

# Geologische Bundesanstalt



Projekt ÜLG20/2010C & 2011B  
Projekt ÜLG28/2010C, 2011C & 2012B  
Projekt ÜLG35/2010C, 2011C & 2012B

## AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG

im Bereich Wattener Lizum I (T)

von

P. SLAPANSKY, G. BIEBER, K. MOTSCHKA, A. AHL, A. RÖMER,  
CH. HÖRFARTER, M. ROCKENSCHAUB

152 S., 85 Abb., 11 Tab.

Wien, Oktober 2013



PROJEKTLEITUNG:

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

MITARBEITER:

M. HEIDOVITSCH	TECHNIKER
MAG. <sup>a</sup> B. JOCHUM	GEOPHYSIK
MAG. <sup>a</sup> 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
2010A	LEST	LEST	LEST
2010B	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE
2010C	WATTENER LIZUM I	WATTENER LIZUM I	WATTENER LIZUM I
2010D			JAHRESBERICHT
2011A	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE
2011B	WATTENER LIZUM I	LEST	LEST
2011C		WATTENER LIZUM I	WATTENER LIZUM I
2011D			JAHRESBERICHT
2012A	BAD LEONFELDEN	BAD LEONFELDEN	WEYER
2012B	WEYER	WATTENER LIZUM I	WATTENER LIZUM I
2012C	WÖRGL		JAHRESBERICHT

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

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	1
1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts.....	3
2 Verwendete Messmethoden und allg. Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen.....	4
3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung.....	6
3.1 Messausrüstung.....	6
3.2 Fluglinien.....	8
3.3 Durchführung der Messungen.....	9
3.4 Personal.....	10
4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung.....	11
4.1 Aufgabe der ADV.....	11
4.2 Datenkontrolle.....	11
4.3 Flugwegdaten.....	12
4.4 Elektromagnetische Widerstandskartierung.....	12
4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ ).....	13
4.6 Radiometrische Kartierung.....	14
4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung.....	14
4.6.2 Korrekturen der Messdaten.....	14
4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten.....	18
5 Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings.....	20
5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen.....	20
5.2 Problem der exakten Höhenbestimmung.....	22
6 Geologie des Messgebietes.....	24
6.1 Geologischer Überblick.....	24
6.2 Lithologische Einheiten im Untersuchungsgebiet.....	27
6.2.1 Gesteinstypen des Untersuchungsgebiets entsprechend der Geofast-Karte ÖK 149 Lanersbach (KROISS, 2005), ohne Quartär und rezente Bedeckung.....	27
6.2.2 Überblick über die Schichtfolge, gegliedert nach tektonischen Zusammenhängen.....	32
6.2.3 Geologische Profile.....	37
7 Magnetik.....	43
7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität.....	43
7.2 Curie-Temperatur und geothermischer Gradient.....	43
7.3 Feldfortsetzung.....	43
7.4 Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol.....	44
7.5 Magnetische Suszeptibilität.....	44
7.6 Strukturelle Interpretationen der Magnetik.....	55
7.6.1 Befliegung im Jahr 2010.....	55
7.6.2 Befliegung im Jahr 2011.....	57
7.6.3 Kombination der Hubschraubermagnetik mit der AMVÖ.....	59
7.6.4 Interpretation der tektonischen Struktur anhand des Vergleiches der Magnetik mit der Auswertung der LANDSAT-Bildlineamente.....	69
7.6.5 Anthropogene magnetische Anomalien.....	70
8 Elektromagnetik.....	71
8.1 Interpretation der AEM Daten in Detailgebieten mit dem Inversionsprogramm EM1DFM.....	71
8.2 GIS-Grundlagen.....	71
8.3 AEM Auswertung.....	72
8.3.1 Rahmenbedingungen.....	72



8.3.2	Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes .....	77
8.3.3	AEM Auswertung für das gesamtes Untersuchungsgebiet .....	84
8.3.4	AEM Auswertung der Detailgebiete .....	91
8.4	Resümee .....	109
9	Gammastrahlungsmessung .....	111
9.1	Elemente und Minerale .....	111
9.2	Vergleichsdaten .....	113
9.3	Ergebnisse und Interpretation .....	116
9.3.1	Interpretation im Überblick .....	116
9.3.2	Ternäre Darstellung K-U-Th. binäre Darstellungen K-U. K-Th und U-Th .....	121
9.3.4	Dosisleistung .....	126
9.3.5	Cäsium-137 (Fallout nach Tschernobyl) .....	128
10	Literatur .....	131
ANHANG:	Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter .....	138



## Zusammenfassung

Mit der hubschrauber- und bodengeophysikalischen Vermessung im Bereich Wattener Lizum I (ÖK-Blatt 149) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung erstellt werden.

Die Befliegung erfolgte in Form von Konturlinien und parallelen Fluglinien mit einem geplanten Sollabstand von einhundert bis zweihundert Metern. Dabei wurden in den Jahren 2010 und 2011 2800 Line-Kilometer befliegen.

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

### Elektromagnetik

Die Auswertung und Interpretation der AEM Daten beschreibt vor allem den Unterschied in morphologischen Gegebenheiten wie glazialen bzw. postglazialen Sedimenten (Moränenmaterial in situ und auch transportiert, Hangschutt, Schwemmfächer...), Massenbewegungen zu anstehendem Fels und deren Grad der Zerlegung bzw. Feinanteil. Unterschiede in der Lithologie treten in den Hintergrund.

Folgende Punkte lassen sich korrelieren:

Anstehende, tiefgreifend aufgelockerte Felsformationen zeigen bis in große Tiefe (max. 10er Meter Mächtigkeit) mit rund  $>1200 \Omega\text{m}$  den höchsten Widerstand im Untersuchungsgebiet.

Blockschutt, Hangschutt, Schuttfächer, Lockergesteins- Massenbewegungen liegen, je nach Feinkornanteil, im Widerstandsbereich von  $500\text{--}800 \Omega\text{m}$ . Dazu zählen z.B. das große Blockschutt-Areal NW des Lagers Walchen und der Bereich des Mölser Niederlegers. Ausgedehnte Hangschuttkörper befinden sich vor allem westlich und östlich an den Talflanken im nördlichen Teil des Mölstales.

Rinnen und Mulden, gefüllt mit umgelagertem Hangschutt und Schwemmfächer liegen bei rund  $100\text{--}400 \Omega\text{m}$ . Bei den niederohmigen Flächenanteilen, welche vom Talschluss des Mölstales Richtung NE ziehen, nimmt der elektr. Widerstand auch mit der Tiefe etwas ab. Diese Anomalien lassen sich schwer interpretieren. Entweder handelt es sich um einen Bereich erhöhter Wasserwegigkeit oder der Tonmineral- bzw. Feinanteil nimmt, auf Grund von Zusammenschwemmungen oder glazialen Transportmaterialies, zu.

Einen Beleg über die Reproduzierbarkeit der AEM-Ergebnisse liefern die Widerstandswerte im Bereich südöstlich der Mölsbergspitze und Schotteben, welche an verschiedenen Tagen befliegen wurden (21. Juli und 22. Juli 2010) und übereinstimmende Ergebnisse liefern.

### Magnetik

Die Werte der magnetischen Suszeptibilität von Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes, die im Rahmen von ÜLG-28 und TRANSALP ermittelt wurden, werden hier erstmals insgesamt dargestellt. Sie sind in Diagrammen der Werteverteilungen und in Tabellen der Mittelwerte von einzelnen Messpunkten nach tektonischen, lithologischen und z. T. stratigraphischen Gesichtspunkten

angeordnet. Die Gesteinstypen mit den höchsten Suszeptibilitätswerten sind metamorphe Ultrabasite (Serpentinite) und Metabasite (Grünschiefer, Diabase, Metagabbros etc.). Entsprechend bilden diese Lithologien am ehesten magnetische Störkörper. Dazu kommen noch Magnetit und Pyrrhotin führende Vererzungen, die aber bei den oben genannten Untersuchungen keinen Schwerpunkt bildeten. Bei den Zentralgneisen zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen dem Tuxer Kern und dem Zillertaler Kern. Ersterer zeigt stärkeres Streuen der Werte und z. T. deutlich paramagnetisch geprägte magnetische Suszeptibilität, während im Zillertaler Kern die Werte wesentlich homogener und insgesamt niedriger sind. Für die übrigen Zentralgneisvarietäten liegen derzeit zu wenige Messungen vor, um einen Vergleich zuzulassen.

Für Anomalien im Bereich der Innsbrucker Quarzphyllite werden Grünschiefer als Quellen vermutet.

Eine sehr markante Anomalie bildet der Reckner Serpentin. Die Form dieser Anomalie lässt auf Anteile remanenter Magnetisierung schließen. Auch kleinere Serpentinorkommen innerhalb der Kaserer Serie bei Mayrhofen bilden sich im magnetischen Muster ab. Dies zeigt, dass auch kleinere Serpentine, die nicht an der Oberfläche anstehen, sofern sie nicht allzu tief liegen, durch die Hubschraubermessungen erfasst werden.

Die starken Anomalien südlich des Messgebietes, die dieses nur noch randlich beeinflussen, sind auf Serpentine in der paläozoischen Greiner Serie und Äquivalente (Serpentin vom Ochsner, Pfitscher Joch etc.) zurückzuführen. Diese werden in Zusammenhang mit den Messergebnissen der „Aeromagnetik von Österreich“, die hier feldfortgesetzt und polreduziert berechnet wurde, und bisherigen Modellrechnungen diskutiert.

### **Radiometrie**

Die K-Gehalte sind hoch im Zentralgneis des Ahornkerns, im Zentralgneis des Tuxer Kerns und den Serien der Schönachmulde sind sie deutlich niedriger. Sehr niedrige Werte finden sich in der Wolfendorndecke und den Bündner Schiefern, die Werte der Modereckdecke liegen etwa dazwischen. Die U-Gehalte und auch die Th-Gehalte folgen im Wesentlichen diesem Verteilungsmuster.

Die Innsbrucker Quarzphyllite weisen im Vergleich mittlere Kalium-, niedrige Uran- und mittlere Thoriumgehalte auf. Die Belastung mit Cs ist im Vergleich zum gesamten Bundesgebiet als niedrig bis mittel einzustufen. Die Verteilung ist im Untersuchungsgebiet im Detail sehr inhomogen.

# 1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschrauber- und bodengeophysikalischen Vermessung im Bereich Wattener Lizum I (ÖK-Blatt 149) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur

- Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung

erstellt werden.

Die Messflüge und die Bodengeophysik im genannten Messgebiet - die Lage des Messgebietes kann der Abb. 1.1 entnommen werden - fanden in den Jahren 2010 und 2011 statt. Der Militär-Hubschrauberlandeplatz in Schwaz diente als Ausgangspunkt. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Herbst 2011 begonnen und im Herbst 2012 wurden diese abgeschlossen.

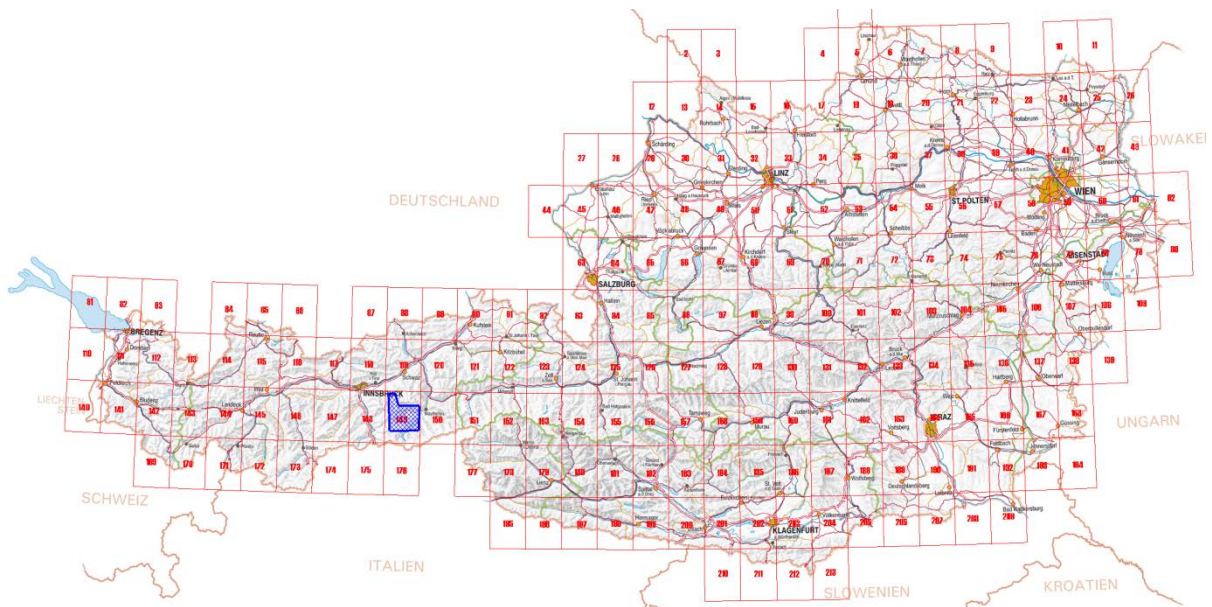


Abb. 1.1: Lage des Messgebietes (Karte aus AMap-Fly).

## 2 Verwendete Messmethoden und allg. 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 [ $\kappa$ ] (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 Raum Wattener Lizum 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 33.6 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  $\mu\text{m}$  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 (siehe auch Kapitel 5).
- Der Flugweg wird auf einer Breite von  $\pm 100$  m digital 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 Personal Computer (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 Farbgraphischschirm.

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

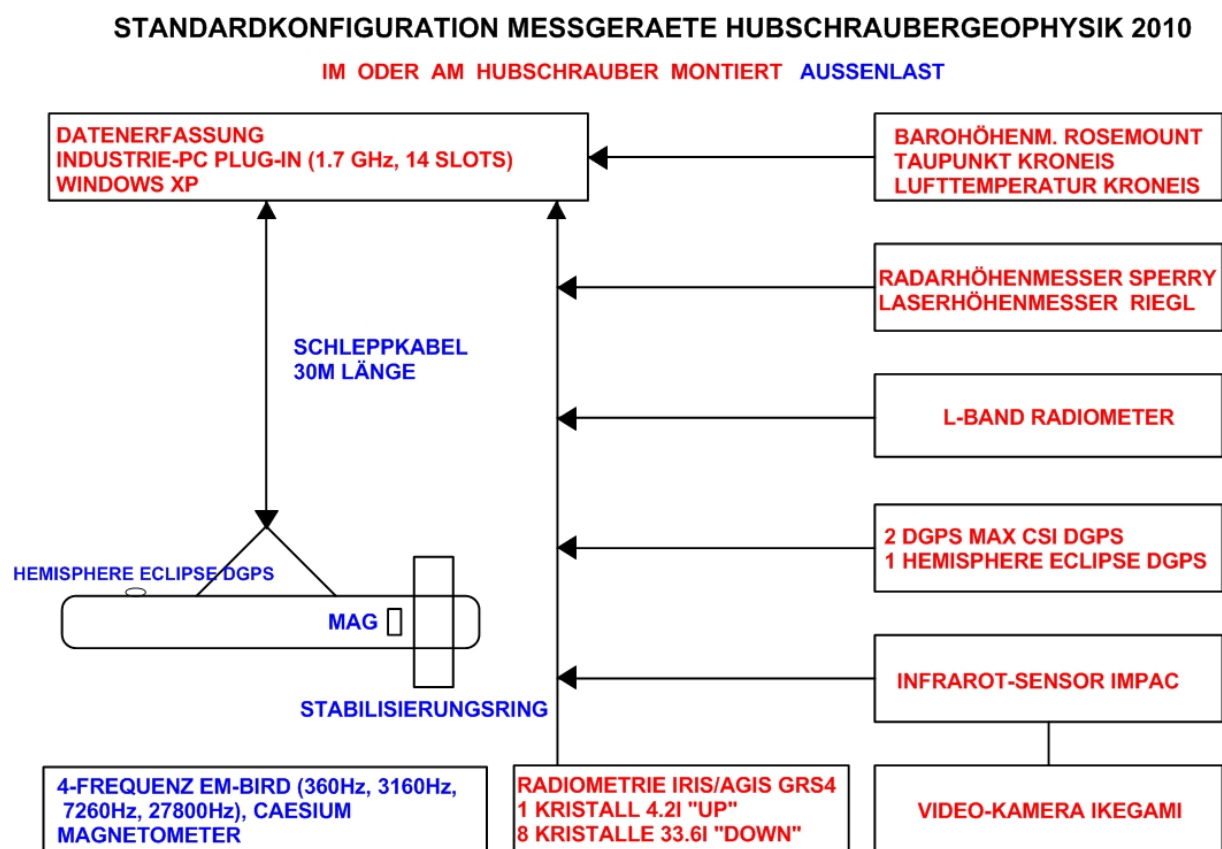


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems.

### 3.2 Fluglinien

Die Befliegung erfolgte in Form von Konturlinien und paralleler Fluglinien mit einem geplanten Sollabstand von einhundert bis zweihundert Metern. Dabei wurden in den Jahren 2010 und 2011 2800 Line-Kilometer beflogen.

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

Die Abbildung 3.2 zeigt die Lage der Flugprofile im Messgebiet.

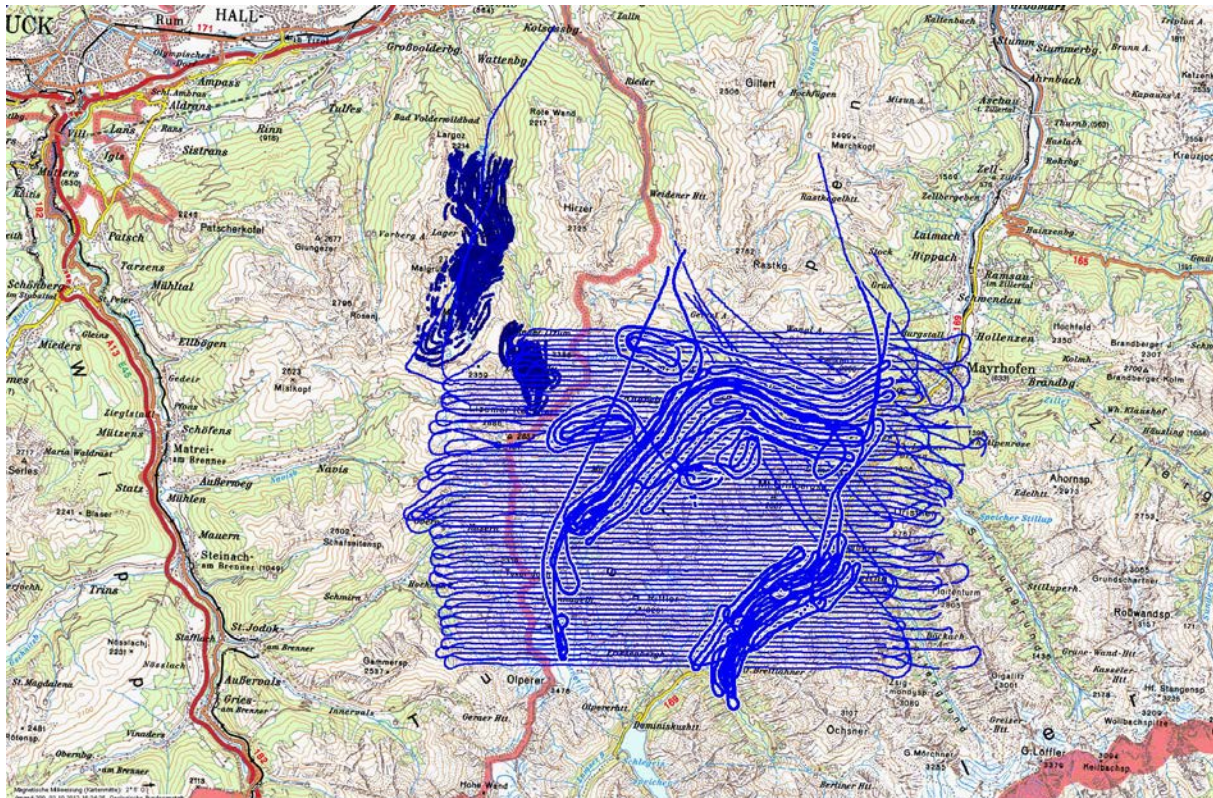


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile im Messgebiet Wattener Lizum I (Karte aus AMap).

