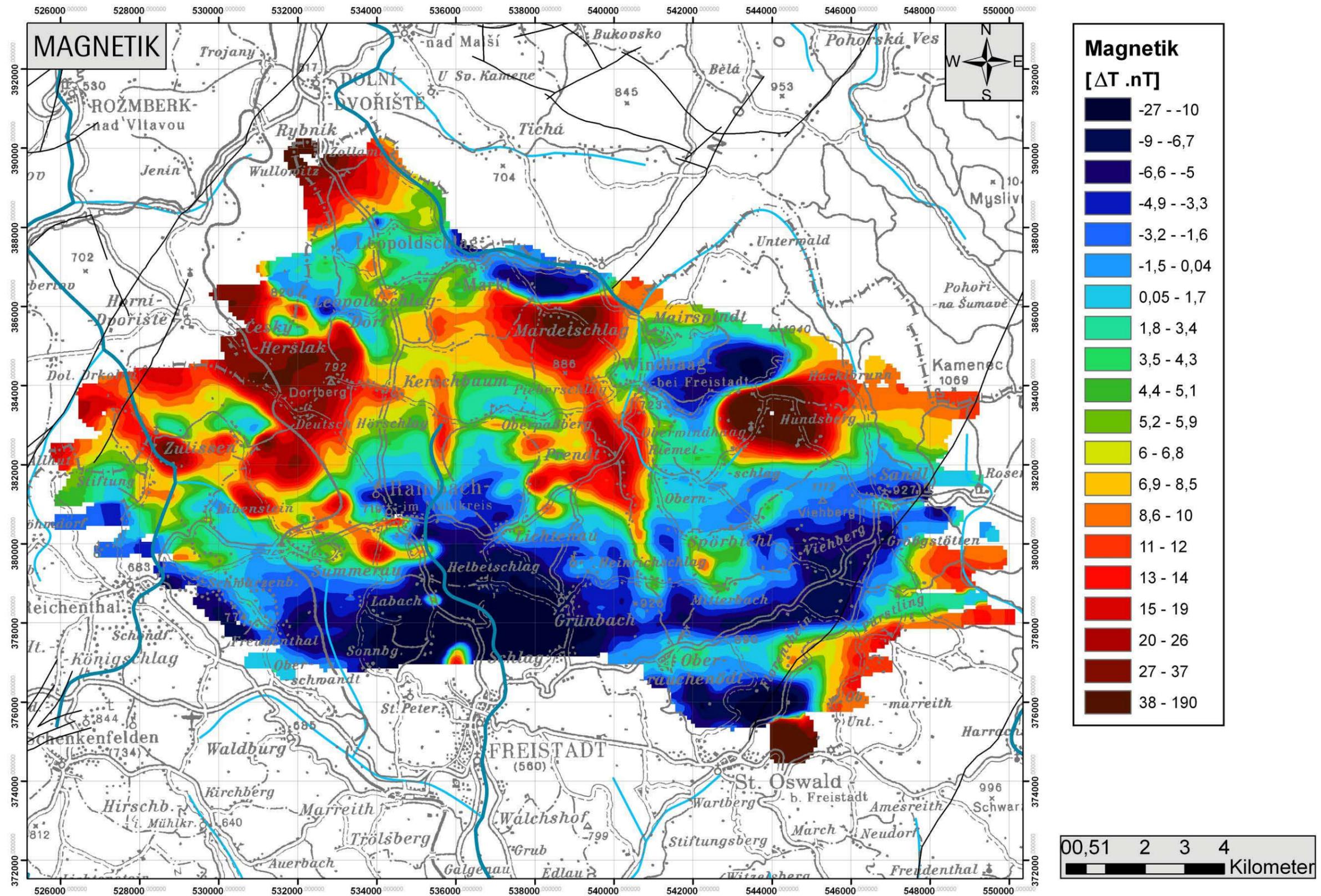


Abbildung A11: Isanomalien der magnetischen Totalintensität.