### 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 ( $^{208}\text{Tl}$ ) (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 Wendungen zwischen den Messprofilen ist es notwendig, für jeweils ca. 3 min auf etwa 350 m Höhe 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 und nach ca. einer Stunde 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.

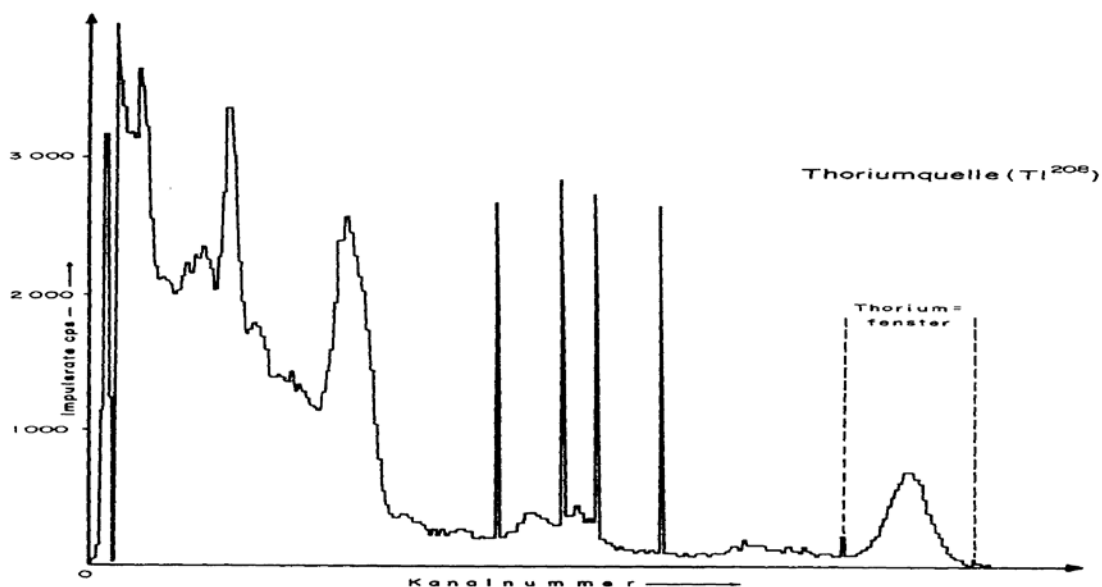


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle ( $^{208}\text{Tl}$ ).

### 3.4 Personal

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

Geologische Bundesanstalt:

Klaus Motschka

Martin Heidovitsch

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Jürgen Sölkner

Manuel Ebner

Hermann Schardax

Karl Kinzl

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 in der Kaserne Schwaz,
- eine Reihe von Gerätekonstanten und Kalibriergrößen, die z. T. für jeden Messflug neu bestimmt werden müssen,
- Flugberichte mit Angaben über Flugnummer, Fluglinien und Abweichungen von der Norm (z.B. Unterbrechung von Fluglinien, besondere Störungen),
- topographische Unterlagen für die Ergebniskarten.

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

### 4.2 Datenkontrolle

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

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

Die Mess- und Datenerfassungssysteme sind im Hubschrauber großen mechanischen Belastungen ausgesetzt. So können sich Datenverluste ergeben, die sich zwar nur im Promillebereich der gesamten Daten bewegen, die aber trotzdem korrigiert werden müssen. 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 digitalen 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  $\rho_a$
  - oder in mehrere Ergebnisparameter des Mehrschichtmodells, nämlich
    - Widerstand der 1. Schicht plus Mächtigkeit der 1. Schicht
    - Widerstand der 2. Schicht plus Mächtigkeit der 2. Schicht
    - usw.

Zur Inversion der EM-Daten wurde das Programm EM1DFM (Version 1.0) 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.

Die Aufgabe der Inversion von drift- und höhenkorrigierten AEM-Messwerten ist die Berechnung einer geologisch sinnvollen Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund, die die Messdaten möglichst gut repräsentiert. Eine Inversion großer AEM-Messgebiete mit 2D oder 3D Widerstandsmodellen ist derzeit praktisch noch nicht durchführbar - hier bleibt die Entwicklung im Hardware und Softwarebereich abzuwarten. In der Praxis werden bei der Inversion von AEM-Daten deshalb 1D homogene, horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt werden.

Das Inversionsprogramm EM1DFM wird seit Herbst 2009 an der Geologischen Bundesanstalt verwendet. Entwickelt wurde die Software am Institut für Erd- und Ozeanforschung der Universität von British Columbia, wo eine eigene Abteilung ausschließlich im Bereich geophysikalischer Inversionsverfahren arbeitet (<http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/sftwrdocs/em1dfm/bg.pdf>). Das Programm berechnet für jeden Messpunkt ein dazu passendes geschichtetes Halbraummodell mit variierenden spezifischen elektrischen Widerständen der einzelnen Schichten. Die Anzahl der Schichten, sowie die Mächtigkeit der Schichten sind für alle Messpunkte gleich.

Für das Erstellen eines 3D-Modells des elektrischen Widerstandes wird Software, die an der GBA entwickelt wurde, eingesetzt. Bei diesem 3D-Modell kann auch die Topographie berücksichtigt werden - sofern erwünscht und ein topographisches Geländemodell vorhanden ist. Die Darstellung erfolgt entweder in Schnitten parallel zur Erdoberfläche, Schnitten horizontal entlang von Höhenlinien (konstante Seehöhe) oder in beliebigen Vertikalschnitten (Profilschnitte). Alle diese Schnitte zeigen eine entsprechende Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund.

#### 4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ )

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 ( $\Delta T$ ), 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
$\delta T$	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 der Kaserne Schwaz verwendet wurde.

Die Restfehler ( $\delta T$ ) 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  $T_{\text{int}}$ ,  $T(t)$  und  $\delta T$  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  $^{40}\text{K}$ .

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 ( $^{40}\text{K}$  – 1.46 MeV,  $^{214}\text{Bi}$  – 1.76 MeV,  $^{208}\text{Tl}$  – 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  $\sigma$  ergibt sich aus

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



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

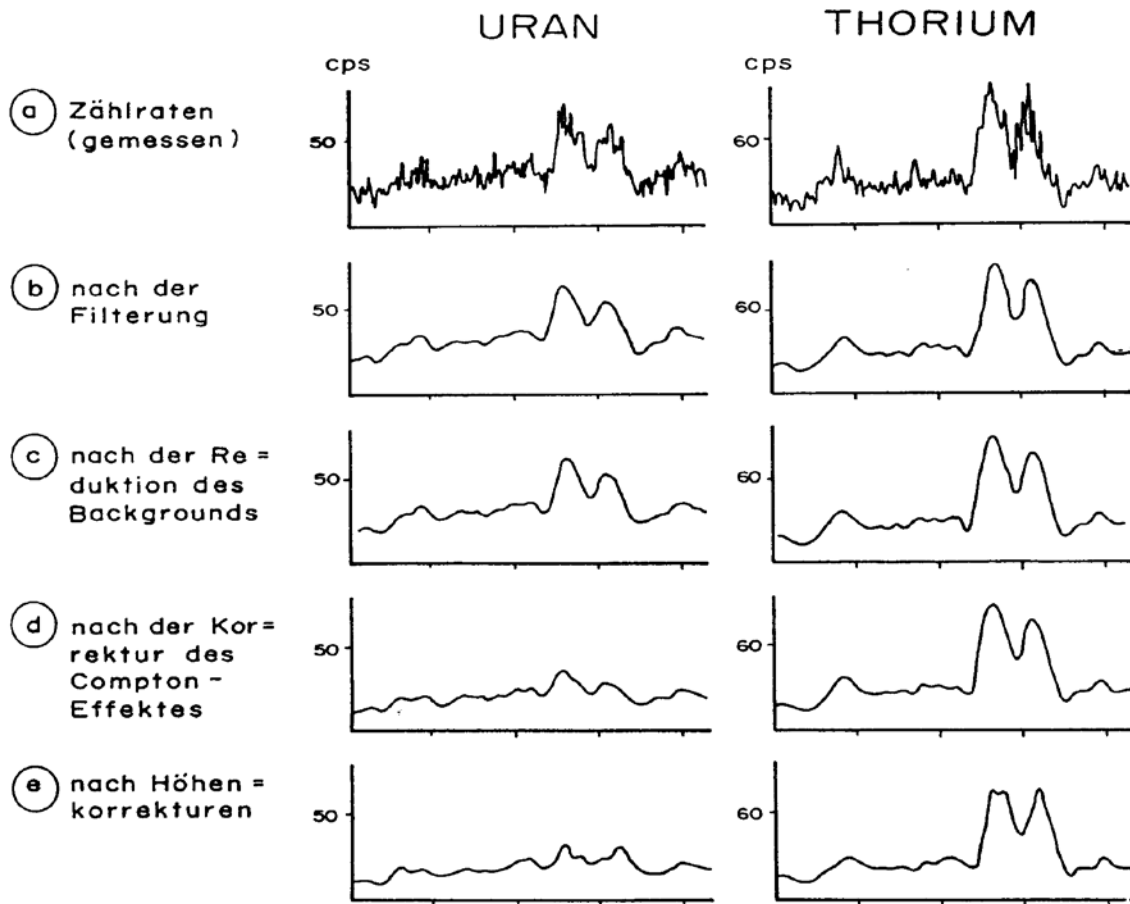


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie.

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

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

- Reduktion der kosmischen Strahlung: Die durch die kosmische Strahlung in die niederenergetischen Energiebereiche eingestreuten Anteile werden mit Hilfe der im Kanal 256 aufgezeichneten Zählraten korrigiert.
- Reduktion des "Backgrounds": Die von nicht-geologischen Quellen stammenden Strahlungsanteile, d.h. die Strahlung der die Detektor-Kristalle umgebenden Materie, wird abgezogen (Abb. 4.1c). Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch entsprechende Steigflüge in große Höhen bestimmt.

- Reduktion des Comptoneffektes: Beim Durchgang durch Materie wird die Gammastrahlung unter Energieverlust gestreut (Comptoneffekt). Dies hat zur Folge, dass z.B. ein bestimmter Anteil der Strahlung von Th-Quellen in den Uran- und Kaliumkanal sowie von U-Quellen in den K-Kanal eingestreut wird. Die Korrektur der Comptonstreuung erfolgt über die sogenannten "stripping ratios" (IAEA, 1979). Für die österreichische Messkonfiguration haben sie für die vorne angegebenen Fensterbereiche folgende Werte:

Compton-Streukoeffizienten:

$$S_{UTh} \quad (\text{Th in den U-Kanal}): \quad 0.30$$

$$S_{ThU} \quad (\text{U in den Th-Kanal}): \quad 0.06$$

$$S_{KTh} \quad (\text{Th in den K-Kanal}): \quad 0.34$$

$$S_{KU} \quad (\text{U in den K-Kanal}): \quad 0.73$$

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

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

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  $\mu$  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  $\mu$  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	47.2 cps	= 1 %
Uran	7.3 cps	= 1 ppm eU
Thorium	3.4 cps	= 1 ppm eTh

- Vegetationskorrektur: Aufgrund der Biomasse und des hohen Wassergehalts verursacht Vegetation eine deutliche Dämpfung der Gammastrahlung. Liegen die Vegetationshöhen im Messgebiet vor, z.B. abgeleitet aus den Ergebnissen eines Laserhöhenmessers, so kann dieser Effekt in guter Näherung korrigiert werden (AHL & BIEBER, 2010).

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 ( $^{103}\text{Ru}$ : 0.49 MeV;  $^{137}\text{Cs}$ : 0.66 MeV;  $^{134}\text{Cs}$ : 0.61 MeV;  $^{134}\text{Cs}$ : 0.80 MeV). Aus diesem Grund werden bei den aeroradiometrischen Messungen nur die Zählraten in den Kanälen bis ca. 1.0 MeV durch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl beeinträchtigt.

Da das an der GBA in Verwendung stehende Aeroradiometer die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0.2 und 3.0 MeV in 256 Kanälen aufzeichnet, ist dieses Gerät auch zum Einsatz im Rahmen des Strahlenschutzes hervorragend geeignet. Einerseits können mit dieser Apparatur die Belastungen durch

- natürliche radioaktive Quellen (Gehalt der Gesteine an radioaktiven Mineralien)

und andererseits

- künstliche radioaktive Kontaminierungen (z.B. Reaktorunfall von Tschernobyl)
- festgestellt werden.

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

$$DL [nSv/h] = 10 \times (1.52 \times K[\%] + 0.63 \times U[\text{ppm}] + 0.21 \times Th[\text{ppm}]),$$

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  $^{137}\text{Cs}$ -Kontaminationen, so sind es derzeit nur noch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl.

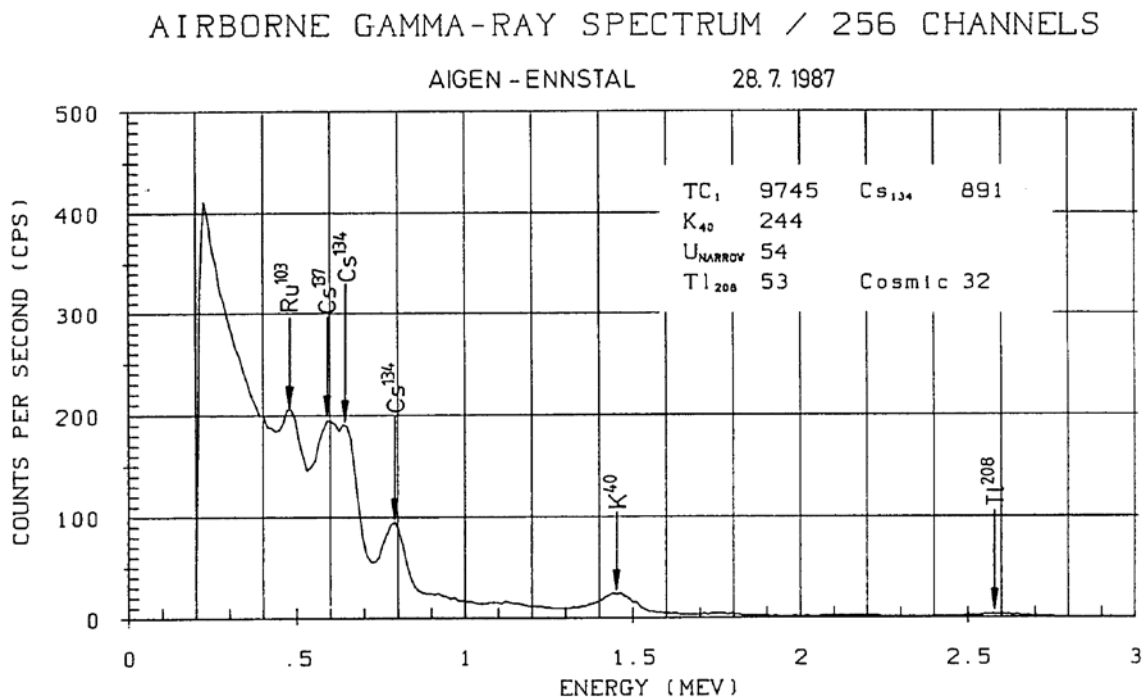


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

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

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

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

Eine zusätzliche Problematik von Gammastrahlenmessungen in topographisch schwierigem Gelände stellt die Abweichung von einer horizontalen Messebene ( $2\pi$ -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  $2\pi$ ) eine niedrigere Zählrate (KILLEEN, 1979) (s. o. topographische Korrektur).

## 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):

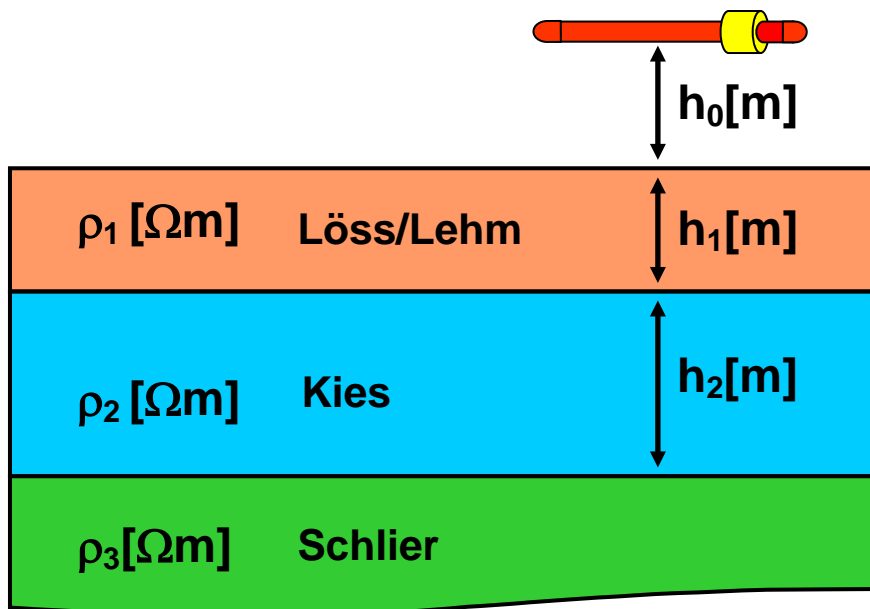


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes.

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  $\rho_1$  (Widerstand Löss/Lehm),  $\rho_2$  (Widerstand Kies),  $\rho_3$  (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.

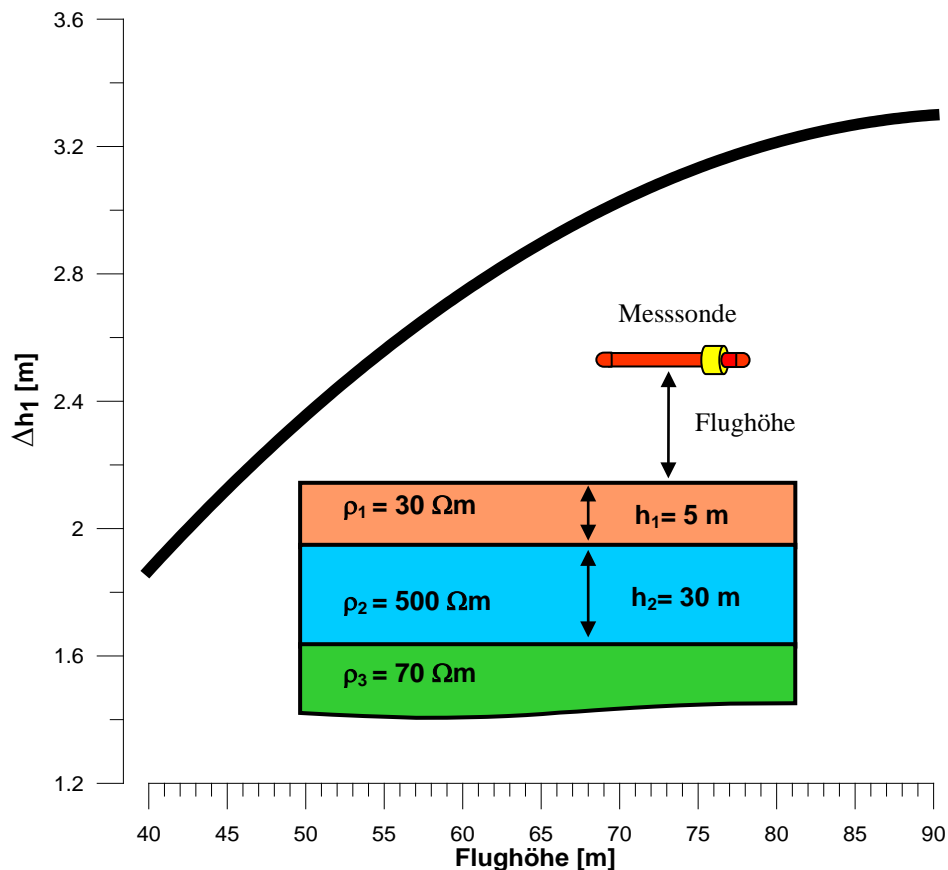


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht ( $\epsilon_{h_1}$ ) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000 Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

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

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

Für die Inversion werden zurzeit zwei verschiedene Methoden verwendet.

Beim Suchansatz werden zunächst aus einer Tabelle von Modellen (Modellparameter und dazugehörige theoretische EM-Messwerte) jene herausgesucht, die den Messwerten innerhalb einer vorgegebenen Fehlertoleranz entsprechen. Danach wird aus dieser Auswahl ein repräsentatives Modell ermittelt. Eine, die geologische Vorinformation berücksichtigende, selektive Auswahl von theoretisch möglichen Modellen die einen Messwert repräsentieren, ist derzeit im Entwicklungsstadium.

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

## 5.2 Problem der exakten Höhenbestimmung

Für die Berechnung der EM- und Radiometriesensorhöhen stehen die Flughöhe über Geoid der beim Heckrotor angebrachten GPS-Navigationsanlage und die Höhe über Grund des im Hubschrauberboden eingebauten Laserhöhenmessers bzw. Radarhöhenmessers zur Verfügung. Die Höhenwerte der GPS-Navigationsanlage (Flughöhe über Geoid) und des Radarhöhenmessers sind mit einem Fehler von  $\epsilon_{Z_{GPS}} = 5-10$  m behaftet, die Laserhöhenwerte weisen eine Ungenauigkeit von  $\epsilon_{Z_{Laser}} \approx 0.1$  m 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 ( $\approx 20$  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.

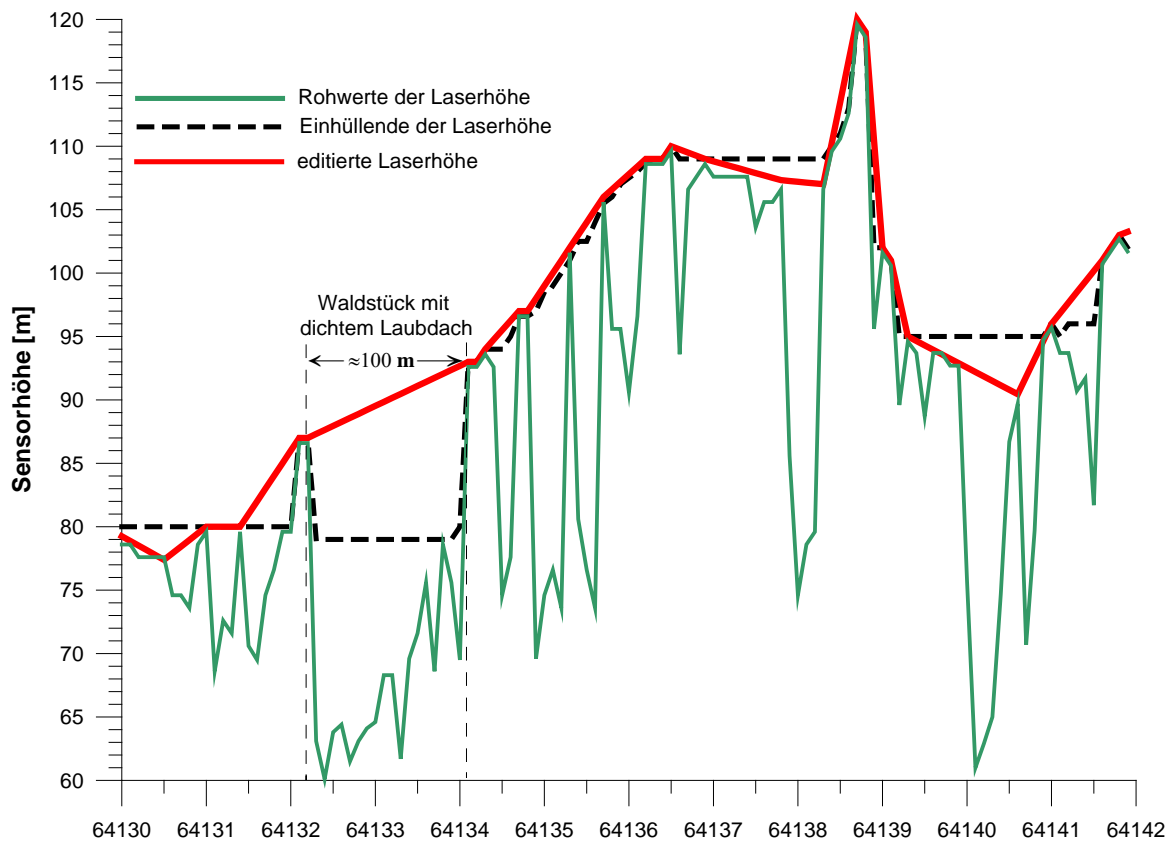


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet.

## 6 Geologie des Messgebietes

### 6.1 Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im NW des Tauernfensters im SW der Tuxer Alpen. Es umfasst das Oberostalpin und Unterostalpin des tektonischen Rahmens des Tauernfensters in Form der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke, die dem Silvretta-Seckau Deckensystem zugerechnet wird, sowie der Unterostalpinen Reckner-Decke und Hippold-Decke. Der Aufbau ist durch sekundäre Überschiebungen lokal komplizierter, indem hier die Unterostalpinen Decken nach der Hauptüberschiebung sekundär über dem Innsbrucker Quarzphyllit liegen. Das höchste tektonische Element im Deckenstapel der Tarntaler Berge bildet der ophiolithische Reckner Komplex, der dem Penninikum zugerechnet wird (SCHMID et al., 2013).

Darunter folgen die Penninischen Einheiten, zuoberst die Matreier- und Nordrahmenzone, die eine ophiolithische Melange darstellt und darunter die Glocknerdecke, die ebenfalls Alpine Ophiolithe enthält. Die Matreier- und Nordrahmenzone sind, wie auch der Reckner Komplex, Teil des Südpenninikums und damit paläogeographisch Teil des Piemont-Ligurischen Ozeans, während die Gesteine der Glocknerdecke dem Nordpenninischen Valais Ozean zugeordnet werden (SCHMID et al., 2004).

Darunter kommen als zentraler Teil des Tauernfensters die Subpenninischen Einheiten zutage. Sie gliedern sich hier in die Modereck-Decke und die Wolfendorn-Decke und als tiefstes die Zentralgneiskerne mit autochthonen und parautochthonen Metasedimentbedeckungen. Im Untersuchungsgebiet treten, von oben nach unten, der Zillertaler-, der Tuxer- und der Ahorn-Kern auf, deren schalenförmiger tektonischer Zusammenhang aus der Kartenskizze Abb. 6.1 und aus den Profilen Abb. 6.2 gut ersichtlich ist. Die Schieferserien, die den Granitgneiskernen  $\pm$  autochthon auflagern, sind z. T. aus vorvariszischem Altpaläozoikum und z. T. aus permomesozoischen Metasedimenten aufgebaut, die in lokalen Sedimentbecken (Riffler-Schönach Becken, Pfitsch-Mörchner Becken = Greiner Zone) abgelagert wurden (VESELÁ et al, 2008; LAMMERER et al, 2008; VESELÁ et al., 2011).

Die großtektonischen Einheiten des westlichen Tauernfensters umfassen paläogeographisch die Alpidische Kollisionszone der europäischen und adriatischen kontinentalen Platten samt ihren metamorph gewordenen Sedimentstapeln, sowie den Resten der ehemals dazwischen gelegenen ozeanischen Krustengesteine mit ihrer Sedimentbedeckung (SCHMID et al., 2004; BRANDNER et al., 2008). Die nach der Kollision andauernde nordgerichtete Bewegung des Südalpen-Sporns verursachte im Jungtertiär eine Aufwölbungsstruktur, welche heute in Form des Tauernfensters aufgeschlossen ist. Im Westen wird diese Aufwölbung durch die Brenner-Abschiebung scharf begrenzt (BRANDNER et al., 2008). Die zentralen Einheiten des Tauernfensters wurden dabei ca. 35 km gehoben (SELVERSTONE, 1985). Ein anschauliches Bild der dabei entstandenen Strukturen gibt die Abbildung 6.2 (nach SCHMID et al., 2013) mit drei etwa NW-SE gerichteten geologisch-strukturellen Profilschnitten durch das Untersuchungsgebiet.

Es handelt sich bei Subpenninikum um die tiefsten aufgeschlossenen Krustenabschnitte der Ostalpen, sie liegen in Form übereinander gestapelter tektonischer Decken vor. Die bedeutendste Struktur ist der Venediger-Duplex.

Einen geologischen Überblick über die Großgliederung gibt die Kartenskizze von SCHMID et al. (2013) (Abb. 6.1) mitsamt den zugehörigen Profilen (Abb. 6.2).

Die tiefste Einheit bildet das Venediger-Deckensystem (Subpenninikum) im Innersten des Tauernfensters mit Zentralgneis (Metagranitoide permischen Alters), „Altem Dach“ (metamorphe Gesteine, in die die Granitoide eindrangen) und Gesteinen der „Unteren Schieferhülle“ (Permomesozoische Metasedimente), ehemals dem europäischen Kontinentalrand zugehörig (BRANDNER et al., 2008).

Nach außen folgt der Glockner-Deckenkomplex (Penninikum, „Obere Schieferhülle“) mit metamorphen Gesteinen des äußeren europäischen Kontinentalrandes und untergeordnet solchen mit ozeanischem Ursprung (BRANDNER et al., 2008).

Das Tauernfenster wird vom Deckenstapel des adriatischen Kontinentalrandes, dem Ostalpin, umrahmt. In der Tauernnordrandzone befindet sich zwischen Penninikum und Ostalpin die tektonische Mischzone („Mélange“) der Gesteinsformationen der Kontinent-Ozean-Übergangszonen (Ultrapenninikum) (BRANDNER et al., 2008).

Im Süden des Tauernfensters grenzt mit der bedeutenden Periadriatischen Störungszone das Südalpin. Im Zuge der tertiären Einengungstektonik entstanden auch die wichtigen großen Störungszonen südlich, westlich und nördlich des Tauernfensters (Abb. 6.1). Das Periadriatische Störungssystem mit der Pustertalstörung an der Südalpen-Nordalpengrenze, die duktile Brennerabschiebung mit ihrem spröden Anteil der Silltal-Störung, und das Inntalstörungssystem, das mit Teilästen auch noch weit südlich des Inntales anzutreffen ist (BRANDNER et al., 2008). Mit gleichem Schersinn und etwa parallel dazu verlaufen innerhalb des Tauernfensters die Olperer- und Greiner-Scherzone (BRANDNER et al., 2008).

Eine Zusammenschau über den geologischen Aufbau mit sehr detaillierten Angaben zu den einzelnen Gesteinsformationen geben die Publikationen von ROCKENSCHAUB et al. (2003a und 2003b).

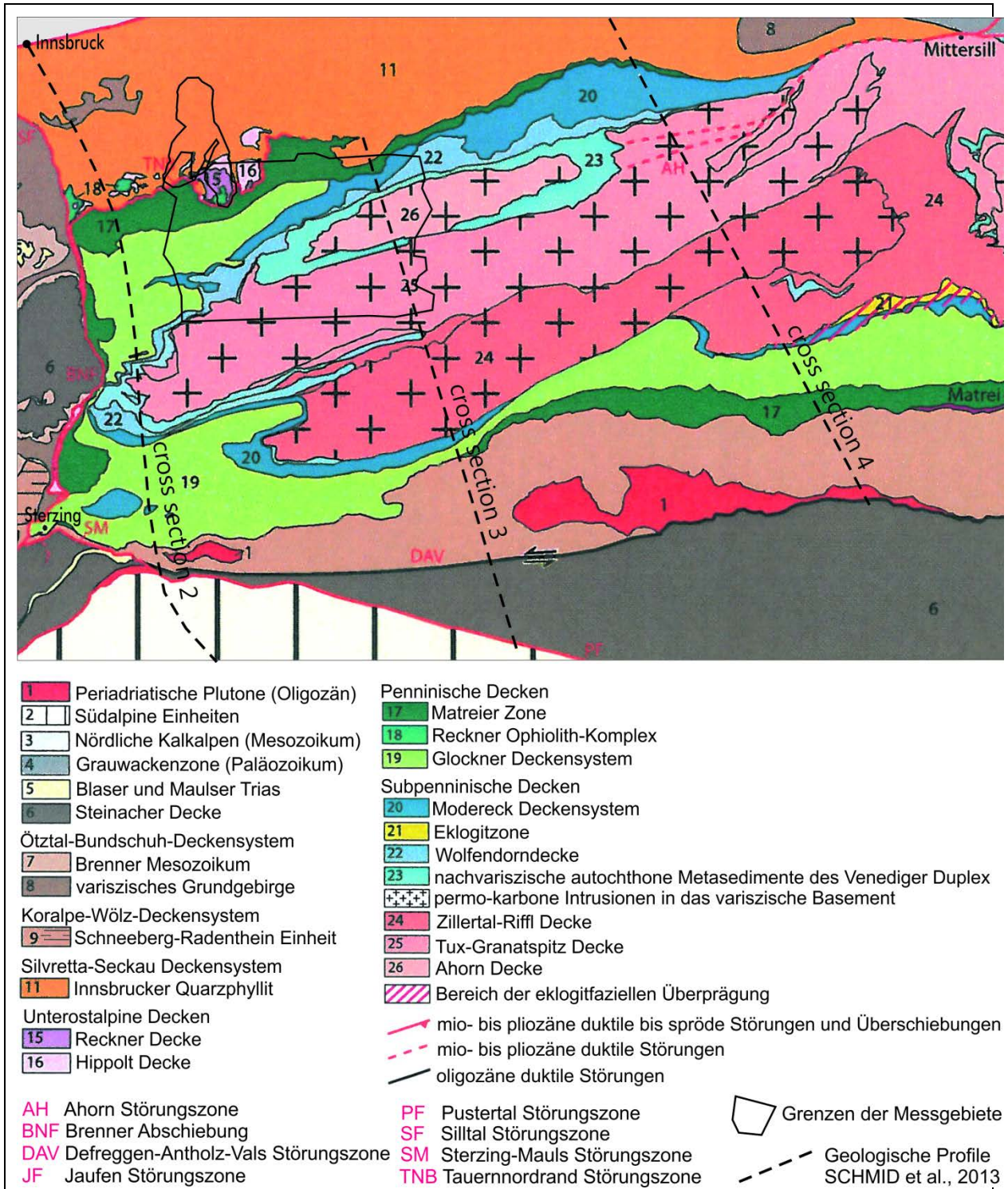


Abb. 6.1: Ausschnitt der tektonischen Kartenskizze von SCHMID et al. (2013), leicht modifiziert. Die Profile (crosssection 2 bis 4) sind in der Abbildung 6.2 dargestellt.



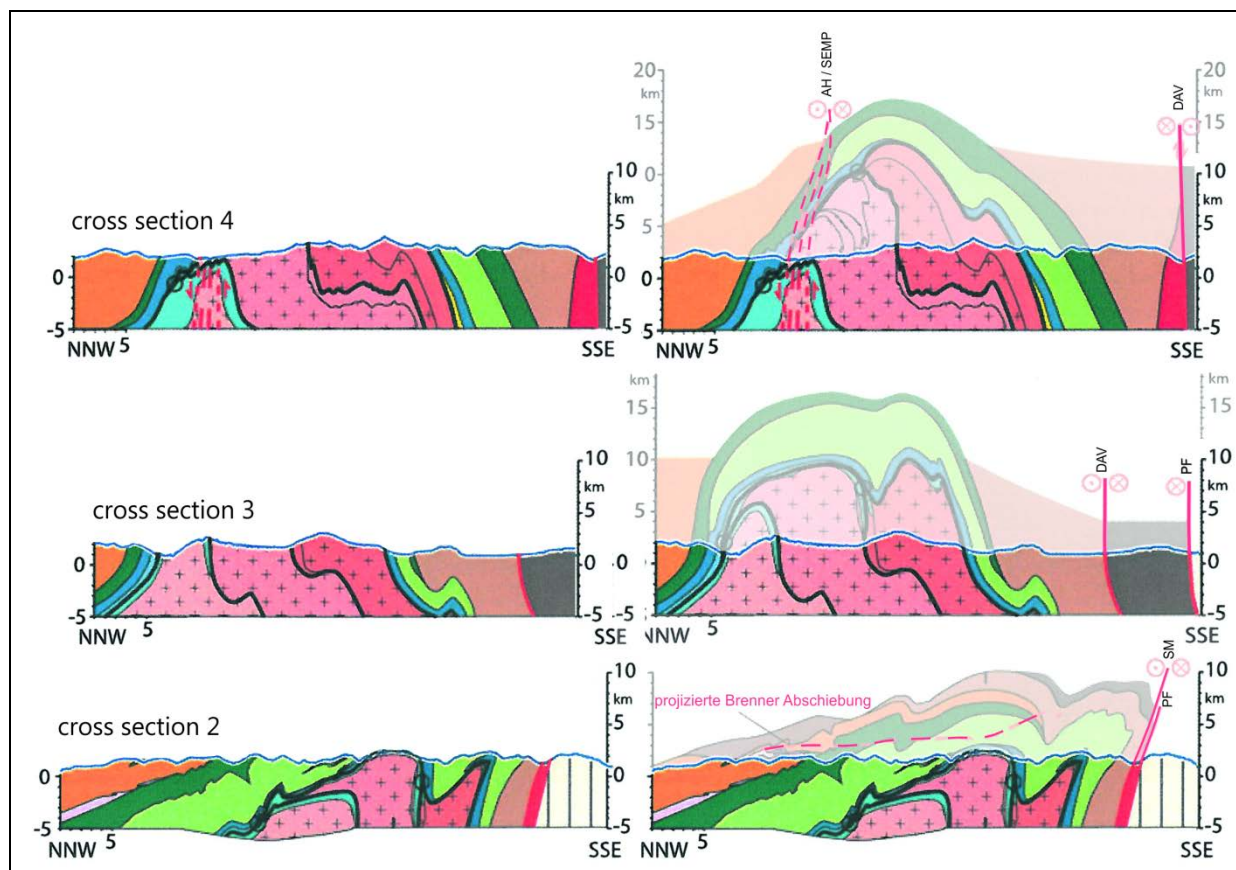


Abb. 6.2: Die Profile (crosssection 2 bis 4) entsprechen der tektonischen Kartenskizze von SCHMID et al. (2013), welche in der Abbildung 6.1 dargestellt ist. Die Profilschnitte links in der Abbildung entsprechen genau denselben Profilschnitten rechts, wo zusätzlich in blasseren Farben die Anteile der abgetragenen ehemaligen Überdeckung, die sich aus tektonischen, strukturgeologischen, mineralogischen, petrologischen und geochronologischen Daten rekonstruieren lässt, eingetragen sind (nach SCHMID et al. (2013), leicht verändert). Die Legende ist dieselbe wie in Abb. 6.1.

## 6.2 Lithologische Einheiten im Untersuchungsgebiet

### 6.2.1 Gesteinstypen des Untersuchungsgebiets entsprechend der Geofast-Karte ÖK 149 Lanersbach (KROISS, 2005), ohne Quartär und rezente Bedeckung

#### Oberostalpin: Wölz-Koralpe-Deckensystem

- Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

Innsbrucker Quarzphyllit inklusive Randphyllit, Serizitphyllit untergeordnet Chloritphyllit (grünlicher bis schwarzer Quarzphyllit; Altpaläozoikum)

Randphyllit

Grünschiefer (Prasinit; Leuko-Epidotamphibolit, Chloritschiefer; Altpaläozoikum)

Granatglimmerschiefer

Kalkmarmor, licht gebändert (heller gebänderter Marmor; Altpaläozoikum)

Kalk und Dolomit (? Silur - Devon)

Eisendolomit (Fe-reicher Dolomit, Ankerit; Altpaläozoikum)

Magnesit (Ludlow)

Phyllit (grünlicher sandiger Phyllit, ?Verrucano; Unteres Perm)

Quarzit (weißer, gelblicher bis grünlicher, fein bis mittelkörniger Quarzit und Quarzitschiefer; ?Perm - ?Untertrias)

## Unterostalpin: Radstadt-Deckensystem

- Hippold-Decke

Tarntaler Brekzie ungegliedert (polymikte Kalk-Dolomit-Brekzie, blaugrauer Kalk- bis Tonschiefer, dunkler Arkosesandstein und -schiefer, grüner Tonschiefer, Quarzitschollenbrekzie; Unterjura - Mitteljura)

- Quarzit fraglichen Alters
- Quarzitschollenbreccie
- Arkose- und Grauwackenschiefer
- Kalkschiefer mit Kalk-Dolomit-Breccien
- Kalkschiefer und Kalktonschiefer
- Kalk-Dolomit-Breccie mit wenig Kalkschiefer

Dolomit (Ladinium)

Tonschiefer (Mitteltrias)

Kalkschiefer mit Kalk-Dolomit-Brekzie (blaugrauer Kalkschiefer und Kalktonschiefer, z.T. Hornstein führend; ?Anisium - ?Jura)

Kalkschiefer (Anisium)

Dolomit (Anisium)

Rauhacke, mittelgrauer Kalk (Anisium)

Anis-Karbonate ungegliedert (Rauhacke, Dolomit, Kalkmarmor; Anisium)

Quarzit (hellgrüner gebankter Quarzit; Oberperm - Untertrias)

- Reckner-Decke

Kalkschiefer und Kieselkalke (?Mitteljura)

Jurabreccie der Reckner Serie (?Unterjura)

Kalkschiefer & Kalktonschiefer (Rhaetium - Unterjura)

Rhät-Dolomit

Kössen Formation, Rhät-Dolomit (hellgraue bis gelbbraune Dolomitbrekzie, mergeliger Dolomit, bunter Tonschiefer, heller Dolomit, blaugrauer Plattenkalk, grauer Mergelschiefer; Oberes Norium - Rhaetium)

? Hauptdolomit (?Norium)

Hauptdolomit (massig bis gut gebankter grauer Dolomit; (Oberstes Karnium - Norium)

Raibl Gruppe (Tonschiefer, z.T. sandig, dunkler feinschichtiger Dolomit, brekziöser Dolomit, Brekzie; Karnium)

- Kalkwand-Deckscholle

Kössen Formation (mergeliger Dolomit, bunter Tonschiefer, heller Dolomit, blaugrauer Plattenkalk; Oberes Norium - Rhaetium)

Hauptdolomit (massig bis gut gebankter grauer Dolomit; Oberstes Karnium - Norium)

Raibl Gruppe (Tonschiefer, z.T. sandig, dunkler feinschichtiger Dolomit, brekziöser Dolomit, Brekzie; Karnium)

Dolomit (dunkler bis heller Dolomit; Ladinium - Unterstes Karnium)

Dolomit (dunkler mergeliger Dolomit; Anisium)

Rauhacke mit Gips (Rauhacke, mittelgrauer Kalk, Gips; Untertrias)

## Penninikum: Obere Penninische Decken im Tauernfenster

- Reckner-Komplex

Serpentinit

Kalkschiefer mit Brekzien und Arkosen (?Oberjura)

Kieselschiefer (roter, grüner Kieselschiefer; ?Oberjura)

- Zone von Gerlos (Richbergkogelserie; Matreier Zone)

Penkenquarzit (Oberjura - Unterkreide)

Kalk-führender Phyllit

Quarzitschiefer ( Jura)  
Bündnerschiefer Gruppe  
Knorrn-Brekzie (O.Trias)  
Penken-Brekzie (O.-Trias)  
Dolomit-Breccie (Obertrias)

## **Penninikum: Unter Penninische Decken imTauernfenster**

- **Glockner-Deckensystem**

Bündnerschiefer Gruppe  
Bündner Schiefer undifferenziert (Kalkschiefer, Tonschiefer, Phyllit, Kalkglimmerschiefer, Quarzit; Oberjura - Unterkriede)  
Grüner Phyllit  
Bunter Phyllit  
Geröllführender Phyllit  
Kalkreiche Bündnerschiefer (Kalkmarmor, Glimmermarmor, tw. Wechsellagerung mit Phylliten und Kalkphylliten, lokal Granat- und Biotitschiefer)  
Kalkphyllit  
Kalkarme Bündnerschiefer (Kalkphyllit, kalkarmer Schwarzphyllit, untergeordnet Karbonatquarzit, Granat führende quarzitischer Schiefer, Granat-Biotit-Glimmerschiefer, Quarziti, ?Radiolarit)  
Schwarzphyllit, tw. mit Quarzitlagen (dunkelgrauer bis schwarzer Graphit reicher Quarzphyllit bis Serizitquarzit, Quarzitlagen)  
Schwarzphyllit (dunkelgrauer bis schwarzer Graphit reicher Quarzphyllit bis Serizitquarzit)  
Quarz-reiche Phyllite, Serizitische Quarzphyllite  
Quarz-reicher Phyllit  
Serizitquarzite (Radiolarite)  
Quarzit  
Grünschiefer  
Prasinit  
Metagabbro

## **Subpenninikum : Venediger-Deckensystem**

- **Seidlwinkel-Modereck-Decke**

Seidlwinkl-Formation: Kalk- und Dolomitmarmor (gelblicher, weißer, lilabläulicher, grauer, bräunlicher feinkörniger Dolomit und Kalkmarmor, tw. Wechsellagerung; ?Mitteltrias)  
Dolomitschiefer ( ? O.Trias)  
Dünnschichtiger Dolomit (weißlichgelber bis hellgrüngrauer dünnschichtiger Dolomit; ?Karnium)  
Dolomitmarmor (Ladin u. o. Nor ?)  
Muschelkalk-Dolomit (hellgrauer undeutlich gebankter bis massiger Dolomit, dunkelgrauer bis hellgrauer gebankter bis gut geschichteter Dolomit; Anisium - Ladinium)  
Kalkmarmor (Anis)  
Dolomitschlierenkalk (blaugrauer Kalk mit Dolomitlinsen und Hornsteinen; Anisium)  
Gelber Basiskalk, Glimmer-Quarz-Kalk-Mylonit (?Anisium)  
Aniskalk (hellgrauer, graugelber, gelbrosa, blaugrauer gebankter bis dünnschichtiger Kalk, Millimeter dünne Dolomitlagen (Anisium)  
Rauhacke (gelblicher feinporiger Zellendolomit mit Dolomitkomponenten, massige brekziöse Karbonatund Quarzlagen; ?Anisium)  
Wustkogelserie undifferenziert  
Dunkler Kalk, "Hangendkalk" (dunkelgrauer Kalk mit Dolomitlagen und lagigen Dolomitknauern; Mitteltrias)  
Dichter weißer und schwarzer Dolomit (dünn- - dickbankiger weißer und schwarzer, tw. Flaseriger Dolomit; Mitteltrias)

- **Wolfendorn-Decke**

Kaserer Gruppe  
Kaserer Gruppe undifferenziert, Bündner Schiefer mit Grüngesteinen (Kalkschiefer, Tonschiefer, Phyllit, Kalkglimmerschiefer, Quarzit; Jura - Unterkreide)

Schwarzphyllit, z.T. mit Kalklagen (dunkelgrauer bis schwarzer Graphit reicher Quarzphyllit bis Serizitquarzit mit Kalklagen; Jura - Unterkreide)  
Chloritphyllit  
Quarz-reicher Phyllit  
Quarzit, grauer Quarzit, Chlorit- und Serizitquarzit, beige Quarzit (massiger bis plattiger grauer, beige Quarzit; Jura - Unterkreide)

#### Hochstegen Entwicklung

Höllwand-Member (Kalkmarmor, Kalkglimmerschiefer, Quarzit, Chloritschiefer, Dolomitmarmor)  
Hochstegenkalkmarmor (blaugrauer feinkristalliner Kalkmarmor, Kalkschiefer; Oberjura)  
Hochstegendolomit (blaugrauer feinkristalliner Dolomit; Oberjura)  
Hochstegenquarzit z.T. mit Schwarzphyllit (weißer, roter, rotbrauner, grauer bis dunkelgrauer massiger Quarzit, dunkelgrauer bis schwarzer Phyllit; ?Unterjura)  
Basiskalkmarmor ( ? Jura, ? Trias )

Porphyrmaterialschiefer ungegliedert (heller Porphyroid, Metaarkoseschiefer, teils dunkler Phyllit, Amphibolit; Perm - Untertrias)

- Hülle des Ahorn Kern

#### Hochstegen Entwicklung

Hochstegenkalkmarmor und -dolomit (blaugrauer bis gelblicher Kalkmarmor, Dolomit, Kalkschiefer; Unterjura - Oberjura)

Hochstegendolomit (blaugrauer feinkristalliner Dolomit; Oberjura)

Höherer Hochstegenkalkmarmor, z.T. Hornsteinkalk (blaugrauer kristalliner, weißliche Hornsteine führender Kalkmarmor; Oberjura)

Quarzmarmor, Basiskalke (gelbbrauner Quarzmarmor, brauner Kalkmarmor und Kalkschiefer; ?Unterjura)

- Ahorn-Kern

grobporphyrischer Biotitgranitgneis (mit ~5cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen und >10%Biotit (Ahorngranit))

Porphyrganitgneis, porphyrischer Metagranit (bräunlicher, rötlichgrauer Porphyrganitgneis) Biotitschiefer darin (grünlicher feinschiefriger

Biotitporphyroblastenschiefer;

- Schönach-Mulde

Gesteine d. Schönachmulde undifferenziert (Gneis und Glimmerschiefer, Chlorit-Serizit-Albitschiefer, Phyllonit; Altpaläozoikum - Karbon)

Metakonglomerate (Oberkarbon bis ?Unterperm)

Geröllgneis der Realspitz (bräunlicher, grünlichgrauer Geröll führender Glimmerschiefer, grüner Geröllgneis; Altpaläozoikum - Karbon)

Konglomeratgneise mit Geröllen von Altkristallin und Zentralgneis unterschiedlicher Sortierung und Reife

Feinschiefrige Übergangsgneise

Glimmerschiefer

Grüner Phyllit

- Hülle des Tuxer Kern

#### Hochstegen Entwicklung

Hochstegendolomit (blaugrauer feinkristalliner Dolomitmarmor; Oberjura)

Höherer Hochstegenkalkmarmor, z.T. Hornsteinkalk (blaugrauer kristalliner, weißliche Hornsteine führender Kalkmarmor; Oberjura)

Quarzmarmor, Basiskalke

#### Wustkogel Gruppe

Glimmerschiefer

Leukogneis (Metarhyolith ?)

grobkörniger Knollengneis (grauer bis grüner Gneis)

Knollengneis (grauer bis grüner Gneis)

Knollengneis des Höllensteins

Quarzitische Zone im Knollengneis



- Tuxer-Kern

Bändergneise und Anatexite mit diskordanten Meta-Graniten  
Kleinkörnige helle Granit-Granodiorit-Gneise, z.T. migmatisch  
Schiefergneis (feinkörniger Biotitgneis)  
Meta - Tonalite, massig  
Meta - Tonalite, stark vergneist  
Augen und Flasergneis ( Granit - Granodiorit, gleichmäßig geschiefert)  
Augengneis, mittel- bis grobkörnig, Biotit-Vormacht ("Porphyrgneis", "Augen- und Flasergneis") z.T. migmatitisch  
Augengneis, zweiglimmerig, mittel- bis grobkörnig  
Heller, fein- bis mittelkörniger Zweiglimmer-Granitgneis  
Metagranit  
Heller, gleichförmig grobkörniger Granitgneis, Hornblende führend ("Tuxer Granitgneis")  
Zweiglimmergranitgneis (Muskovit/Biotit): heller, mittel- bis grobkörniger Orthogneis (lokal mit Xenolith-Schwärmen)  
Biotitaugengneis z.T. gefeldspatet  
Biotitgneis und Glimmerschiefer  
Migmatit  
Quarz-Biotitschiefer z.T. gefeldspatet  
Quarz-Biotit-Hornblendeschiefer  
Granit-Kataklasit  
Heller, mittelkörnig homogener Granodioritgneis mit deutlicher Flaserung und Feldspat-Augen ("Augen-Flasergneis")  
Feinkörniger Leukogranitgneis mit ~ 0,5 cm großen Feldspat-Augen und lokalen Hellglimmer-Butzen  
Kleinporphyrischer dunkler Granodioritgneis mit dicht- bis feinkörniger Matrix, glimmerreich 193 Grobporphyrischer Biotitgranitgneis mit - 5 cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen und >10% Biotit ("Ahorngranit")  
Feinkörniger, homogener Biotit- Hornblende-Tonalit  
Mischzone (Intrusiva und Altkristallin)  
Amphibolit  
Kalksilikatschiefer  
"Altkristallin": braungraue, rostrot verwitternde Paragneise, basische Schlieren, aplitisch durchädert  
Dunkle Biotitschiefer und Bänderamphibolite ("Altkristallin")

- Greiner-Mulde

Metakonglomerat ( ? Oberkarbon - Unterperm )  
Quarzit ( ? Radiolarit)  
Hornblendegneis (Karbon)  
Pyrit-Hornblendegneis (Karbon)  
Pyrit-Klinochlorschiefer (Karbon)  
Metaklastika amphibolitisch (Meta-Hyaloklastite ?)  
Amphibolite und Hornblendegarbenschiefer  
Hornblendegarbenschiefer  
Hornblendegarbenschiefer, graphitisch  
Hornblendegarbenschiefer, hornblenditisch  
Graphit- Biotitschiefer (" Furtschagschiefer"): Graphitschiefer, mit Biotit, gelegentlich Granat, Disthen oder Staurolith führend, z.T. mit sedimentären rhythmischen Feinschichtung quarzreicher und graphitischer Lagen, durchsetzt von prävariszischen basischen Ganggesteinen und Lagergängen oder Effusiva; Karbon)  
Zweiglimmergneis (Metagrauwacken)  
Granitporphyr  
Amphibolit  
Serpentinit (Antigoritserpentinit mit randlichem Reaktionssaum von Talk, Chlorit, Aktinolith, Kalksilikaten, Biotit etc.)

- Zillertaler Kern, Randbereiche und Migmatite

Zweiglimmergneis

Amphibolit

Migmatitserie

Feldspatblastengneis im Wechsel mit Zweiglimmergranit

Augengneis, migmatitisch

Gebänderter Migmatit und Schollenmigmatit

Randzone des Zillertaler Kerns

Biotitgranit, feinkörnig

Zillertaler Kern

Granit, Quarzdiorit, Granodiorit-Tonalit mit Biotit oder Hornblende, mit basischen Einschlüssen

Glimmer-armer Leukogranit

## 6.2.2 Überblick über die Schichtfolge, gegliedert nach tektonischen Zusammenhängen

### Zentralgneis-Komplex

Der an die Nordwestrandzone des Tauernfensters südlich angrenzende Zentralgneis-Komplex ist u. A. von HÖCK (1968) und LEDOUX (1982) petrographisch ausführlich beschrieben worden. Der Zentralgneis-Komplex besteht im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen aus Augen- und Flasergneisen mit wenigen glimmerreicheren Einschaltungen. Der Zentralgneis-Komplex trägt zumindest stellenweise eine Hülle von oberjurassischem Hochstegenkalk, der aber weitgehend nicht die ursprüngliche Auflagerung darstellt, sondern parautochthon abgeschert ist, wie auskartierbare Mylonitzonen anzeigen (MILLER et al., 1984).

### Der Höllenstein-Tauchsattel

Es herrscht im allgemeinen Einigkeit darüber, dass die meist knolligen, graugrünen Gneise und Schiefer am Höllenstein bei Hintertux das Produkt der Metamorphose paläozoischer, vorwiegend klastischer Serien sind. Es ist allerdings äußerst zweifelhaft, ob echte klastische Komponenten heute noch erhalten sind. Wie die meisten Gesteine des Untersuchungsgebietes ist auch der „Knollengneis des Höllensteins“ teilweise mylonitisch überprägt worden und zeichnet sich durch mehrfache Abfolge von Korn-Zerstörung und -Wiederkristallisation aus. Die petrographische Verwandtschaft zur allgemein als permoskythisch bezeichneten Wustkogel-Serie der Glocknerdecke macht eine ähnliche stratigraphische Einstufung wahrscheinlich (HÖCK 1969; KNEIDL 1971), die sichtbaren Unterschiede sind im Wesentlichen auf geringfügige Differenzen im Metamorphosegrad zurückzuführen (z. B. Vorkommen von Biotit und Granat im Knollengneis).

Östlich des Höllensteins verschwindet der Höllenstein-Tauchsattel scheinbar im Kartenbild. Er wird dort durch eine Serie vertreten, die in den früheren Übersichtskarten als „Porphyrmaterialschiefer-Schuppe“ (THIELE 1970) oder als Teil der „Wolfendorn-Decke“ (FRISCH 1974) definiert wurde. Diese Serie erwies sich als eine von Profil zu Profil stark variierende Wechsellagerung von Phylliten, Quarziten und Gneisen. Der möglicherweise vulkanogene Charakter (FRISCH 1968) ist auf gewisse Anteile beschränkt; z.B. treten geringmächtige Grünschieferlagen stets in den höheren Teilen der Schichtabfolge auf. Ebenso kommen „augengneisähnliche“ Gesteinsvarietäten in den mittleren Lagen der Serie vor, für die eine vulkanische Herkunft denkbar ist (MILLER et al., 1984).

Die ausführliche Bearbeitung dieser Serie zeigt, dass Gesteine vom Typ der „Wustkogel-Serie“ an vielen Orten wesentlich zum Gesteinsaufbau beitragen. Auch manche Gesteine der „Schönach-Mulde“ sind einerseits mit der „Porphyrmaterialschiefer-Serie“, andererseits mit der „Wustkogel-

Serie" eng verwandt oder sogar verknüpft. Wegen dieser lithologischen und tektonischen Übereinstimmung wird die „Porphyrmaterialschiefer-Serie“ daher versuchsweise ebenso wie der „Höllenstein-Knollengneis“ ins Jung-Paläozoikum gestellt und mit dem Höllenstein zusammen als Großtauchfalte gedeutet, die, auf beiden Seiten vom Hochstegenkalk ummantelt, den Zentralgneis begleitet (MILLER et al., 1984).

### **Die Wolfendorndecke**

Dieser Begriff wurde von FRISCH (1974) eingeführt, um den Namen „Porphyrmaterialschiefer-Schuppe“ zu vermeiden und den tektonischen Zusammenhang der Serien anzudeuten, die zwischen dem Zentralgneis-Komplex bzw. Höllenstein-Tauchsattel im S und der Glocknerdecke im N liegen. Es besteht östlich des Zillertals nach Miller et al. (1984) eine unmittelbare lithologische und tektonische Verbindung zwischen den Bündner Schiefer der Glocknerdecke im N (z. B. Brennstill-Fenster und Richberg) und den südlicher gelegenen Schiefer, südlich und westlich der Gerlossteinwand. Eine Trennung beider Bündner-Schiefer-Serien in eine im Wesentlichen jurassische der Glocknerdecke und eine vorwiegend kretazische (Kaserer-Serie) der Wolfendorndecke ist dort nicht möglich. Zwischen den Bündner Schiefer im E und der Kaserer Serie im Tuxer-Joch-Gebiet besteht kein Aufschlusszusammenhang (MILLER et al., 1984).

Ihr stratigraphischer Inhalt beginnt im Untersuchungsgebiet mit Kalken, die dem Hochstegenkalk vergleichbar sind, für die aber auch hier ein oberjurassisches Alter nicht sicher nachgewiesen ist. Die mutmaßlich unterkretazischen Bündner Schiefer der Wolfendorndecke („Kaserer-Serie“) sind wesentlich kalkärmer als die der Glocknerdecke.

Neuere Kartierungen (VESELÁ et al, 2008) stellen jedoch die Einstufung der Kaserer Serie als kretazisch in Frage und legen eher ein Alter von möglichem Perm bis Trias nahe.

### **Die Glocknerdecke**

Der größte Teil des Penninikums ist im Untersuchungsgebiet durch die bündnerschieferreiche Glocknerdecke repräsentiert. Ihr lithologischer Inhalt wird im Folgenden dargestellt.

### **Wustkogelserie**

Die Serie kann in mehrere Teilerien untergliedert werden (MILLER et al., 1984). Es handelt sich um Phyllite, Quarzite und Gneise („Arkosegneise“), als deren Ausgangsgestein eine tonig-sandige Wechselfolge, die in limnisch-fluviatilem Milieu unter ariden bis semiariden Bedingungen abgelagert wurde. Der Materialtransportweg war nicht sehr lang; vereinzelt Meeresvorstöße werden durch Einschaltungen von karbonatführenden Horizonten belegt (MILLER et al., 1984). Beteiligung vulkanischen Materials wird nicht ganz ausgeschlossen, kann aber nicht bewiesen werden (MILLER et al., 1984). Die Wustkogelserie wird zumeist ins Permoskyth eingestuft, mit Analogien zum Grödener Sandstein und zum Buntsandstein. Es gibt allerdings auch Argumente für ein Obertriasalter, wobei die grünen Metaarkosen anisischen Karbonatgesteinen auflagern und gegen oben in Bündnerschiefer überleiten (THIELE, 1970, VESELÁ et al., 2008).

## Karbonatische Mitteltrias („Seidlwinkl-Serie“)

Fast stets durch rauhwackenartige Übergangszonen von der Wustkogelserie getrennt, folgt ein Komplex äußerst variabler Kalk-Dolomit-Schichten. Es ist durch Fossilfunde an verschiedenen Lokalitäten gesichert, dass es sich dabei um Mitteltrias handelt (z. B. FRISCH 1975). Es erwies sich bisher als schwierig, eine stratigraphische Gliederung innerhalb dieser groben Zuordnung durchzuführen. Dies liegt einerseits an der weitgehenden Vernichtung der Primärgefüge, andererseits auch an der an verschiedenen Orten unterschiedlichen tektonischen Amputation der Serie. Über die generelle Zuordnung der Karbonatserien zur Mitteltrias der Glocknerdecke besteht bei den meisten Autoren Übereinkunft.

## Die Bündner-Schiefer-Serie

Die im Raum nördlich Lanersbach mögliche Trennung der unteren von den mittleren Bündner Schiefen (MILLER et al., 1984) hat sich in anderen Gebieten nicht nachvollziehen lassen. Einen möglicherweise in der Obertrias einsetzenden tieferen Teil der Bündner-Schiefer-Serie mit reichlich rein klastischen und rein kalkig-dolomitischen Einschaltungen, aber geringem Kalkgehalt der Phyllite, wird von einem höheren Teil der Serie mit geringeren Anteilen rein klastischer Schüttungen und hohem  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt der Phyllite abgetrennt (MILLER et al., 1984).

Bei den gröber klastischen Einlagerungen handelt es sich, abgesehen von den Karbonatgesteinsbrekzien, um bunte Quarzphyllite, Karbonatquarzite, Quarzite und geröllführende Phyllite. In meist geringer Mächtigkeit treten nicht selten Grünschieferzüge auf. Bei den gelb- bis dunkelgrünen Grünschiefern handelt es sich um Metavulkanite andesitischer bis basaltischer Zusammensetzung (MILLER et al., 1984). Dabei ist nicht auszuschließen, dass der scheinbar andesitische Chemismus auf Beimengungen klastischen Quarzes in Tuffiten zurückgeht. Andererseits konnte LEDOUX (1982, 1984) gut erhaltene Pillow-Laven am Südhang der Hornspitze am Tuxer Joch finden, deren chemische Analyse eindeutig auf tholeiitische Basalte als Ausgangsgesteine hinweist.

Die Karbonatbrekzien der Bündner-Schiefer-Serie sind, gleich, ob sie als penninisch oder unterostalpin galten, in der Regel als sedimentäre Brekzien gedeutet worden. Bei den Einzelgeröllen und Einzelblöcken, insbesondere bei den Riesenvorkommen etwa des Gallenschrofens bei Navis, wurde auch an olistolithartige Blöcke in Olisthostromen oder Turbiditen gedacht (MILLER et al., 1984).

Ein Teil dieser Brekzien ist allerdings nicht als grob klastische sedimentäre Schüttung aufzufassen. Die Brekzien entstanden vielmehr tektonisch durch das Zerschneiden verformungskompetenter, dolomitreicher Bänke zwischen weniger verformungskompetenten kalzitischen Lagen (MILLER et al., 1984).

Inwieweit diese Brekzierung schon diagenetisch begonnen hat oder bei alpidischen Verformungsphasen entstand, ist noch nicht in Einzelheiten geklärt; möglicherweise kommen beide Fälle vor. Für den größeren Teil der Brekzien ist nach wie vor eine echt klastische Entstehung wahrscheinlich.

### „Gelber Basiskalk“

Gelbe Kalke wurden von Höck (1969) „an der Basis“ von Karbonatgesteinen, häufiger aber mitten in den höchsten Teilen der Wustkogel-Serie oder auch an der Grenze zwischen beiden Gruppen auskartiert. Ledoux (1982) konnte zeigen, dass es sich dabei um extrem mylonitische Karbonatgesteine handelt. Es sind teilweise statisch rekristallisierte Blastomylonite, die in verschiedenen tektonischen Einheiten (Höllenstein-Tauchsattel, Wolfendorndecke, Glocknerdecke) wie auch stratigraphischen Niveaus vorkommen, so unter anderem auch im jurassischen Hochstegenkalk z. B. am Schmittenberg. Trotz ihrer Geringmächtigkeit sind sie im Gelände ungewöhnlich weit zu verfolgen, insbesondere dort, wo die normal üblichen Karbonatgesteinsvarietäten tektonisch unterdrückt sind bzw. ganz fehlen, wie z. B. im Tuxer-Joch-Gebiet. Sie stellen daher eine rein tektonische Fazies dar, die nicht nur aus Mitteltrias-Karbonatgesteinen entstehen kann und ein typischer Deckenscheider ähnlich dem Lochseitenkalk der Glarner Alpen ist (MILLER et al., 1984).

### Rauhwacken

Kavernöse karbonatische Gesteine, häufig mit phyllitischem Material durchsetzt, treten ebenfalls an der Grenze zwischen Wustkogel-Serie und Mitteltrias-Karbonaten häufiger auf. Sie wurden daher meist als Äquivalente der im ostalpinen Faziesraum häufig Rauhwacken des Skyth/Anis-Grenzbereichs angesehen (MILLER et al., 1984). Die ausführliche Kartierung hat gezeigt, dass diese Rauhwacken keineswegs auf den Grenzbereich Wustkogel-Serie /Seidlwinkl-Serie beschränkt sind. Sie treten gleichermaßen innerhalb der Triaskarbonate auf, im tektonischen Grenzbereich Wustkogel-Serie/Bündner-Schiefer-Serie, im Kontakt zwischen Mitteltrias-Karbonatgesteinen und Bündner-Schiefer-Serie sowie als Grenzhorizont zwischen penninischen Bündner Schiefen und unterostalpinem Quarzphyllit. Sie können somit nicht als sedimentäre Rauhwacken gedeutet werden, sondern sind meist tektonischer Entstehung (MILLER et al., 1984).

### „Hochstegen-Quarzit“

Zwischen Zentralgneis und Hochstegenkalk oder wie am Schmittenberg in den Hochstegenkalk eingeschuppt, ist an manchen Stellen ein maximal wenige Meter mächtiger Quarzit auszukartieren, der von Frisch (1974) als Lias-Quarzit angesehen wird. Unabhängig davon, dass an manchen Stellen der Tauernumrahmung ein derartiger ursprünglich sedimentärer Quarzit vorkommen mag, ist zumindest für unseren Untersuchungsraum eine sedimentäre Entstehung nicht mehr nachweisbar. Die erwähnten „Grenz-Quarzite“ sind rückstandslos rekristallisiert. Auftretende Quarzeinsprenglinge sind keine ursprünglichen Sandkörner; sie sind nicht stärker verformt als die Quarze der Matrix und als metamorph entstandene Blasten zu deuten. Die Hochstegenquarzite können daher zumindest zum Teil als Quarz-Blastomylonite aus Zentralgneis-Segregaten gedeutet werden. Solche Segregationsbänder vom „Hochstegenquarzit-Typ“, aber nicht sedimentärer Entstehung, sind besonders gut beim Spannagelhaus im Grenzbereich Zentralgneis-Komplex/Höllenstein-Knollengneis zu sehen (MILLER et al., 1984).

Ebenfalls als Blastomylonite sind meist weniger als 2 m mächtige „Quarzite“ zu deuten, die innerhalb der Wustkogel-Serie in der Nähe der „Gelben Basiskalke“ vorkommen (z.B. Tuxer-Joch-Gebiet) und wie die Basiskalke auf Bewegungszonen hinweisen. Diese „Quarzite“ sind kartiermäßig

zumindest teilweise mit den von Frisch (1968) beschriebenen vergleichbar. Er deutete sie als Anzeiger einer skythischen, marinen Ingression (Frisch, 1975; MILLER et al., 1984).

## Unterostalpin

Das dem Innsbrucker Quarzphyllit auflagernde Tarntaler Mesozoikum gliedert sich in die Unterostalpine Hippold-Decke und Reckner-Decke. Der auflagernde ophiolithische Reckner-Komplex wird als Penninisch betrachtet (DINGELDEY, 1995; KOLLER et al., 1996). Die Hippold-Decke weist eine Schichtfolge vom Permoskyth bis ins Anis, die Jurassische Tarntaler Brekzie und im Malm Radiolarite und Phyllite auf. Die Reckner-Decke zeigt eine ähnliche Abfolge von Permoskyth bis Anis, dann mächtige Mitteltriaskarbonate, im Jura gering mächtigere Brekzien und im Malm Kieselschiefer. Die beiden Unterostalpinen Decken und der Reckner-Komplex weisen eine ins Eozän datierte Hochdruckmetamorphose auf (DINGELDEY et al., 1997). Da diese Hochdruckmetamorphose im unterlagernden Innsbrucker Quarzphyllit nicht auftritt, kann die Überschiebung frühestens im Oberen Eozän stattgefunden haben.

## Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

Die am häufigsten auftretenden Gesteinstypen des Innsbrucker Quarzphyllit sind feinschiefrige, graue, glimmerreiche Serizitphyllite, Chlorit-Serizitphyllite und Serizit-Quarzphyllite. Diese sind charakterisiert durch jeweils unterschiedliche Gehalte an Quarz, Albit, Hellglimmer, Chlorit und Karbonat. Die Gesteine sind retrograd grünschieferfaziell überprägt. Einlagerungen von Graphitschiefern, Kieselschiefern, Metadiabasen, sowie Linsen von Kalk, Dolomit, und Eisendolomit sind seltener. Eine biostratigraphische Einstufung (REITZ & HÖLL, 1990) belegt, dass die hier auftretenden Gesteine der sogenannten Quarzphyllit-Grünschieferserie (HADITSCH & MOSTLER, 1982) dem Unteren Ordovizium und somit einem stratigraphisch tiefem Anteil der Schichtfolge des Innsbrucker Quarzphyllits zuzuordnen sind. Ein stratigraphisches Idealprofil der Innsbrucker Quarzphyllitzone ist in Abb. 6.3 dargestellt.

Grünschiefer (Metatuffe und Metatuffite) im Innsbrucker Quarzphyllit treten in zwei Typen auf.

Albit-Epidot-Chloritschiefer weisen einen cm-Lagenbau in Epidot-Chlorit-reiche und Quarz-Plagioklas-Epidot-reiche Lagen auf. Biotit ist selten. Neben reichlich Titanit treten auch Ilmenit, Pyrit, Magnetit und Hämatit auf.

Albit-Chlorit-Karbonatschiefer treten im Gelände öfters als Härtlinge hervor. Sie zeigen einen Lagenbau in helle gelblichgraue Karbonatlagen und dunkelgrüne bis violette Chloritlagen. Das Gestein ist sehr reich an Magnetit, der sowohl idiomorphe Einzelkristalle wie auch zusammenhängende Lagen in chloritreichen Partien bildet.

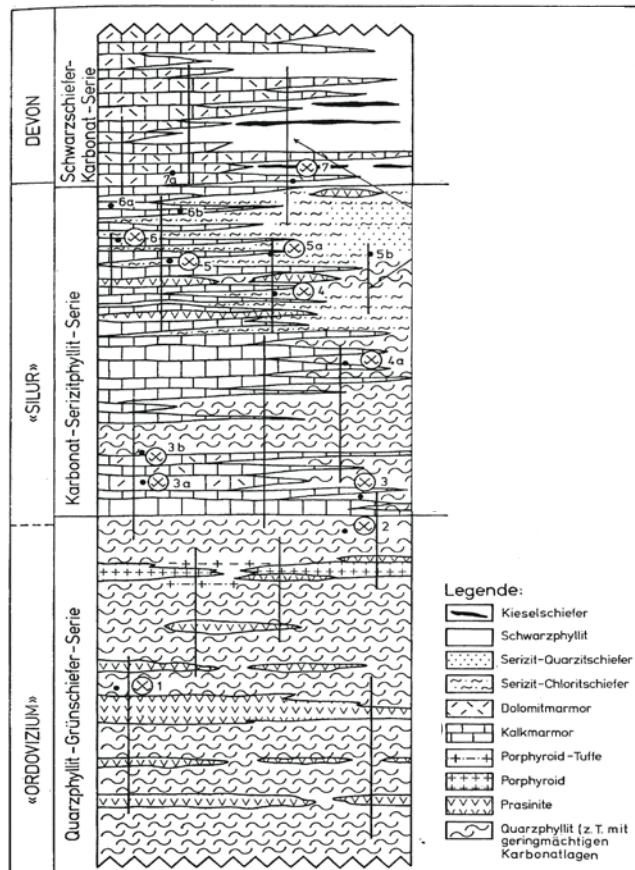


Abb. 6.3 :Stratigraphisches Idealprofil des Innsbrucker Quarzphyllits nach HADITSCH & MOSTLER (1982).

### 6.2.3 Geologische Profile

Um den geologischen Bau im Detail näher darzustellen, sind ein Übersichtsprofil aus LAMMERER et al. (2008) und mehrere Detailprofile aus THIELE (1976) und VESELÁ et al. (2008) dargestellt (Abbildungen 6.5 bis 6.7). Die Lage der Profillinien ist in der geologischen Kartenskizze Abb. 6.4 (aus THIELE, 1976) ersichtlich.



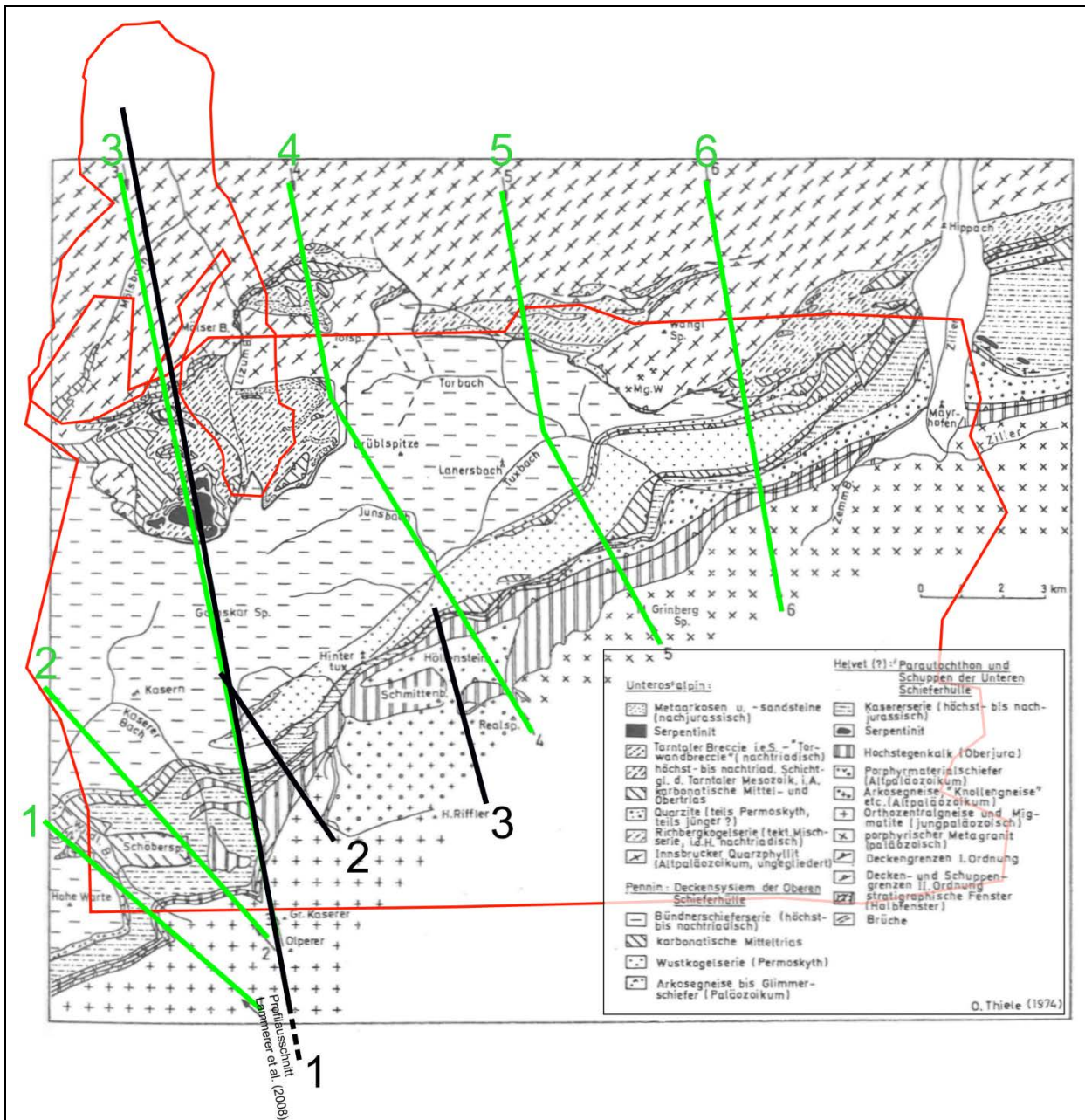


Abb. 6.4: geologische Kartenskizze von THIELE (1976) mit den Grenzen der Befliegungsgebiete 2010 und 2011 (rot) und den Profillinien nach THIELE (grün), LAMMERER et al. (2008) (schwarz, 1) und VESELÁ et al. (2008) (schwarz, 2 und 3).



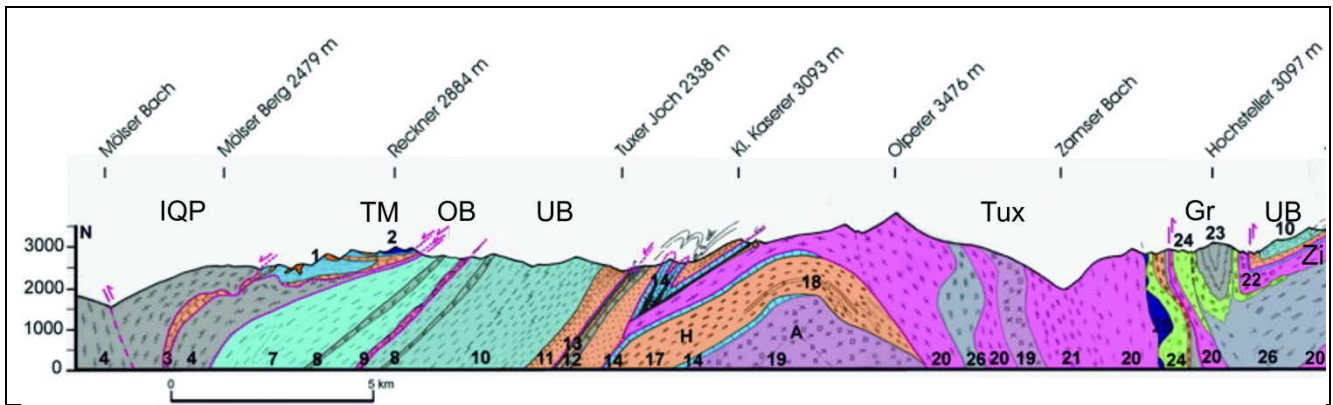


Abb. 6.5: NNW-SSE Profil durch den westlichen Randbereich des Untersuchungsgebiets entlang der Linie Reckner - Tuxer Joch - Olperer, nach LAMMERER et al. (2008) (Südteil des Profils etwas verkürzt). Legende (leicht verändert): Ostalpine Decken: 1, jurassische Schiefer und Kieselschiefer; 2, Serpentin; 3, triassische Karbonate und Rauwacken; Quarzphyllite (überwiegend? ordovizisch). Penninische Decken: 7, Phyllite und Kalkphyllite der höheren Bündnerschiefer Decke; 8, Amphibolite und Prasinite; 9, Überschiebungshorizont mit Linsen von Serpentin und triassischen Quarziten, Dolomiten, Gips und Brekzien; 10, Phyllite der unteren Bündnerschiefer Decke; 11, ? permo-triassische klastische Sedimente und Brekzien (Wustkogel und Kaserer Serie); 12, dolomitische Mergel (Mitteltrias); 13, tektonischer Horizont mit Linsen von kambrischem Mikrogabbro. Duplex des inneren Tauernfensters: *postvariszische Metasedimente*: 14, Hochstegenmergel (oberer Jura); 15, Schwarzschiefer ( $\pm$  Disthen) und Quarzite (? Lias) und braune sandige Kalke (? Dogger); 16, triassische Kalk- oder Dolomitmergel, mit hämatit- oder magnetitführenden Quarziten; 17, klastische Sedimente, Metakonglomerate, Metaarkosen (vor Oberjura); 18, dazitischer Porphy; *spätvariszische Plutonite*: 19, Ahorn Porphy-Biotitgranite; 20, Tuxer Granodiorite; 21, Migmatite und injizierte Gneise; 22, Zillertaler Granite, Granodiorite, Tonalite und Gabbros; *prävariszische und frühvariszische Gesteine*: 23, schwarze graphitische Schiefer; 24, Amphibolite und Garbenschiefer; 25, Serpentine und meta-Ophicalzite; 26, injizierte Gneise und Amphibolite. IQP Innsbrucker Quarzphyllit; TM, Tarntaler Mesozoikum; OB, obere Bündnerschiefer Decke; UB, untere Bündnerschiefer Decke; Tux, Tuxer Gneis; Gr, Greiner Serie; Zi, Zillertaler Gneis, A, Ahorn Gneis; H, Höllenstein Decke mit klastischen Metasedimenten des Riffler-Schönach Beckens.

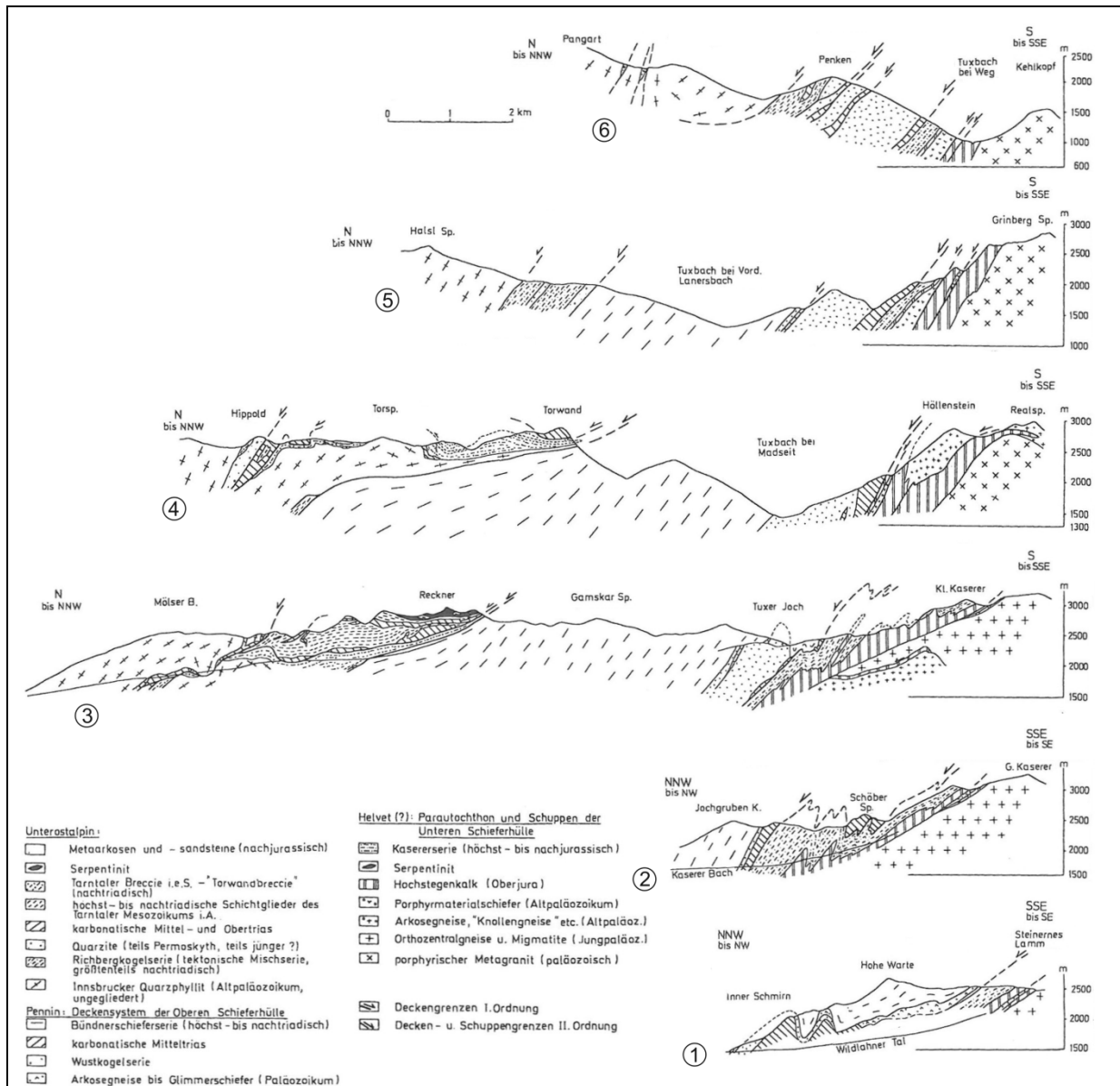


Abb 6.6: Geologische Profile durch das Untersuchungsgebiet nach THIELE (1976), Die Orientierung der Profile ist gegenüber der Originalarbeit umgedreht (NW links, SE rechts), um die Vergleichbarkeit mit den anderen Profilschnitten zu verbessern. Die Lage der Profile ergibt sich aus Abb. 6.4.

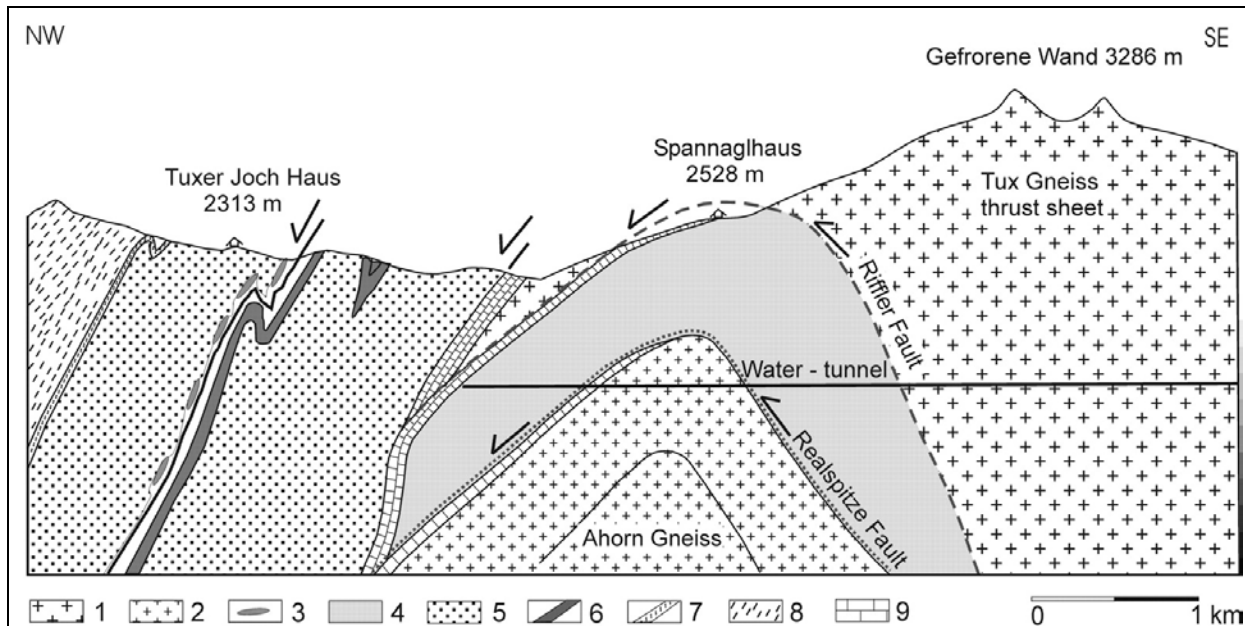


Abb. 6.7: Profil durch das Gebiet Tuxer Joch - Kaserer (aus VESELÁ et al., 2008). Legende: 1, variszische Granite, Ahorn-Gneis; 2, variszischer porphyrischer Granite, Tuxer Gneis; 3, kambrischer Metagabbro an der Überschiebungsfläche; 4, postvariszische Klastika des Riffler-Schönach Beckens; 5, permotriassische Kaserer Serie; 6, triassische Mergel; 7, Rauhwacken und Quarzit, Obertrias; 8, Bündnerschiefer Serie (Unterjura bis Oberkreide); Hochstegen Formation (Oberjura).

Das Profil in der Abb. 6.7 (schwarze Profillinie 2 in Abb. 6.4) zeigt als tiefstes tektonisches Element den Ahorngneis mit autochthon auflagerndem Hochstegenkalk. Darüber überschoben ist eine klastische Metasedimentabfolge, die im Riffler-Schönach Becken nach der variszischen Orogenese und Intrusion der Granitoide der Zentralgneise abgelagert wurde. Die klastische Sedimentation geht gegen oben in karbonatische Sedimente des Hochstegenkalkes über. Darüber ist der Tuxer Gneis mit einer autochthonen Auflage von Hochstegenkalk überschoben. Darüber folgt die Kaserer Serie, die von VESELÁ et al. (2008) als Permisch bis Triassisch eingestuft wird, was eine entsprechende tektonische Abgrenzung zur autochthonen Sedimentbedeckung des Tuxer Kerns notwendig macht. Die Kaserer Serie besteht in ihren tieferen Anteilen aus Quarziten, Arkosen, Glimmerschiefern und Graphitschiefern. Gegen oben geht diese klastische Abfolge in dolomitische Mergel, Mergel und Rauhwacken über, die mit der von FRISCH (1975) im Bereich des Wolfendorn als Anis eingestuftten Abfolge korreliert wird (VESELÁ et al., 2008). Die Kaserer Serie ist durch eine interne Überschiebungsfläche, die durch Schollen von Kambrischem Metagabbro markiert wird, in zwei Schuppen geteilt.

Das Profil Abb. 6.8 (schwarze Profillinie 3 in Abb. 6.4) zeigt eine im Prinzip sehr ähnliche Situation im Bereich des Hohen Riffler. Was hier deutlich erkennbar wird, ist die interne Verschiebung der klastischen Metasedimente der Riffler-Schönach Mulde, was die Gesamtmächtigkeit der Serie deutlich erhöht.

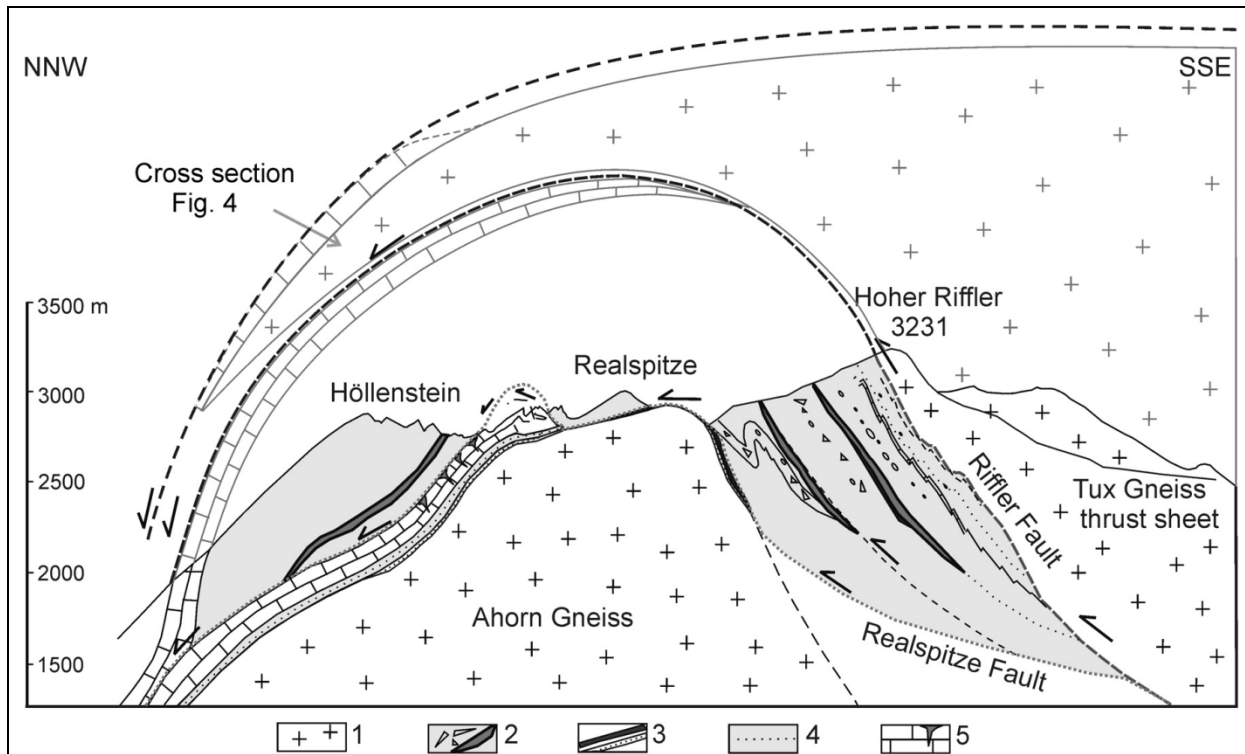


Abb. 6.8: Profil durch die Umgebung des Hohen Riffler (aus VESELÁ et al., 2008). Legende: 1, variszische Granite und paläozoisches Basement; 2, postvariszische klastische Sedimente und Meta-Rhyodazite des Riffler-Schönach Beckens; 3, graphitführende Schiefer und Quarzite (? Unterjura), 4, sandige Mergel (? Mitteljura); 5, Hochstegenmergel (Oberjura) mit Verkarstungen.

## 7 Magnetik

Die aeromagnetischen Messungen wurden 2010 und 2011 mittels Hubschrauber durchgeführt. Die Befliegungen von 2010 und 2011 wurden aufgrund der sehr unterschiedlichen Flughöhen separat dargestellt. Um die Stellung der Messgebiete im regionalen Zusammenhang zu veranschaulichen, wurden die Daten der neu gemessenen Magnetik auf 4000 m feldfortgesetzt dargestellt. So konnten sie mit den Daten der Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ, Befliegung in Westösterreich im Jahr 1977 mittels Tragflächenflugzeug in Flughorizont von 3000 m im N, bzw. 4000 m im S) (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; HEINZ et al., 1988; SEIBERL, 1991) kombiniert und gut vergleichbar dargestellt werden.

### 7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität

Die magnetische Totalintensität ( $\Delta T$ ) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in [nT] angegeben.

Gemessen wird bei der hier angewendeten Methode die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird jedoch die Anomalie des Magnetfelds, d. h. die Differenz zwischen gemessener Totalintensität und dem globalen Erdmagnetfeld, welches durch das „Internationale geomagnetische Referenzfeld“ (IGRF) definiert ist. Magnetische Anomalien sind somit die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld. Sie haben ihren Ursprung in der oberen Erdkruste.

### 7.2 Curie-Temperatur und geothermischer Gradient

Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ ( $T_c$ ) ihre magnetischen Eigenschaften. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590°C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983, SOFFEL, 1991). Die  $T_c$  von Maghemit liegt zwischen 580 und 675°C (SCHÖN, 1983, SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325°C (SCHÖN, 1983, LAWISZUS, 2000). Zur Abschätzung der Tiefenlage der  $T_c$  muss der regionale geothermische Gradient bekannt sein. Der geothermische Gradient wird für den hier betrachteten Bereich mit 30°C/km angegeben (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985; CĚRMÁK, 1989; CĚRMÁK et al., 1992), wobei für den Bereich der Zentralalpen (Hohe Tauern), bzw. des westlichen Tauernfensters eine Wärmestromdichte von 1,64 HFU (= 69 mW/m<sup>2</sup>, HAENEL, 1976), bis zu 75 mW/m<sup>2</sup> (SACHSENHOFER, 2001) bzw. etwa 70 bis 80 mW/m<sup>2</sup> (GÖTZL, 2007) angenommen wird.

Die Curietemperatur ist somit im Untersuchungsgebiet für Pyrrhotin in Tiefen von 10 bis 11 km, für Magnetit in 19 bis 19,5 km und für Maghemit in einer Tiefe von maximal 22,5 km zu erwarten.

### 7.3 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.

Durch die Feldfortsetzung nach oben entsteht eine Darstellung, in der weiträumige Störkörper bzw. solche in größerer Tiefe hervortreten. Sie widerspiegeln letztlich ein potentialtheoretisch fundiertes Regionalfeld (AHL, unveröff. Manuskript, BLAUMOSER, 1992a).



## 7.4 Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol

Die Inklination und Deklination des magnetischen Hauptfeldes (im Messgebiet zur Zeit der Befliegung etwa 64° Inklination und 2° Deklination) bewirken, dass die geographischen Lagen der Maxima der magnetischen Anomalien nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper im Untergrund korrelieren, sondern je nach Höhe des Darstellungshorizontes gegen Süden verschoben sind. Diese Verschiebung tritt nicht auf, wenn das Magnetfeld mit 90° Inklination einfällt. Werden die Messwerte unter der fiktiven Annahme eines mit 90° einfallenden Feldes (polreduziert) berechnet, kommt folglich das Maximum der Anomalie im Allgemeinen direkt über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine remanente Magnetisierung vor, verschwindet auch das im N vorgelagerte Minimum (BLAUMOSER, 1992b). Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu.

## 7.5 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität  $\kappa$  (Kappa) ist eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnis für die Interpretation magnetischer Messungen benötigt wird.

Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteinskörpers stellt 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. Im SI System ist  $\kappa$  ein dimensionsloser Parameter.

Charakteristische Werte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Minerale und Gesteinstypen werden u. A. von MILITZER & SCHEIBE (1981) und von SCHÖN (1983) angegeben. Diamagnetische Minerale weisen negative magnetische Suszeptibilitäten mit sehr kleinen Werten auf. Bei den hier verwendeten Messgeräten (zumeist Kappameter KT5) werden diese als 0,00 angezeigt. Die wichtigsten gesteinsbildenden diamagnetischen Minerale sind Quarz, Kalzit und Dolomit. Paramagnetische Minerale weisen Suszeptibilitäten in der Größenordnung von etwa 0,01 bis  $0,1 \times 10^{-3}$  (SI) auf. Zu diesen zählen die meisten gesteinsbildenden Minerale, u. A. Feldspäte, Glimmer, Amphibole, Pyroxene, Olivine, Granate etc. Die magnetischen Suszeptibilitäten ferrimagnetischer Minerale hingegen sind um bis zu mehrere Zehnerpotenzen höher. Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteins hängt somit im Wesentlichen vom Gehalt des Gesteins an ferrimagnetischen Mineralien ab. Stark ferrimagnetische Minerale mit hohen magnetischen Suszeptibilitäten sind vor allem Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit und Pyrrhotin (Magnetkies). Ganz allgemein kann gesagt werden, dass erhöhte  $\kappa$ -Werte meistens in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen, insbesondere in Serpentiniten (aufgrund des hohen Magnetitgehalts), sowie in Magnetit- und Pyrrhotin-führenden oxidischen und sulfidischen Mineralisationen und Vererzungen auftreten.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der wichtigsten Gesteinstypen des Messgebietes Wattener Lizum sind in den Projekten ÜLG-28 (AHL et al., 2002) und TRANSALP (AHL et al., 2007) sehr gut dokumentiert worden. Es wurden in diesem Rahmen umfangreiche petrophysikalische Untersuchungen in einem Nord-Süd Querschnitt durch die Ostalpen im Bereich des westlichen

Tauernfensters, von den Nördlichen Kalkalpen bis zum Südrand des Tauernfensters, durchgeführt. Unter anderem wurden dabei die magnetischen Suszeptibilitäten in der Ostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitzone und in den meisten penninischen und subpenninischen tektonischen Einheiten des Tauernfensters in diesem Abschnitt im Gelände in-situ gemessen.

Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität wurden mit Kappametern KT-5 und KT-9 der Firma GEOFYZIKA (Brünn) durchgeführt. Diese Geräte erfassen die Volumsuszeptibilität eines Halbraumes mit 5 cm Radius, wobei die obersten 2 cm des Gesteins zu 90 % des Messwertes beitragen. Die Empfindlichkeit ist  $0,01 \times 10^{-3}$  (SI). Jeder Messpunkt umfasst mindestens 10 bis 12 Einzelmessungen, die sich, je nach Korngröße bzw. Heterogenität im Mineralbestand und Gefüge, über eine Fläche von mehreren  $m^2$  verteilen können.

Die Ergebnisse der Untersuchungen von AHL et al. (2002) und AHL et al. (2007) werden in Form von Histogrammen der Suszeptibilitätsverteilungen hier erstmals in ihrer Gesamtheit gemeinsam dargestellt. Die Skala der x-Achse ist bei allen Diagrammen identisch, diese sind also direkt mit einander vergleichbar. Die Diagramme der Innsbrucker Quarzphyllitzone sind in einer Abbildung (Abb. 7.1) zusammengefasst. Die übrigen Abbildungen zeigen die Ergebnisse aus dem Tauernfenster, aufgetrennt in mesozoische und paläozoische Schichtglieder, unabhängig von der tektonischen Zuordnung sowie die Zentralgneise und Migmatite (Abbildungen 7.2 bis 7.5). Aufgrund ihrer Sonderstellung bezüglich der magnetischen Eigenschaften sind die Histogramme für die Serpentinite in einer separaten Abbildung (Abb. 7.4) dargestellt.

In den Histogrammen sind die Verteilungen sämtlicher Einzelmessungen dargestellt, wodurch die Variationsbreite der Daten anschaulich erkennbar ist. Die Ergebnisse der einzelnen Messpunkte, die jeweils aus einer Anzahl von Einzelmessungen zusammengesetzt sind, werden hingegen in Form von Tabellen dargestellt, in denen unterschiedliche Gesteinstypen der tektonischen Einheiten zusammengefasst sind (Tab. 7.1 bis Tab 7.4). Als Wert für den einzelnen Messpunkt ist stets der Median angegeben. Wenn ein Gesteinstyp in mehr als einem Messpunkt erfasst wurde, sind für diesen der Median, der Mittelwert und die Standardabweichung angegeben.

### **Oberostalpin: Innsbrucker Quarzphyllitzone**

Die Ergebnisse der K-Messungen in der Innsbrucker Quarzphyllitzone sind in der Abbildung 7.1 und der Tabelle 7.1 dargestellt.

Der Innsbrucker Quarzphyllit wird in drei Serien gegliedert (NEUBAUER & SASSI, 1993). Eine basale Quarzphyllit-Grünschiefer Serie ist ins Ordovizium eingestuft und führt in ihren höheren Anteilen auch saure Vulkanite. Darüber folgt eine Karbonat-Serizit-Phyllit Einheit, die aus Mergeln, Quarzphylliten, Metabasiten und Quarziten aufgebaut ist. Die dritte Einheit ist eine Schwarzschiefer-Karbonat Abfolge, die eine laterale Verzahnung zwischen einer Dolomitmergel-Magnesit Fazies und einer Schwarzschiefer-Kieselsediment Fazies zeigt (NEUBAUER & SASSI, 1993).

Der Innsbrucker Quarzphyllit ist überwiegend aus quarzreichen Serizitphylliten mit unterschiedlichem Gehalt an Chlorit, Hellglimmer, Biotit, Albit, Rutil, und Klinozoiit aufgebaut. Einschaltungen von Karbonaten und Karbonatschiefern, Chloritschiefern, Grünschiefern (Metabasiten), und Porphyroiden sind häufig. Karbonatgesteine aus der Innsbrucker

Quarzphyllitzone können lokal bis zu 40% Glimmer aufweisen (JAKITS, 1991). Es treten vereinzelt Vererzungen (Siderit, Ankerit, Chalkopyrit, Pyrit, Fahlerz und Cobaltin) auf.

Ob die Lithologie quarzitisch oder karbonatisch betont ist, macht, wie zu erwarten, keinen Unterschied bezüglich der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 7.1). Die Konzentration der Werte der magnetischen Suszeptibilität bei  $0,22 \times 10^{-3}$  (SI) entspricht den Quarzphylliten, Fe-Mineralisationen und Metabasite bzw. Tuffite besitzen höhere Werte bis zu  $>10 \times 10^{-3}$  (SI).

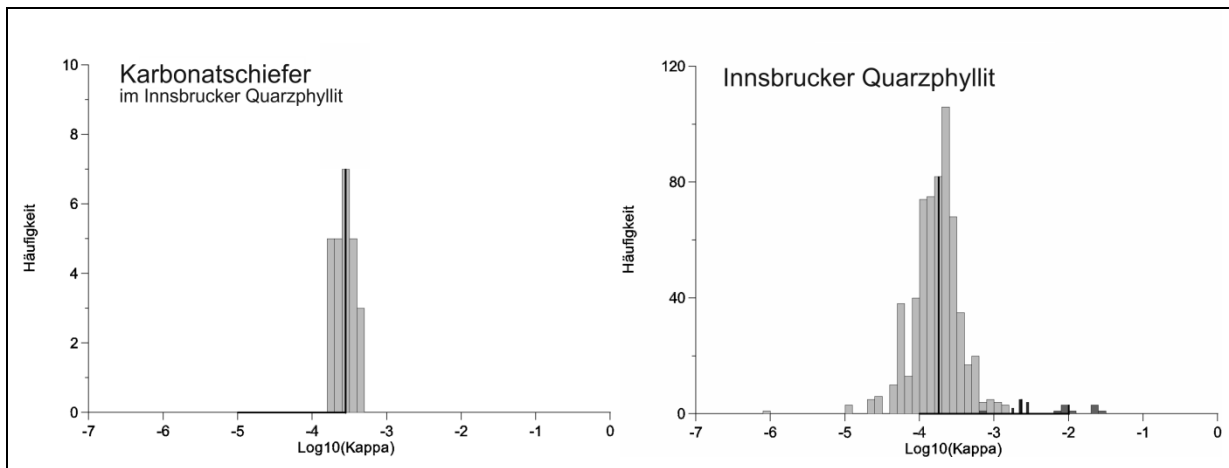


Abb. 7.1: Werte von magnetischen Suszeptibilitäten aus der Innsbrucker Quarzphyllitzone (AHL et al., 2007).

Innsbrucker Quarzphyllitzone	n	$\bar{\kappa}$	Mittel	Median	$\sigma$
Quarzphyllite	19	0,09 - 0,35	0,22	0,19	0,07
Grünschiefer	2	0,51 - 0,53	0,52	0,52	0,01
Amphibolit	1	0,97			
Grünschiefer, Metatuffite	1	10,06			
Marmor, Karbonatschiefer	1	0,28			
Fe-Vererzung	1	2,33			

Tab. 7.1: Magnetische Suszeptibilitäten ( $\times 10^{-3}$  SI) der wichtigsten Gesteinstypen des Innsbrucker Quarzphyllit nach AHL et al. (2007). (n = Anzahl der Proben,  $\kappa$  = magnetische Suszeptibilität,  $\bar{\kappa}$  = arithmetisches Mittel,  $\sigma$  = Standardabweichung).

## Penninikum und Subpenninikum

Die Ergebnisse der K-Messungen in den penninischen und subpenninischen Einheiten des Tauernfensters sind in Diagrammen der permomesozoischen und mesozoischen Schichtglieder (Abb. 7.2), der vor- und nachvariszischen paläozoischen Einheiten (Abb. 7.3), wobei die Seerpentinite, Gabbros und Eklogite in einer separaten Abbildung (Abb. 7.4) zusammengefasst sind, sowie in Diagrammen der im Zuge der variszischen Orogenese gebildeten Zentralgneise und Migmatite (Abb. 7.5) dargestellt.

Die Tabellen sind in penninische Einheiten (Tab. 7.2), und subpenninische Einheiten (Tab. 7.3) gegliedert, wobei die Zentralgneise in einer separaten Tabelle (Tab. 7.4) zusammengefasst sind.

Die permotriadischen und mesozoischen Metasedimente (Abb. 7.2) liegen im dia- bis paramagnetisch geprägten Bereich. Reine Kalke und Mergel sind im Wesentlichen diamagnetisch, während die übrigen Lithologien paramagnetische Suszeptibilitäten im Bereich bis zu  $1 \times 10^{-3}$  (SI)



zeigen. Die Bandbreite im paramagnetischen Bereich ist abhängig vom Gehalt der Quarzite und Karbonate an Hellglimmer.

Diamagnetische Werte von  $\kappa$  für Gesteinsproben (in den Diagrammen als Wert  $<10^{-6}$ ) treten nur in diesen Einheiten auf. Die Marmorserien der Trias und die jurassischen, öfters mergeligen Marmore der Hochstegenserie weisen praktisch identische Suszeptibilitätsverteilungen auf. Bei den Bündner Schiefern zeigt sich, entsprechend der Lithologie (keine mehr oder weniger reinen quarz- oder kalzitreichen Sedimente sondern eher grauwackenartiger Charakter), ein Fehlen der sehr niedrigen Werte. Die Werte in den lithologisch zumeist weitgehend monotonen Permoskythgesteinen variieren je nach Gehalt an Quarz und Glimmer. Das lithologische Spektrum reicht von fast reinen Quarziten bis zu quarzitischen Phylliten und Phylliten, entsprechend größer ist auch die Variation in der magnetischen Suszeptibilität.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der vorvariszischen wie auch permokarbonen nachvariszischen Serien des Subpenninikums sind in den Diagrammen der Abb. 7.3 erfasst. Die Zusammenfassung zu einzelnen Diagrammen folgte allerdings einer uneinheitlichen und manchmal nur schwer nachvollziehbaren Systematik, was sehr wahrscheinlich auf mangelnde Kommunikation zwischen den damaligen Arbeitsgruppen (Leoben, Wien, Innsbruck) zurückzuführen ist. Bei einer allfälligen weiteren Bearbeitung der Daten sollte dieses Problem beachtet werden.

Da die gemessenen Proben offensichtlich z. T. nach tektonischen, z. T. nach stratigraphischen und z. T. nach lithologischen Kriterien zusammengefasst wurden, besteht zwischen den Diagrammen der Abb. 7.3 leider keine besonders gute Vergleichbarkeit.

Die wesentliche Aussage besteht darin, dass in den mit großer Wahrscheinlichkeit paläozoischen Serien sowohl in der Greiner Mulde wie auch der Schönachmulde Gesteine mit hoher bis sehr hoher magnetischer Suszeptibilität an der Oberfläche auftreten, die im Wesentlichen als Grünschiefer (Metabasite) beschrieben werden.

Es liegen im Untersuchungsgebiet somit im Wesentlichen zwei mögliche Ursachen für starke magnetische Anomalien vor, nämlich Serpentine (zumeist metamorphe Peridotite) sowie Grünschiefer, die überwiegend als metamorphe basische Magmatite und aus diesen hervorgehende Tuffe und Tuffite einzustufen sind.

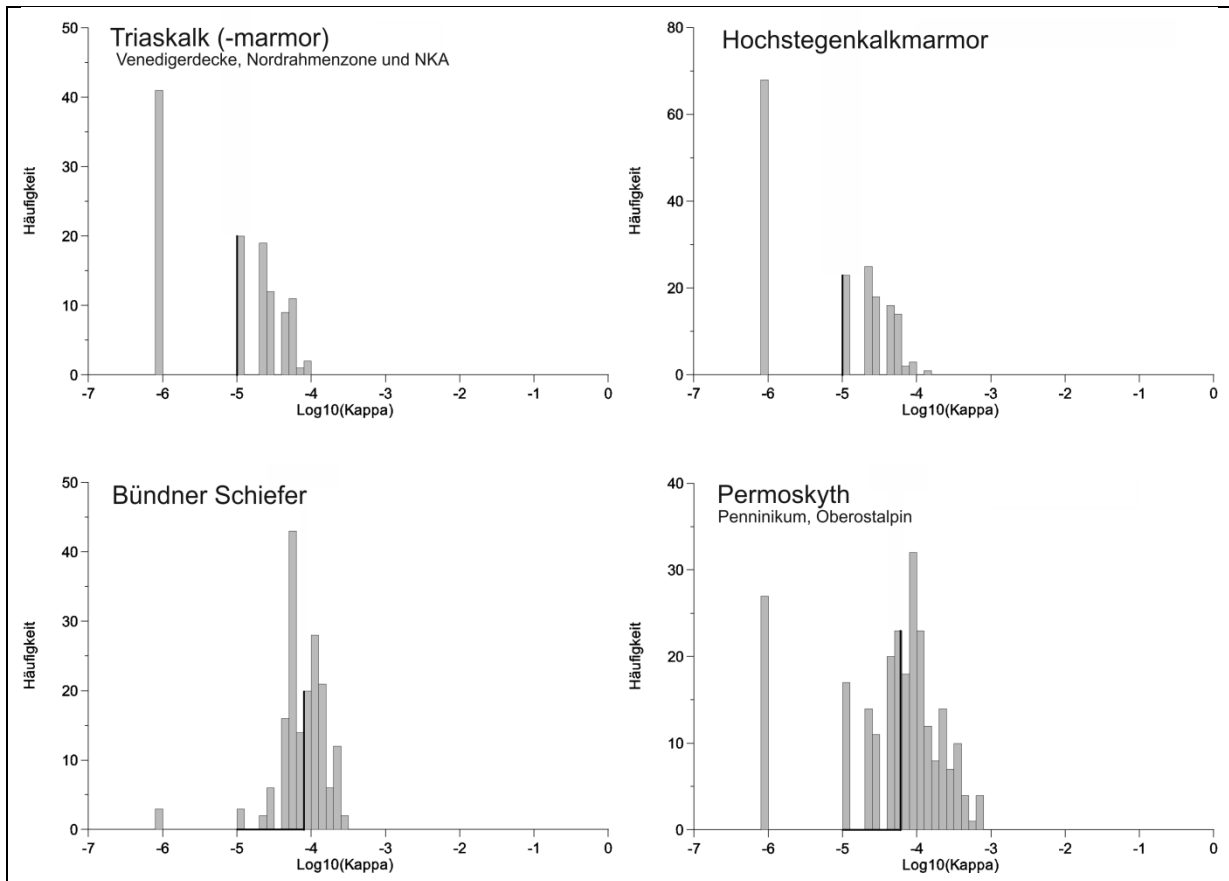


Abb. 7.2: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für permotriadischen und mesozoischen Gesteinstypen in Subpenninikum und Penninikum (AHL et al., 2007).

Innerhalb der mesozoischen Serien des Penninikums treten in allen Faziestypen der Bündnerschiefer Formation (Brennkogel, Glockner und Fuscher Fazies) und in der Kaserer Serie basische und untergeordnet auch ultrabasische Magmatite auf. Die Gabbros, Basalte und Tuffe wurden, je nach erreichtem Metamorphosegrad, in Prasinite oder Eklogite, die ultrabasischen Gesteine in Serpentine umgewandelt. Eine systematische Seriengliederung dieser Gesteine wurde von HÖCK & MILLER (1987) durchgeführt.

Die Metabasaltserien im SW des Tauernfensters werden als Teil einer ophiolithischen Abfolge eingestuft (HÖCK & MILLER, 1987). Serpentine und ultrabasische Kumulate treten in Form kleiner Linsen und Körper an der strukturellen Basis der Abfolgen auf, manchmal tektonisch isoliert, z. T. aber auch noch in primärem Kontakt mit den Metabasalten. Sie umfassen Harzburgite, Lherzolite, sowie Kumulate unterschiedlicher Zusammensetzung (HÖCK & MILLER, 1987). Die Metagabbros stehen in der Glocknerdecke vielfach in tektonischem Kontakt zu den Metasedimenten (Kalkschiefer). Die darüber folgenden prasinitischen Metabasalte weisen im SW Tauernfenster an ihrer Obergrenze vielfach graduelle Übergänge zu den Metasedimenten auf (HÖCK & MILLER, 1987).

In der Kaserer Formation des westlichen Tauernfensters treten nicht-ophiolithische Folgen von Tuffen, Tuffiten und manchmal Metabasalten auf, die eine Reihe von jeweils eigenständigen magmatischen Zyklen repräsentieren, die jeweils zwischen 20 und 150 m mächtig sein können. Weiters treten Metabasite in Form dünner, elongierter, oft linsenförmiger Körper auf, die gabbroide Struktur aufweisen. Es könnte sich dabei um in die Sedimentabfolge intrudierte seichte Lagergänge (Sills) handeln (FRISCH, 1984, HÖCK & MILLER, 1987).

Das subpenninische vorvariszische Basement des Venediger Deckensystems gliedert sich in die altpaläozoische ophiolithische Stubach Gruppe, die sich aus Spänen ozeanischer Kruste mit Backarc Charakter zusammensetzt sowie in die Habach-Storz Gruppe, die von Metavulkaniten geprägt ist, welche Reste eines Inselbogens darstellen, der wahrscheinlich über ozeanischer Kruste eines Backarc-Ozeanboden auflag (FRISCH et al., 1993).

Die Ultramafite der Stubach Gruppe und der Greiner Serie sind als Peridotite und Klinopyroxenreiche Pyroxenite ausgebildet. Die Peridotite sind Restite nach etwa 10 bis 20% partieller Aufschmelzung von Mantelmaterial. Die Pyroxenite sind sehr wahrscheinlich Kumulate, die bei der Bildung basaltischer Schmelzen an der Mantelübergangszone entstanden (MELCHER et al, 2002).

Linsen von vollständig serpentinisierten Ultrabasiten in der Habachgruppe haben ebenfalls Restit-Charakter (MELCHER et al, 2002).

In den mesozoischen penninischen Serien treten harzburgitische (Olivin + Orthopyroxen) Ultrabasite auf, die mit Metagabbros, Metabasalten, Radiolariten und Ophikalziten vergesellschaftet sind. Die Harzburgite stellen restitisches Mantelmaterial nach 10-20%iger partieller Aufschmelzung dar und sind Teil der Ophiolithe des Piemont-Ligurischen Ozeanbodens (MELCHER et al, 2002).

In der Matreier Zone und im Reckner Komplex treten hingegen serpentinisierte lherzolithische (Orthopyroxen + Klinopyroxen + Olivin) Ultrabasite auf. Die Lherzolithe haben weniger als 10% partielle Aufschmelzung erfahren. Sie sind entweder einem frühen, wahrscheinlich permischen Rifting zuzuordnen, oder stellen den subkontinentalen Mantel der Adriatischen Platte dar, der tektonisch in den penninisch-ostalpinen Übergangsbereich eingeschleppt wurde (MELCHER et al, 2002).

PENNINIKUM	n	$\kappa$	Mittel	Median	$\sigma$
Glocknerdecke					
Bündnerschiefer Serie					
phyllitischer Schiefer	1	0,05			
Glimmerschiefer	1	0,05			
Quarzit	1	0,05			
Kalkglimmerschiefer	3	0,08 - 0,14	0,09	0,10	0,03
Grünschiefer	2	0,26 - 0,60	0,43	0,43	0,24
Serpentinit	1	26,55			
Eklogit	1	0,56			
Seidlwinkelserie					
Kalkmarmor (Seidlwinkeltrias)	1	0,02			
Wustkogelserie					
Quarzite, Metaarkosen (Wustkogelserie)	4	0,00 - 0,13	0,09	0,08	0,06
Nordrahmenzone, Matreier Zone					
Marmor (Trias)	1	0,02			
Permoskythquarzit	1	0,03			
Alpiner Verrucano	2	0,07 - 0,08	0,08	0,08	0,01

Tab. 7.2: Magnetische Suszeptibilitäten ( $\times 10^{-3}$  SI) der wichtigsten Gesteinstypen der nachvariszischen Serien des Penninikums nach AHL et al. (2007). (n = Anzahl der Proben,  $\kappa$  = magnetische Suszeptibilität, Mittel, Median,  $\sigma$  = Standardabweichung).

□ arithmetisches

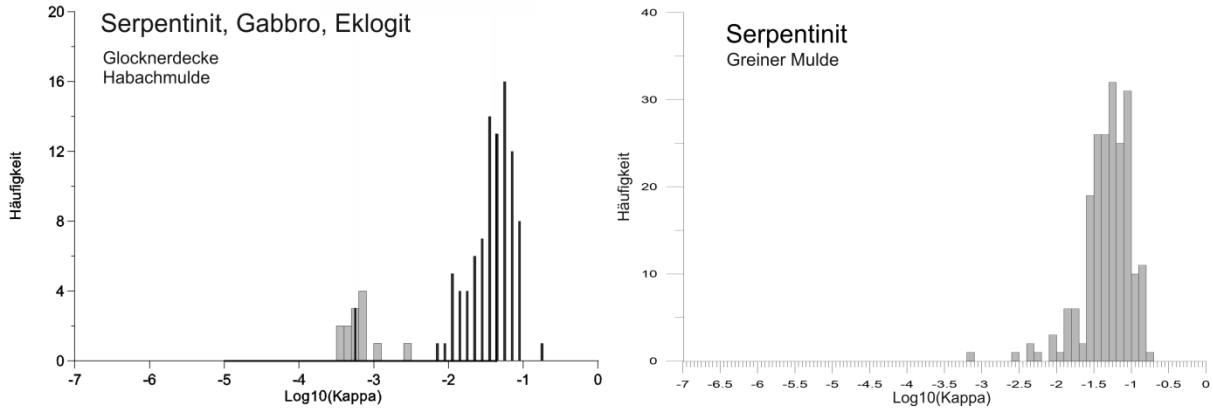


Abb. 7.4: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten von Serpentin, Gabbros, Eklogiten unterschiedlicher tektonischer und stratigraphischer Stellung (AHL et al., 2002, AHL et al., 2007).

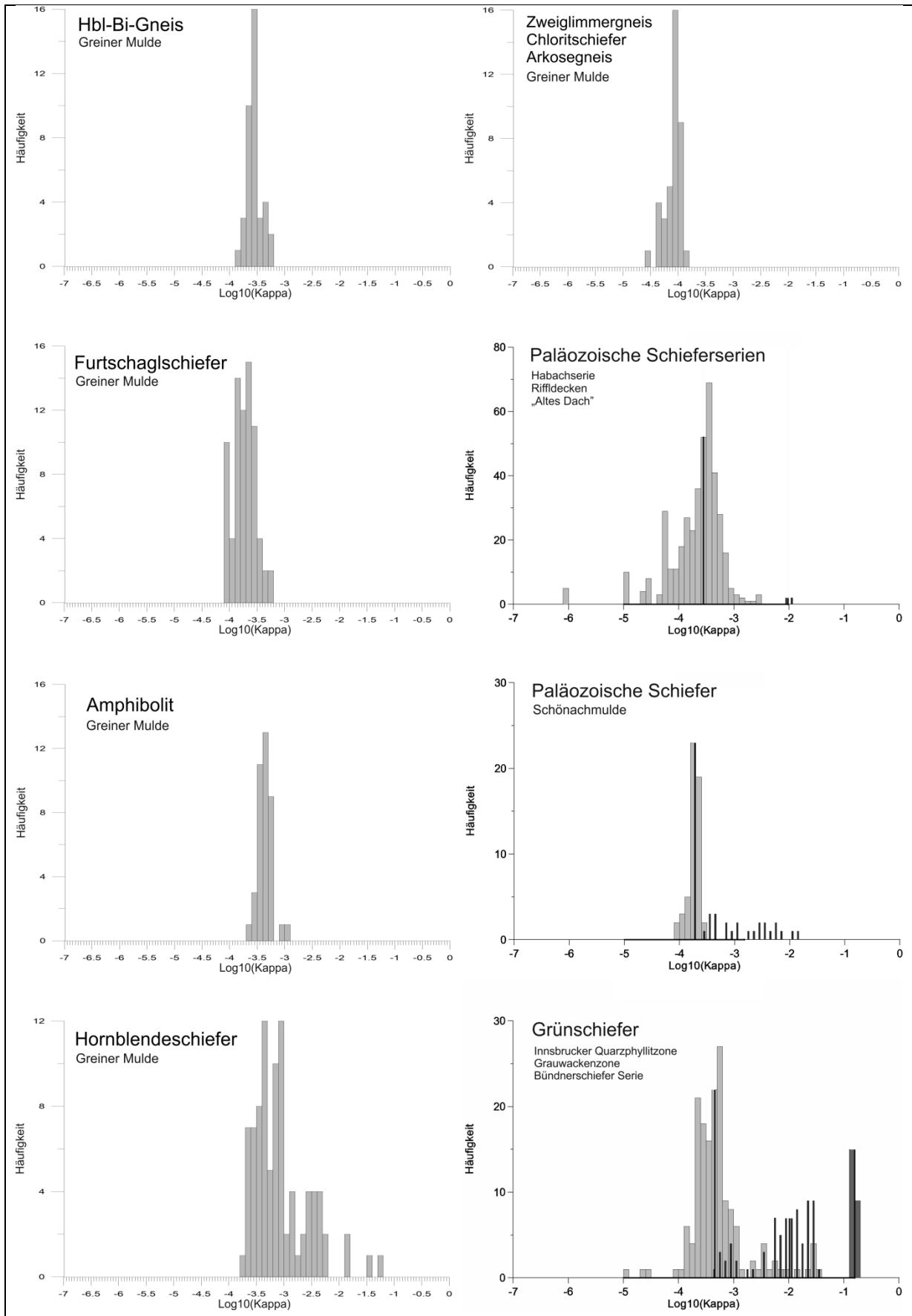


Abb. 7.3: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für paläozoische, zumeist vorvariszische Serien des Subpenninikums, bei den Grünschiefern sind allerdings Gesteine unterschiedlicher tektonischer und stratigraphischer Stellung in einem Diagramm zusammengefasst (AHL et al., 2002, AHL et al., 2007).

SUBPENNINIKUM (Venediger Einheit)	n	$\kappa$	Mittel	Median	$\sigma$
Hochstegenzone					
Hochstegenkalk (Jura)	6	0,00 - 0,04	0,01	0,02	0,02
Permotrias der Schieferhülle					
Kalkmarmor (Trias)	2	0,00	0,00	0,00	0,00
Habach Formation (Paläozoikum)					
Paragneis	1	0,02			
Grünschiefer	1	0,37			
Amphibolit	7	0,24 - 0,50	0,38	0,37	0,10
Amphibolitgneis	3	0,08 - 0,15	0,14	0,12	0,04
Amphibolitschiefer	1	0,29			
Porphyroidschiefer	1	0,70			
Serpentinit	1	60,00			
Fe-Vererzung	1	9,58			
paläozoische Hülle des Zillertaler Kerns					
Phyllit	2	0,06 - 0,22	0,14	0,14	0,11
Glimmerschiefer	1	0,10			
Kalkglimmerschiefer	2	0,04 - 0,08	0,06	0,06	0,03
Grünschiefer	1	0,31			
Paläozoikum der Schönachmulde					
Amphibolitschiefer	2	0,16 - 0,22	0,19	0,19	0,04
Porphyroidschiefer	1	1,50			
Paläozoikum der Greiner Mulde					
Zweiglimmergneis	1	0,08			
Pyrit-Chlorit-Schiefer	1	0,07			
Arkosegneis	1	0,10			
Furtschaglschiefer (Biotit-Schiefer)	5	0,14 - 0,27	0,23	0,21	0,05
Hornblende-Biotit-Gneis	3	0,21 - 0,38	0,27	0,29	0,09
Migmatit	8	0,30 - 1,67	0,36	0,54	0,55
Amphibolit	3	0,35 - 0,45	0,44	0,41	0,06
Hornblendeschiefer	7	0,24 - 4,54	0,62	1,41	1,41
Serpentinit (Pfitscher Joch)	9	17,5 - 78,7	43,30	47,51	17,3
Serpentinit (Rotkopf)	7	43,2 - 108,5	66,00	69,09	24,2

Tab. 7.3: Magnetische Suszeptibilitäten ( $\times 10^{-3}$  SI) der wichtigsten Gesteinstypen der paläozoischen und der nachvariszischen Metasedimentserien des Subpenninikums nach AHL et al. (2002) und AHL et al. (2007). (n = Anzahl der Proben,  $\kappa$  = magnetische Suszeptibilität,  $\sigma$  = arithmetisches M Standardabweichung).

### Zentralgneise (Subpenninikum)

Es liegen Messungen von Zentralgneisen des Ahornkerns, des Tuxer Kerns und des Zillertaler Kerns vor, weiters aus dem weiter östlich gelegenen Granatspitzkern und dem Kern der Habachzunge sowie aus dem Felbertauern Augengneis, einem alpidisch abgescherten und in die Riffldecke eingebauten Zentralgneis. Die gemessenen Migmatite stammen aus dem Tuxer und dem Zillertaler Kern sowie aus der dazwischen liegenden Greiner Zone.

Auffällig und augenscheinlich ist der Unterschied in den Suszeptibilitätsverteilungen zwischen Zillertaler Kern und Tuxer Kern (Abb. 7.5 und Tab. 7.4). Von diesen beiden Einheiten liegen die meisten Einzelmessungen vor, die alle in einer zusammenhängenden Messkampagne gewonnen wurden. Im Zillertaler Kern streuen die Messwerte wesentlich geringer (Einzelmessungen zwischen 0,02 und 0,39) als im Tuxer Kern (Einzelmessungen 0,03 bis 7,91), wobei in der Verteilung der höheren Werten Ähnlichkeit zu den Migmatiten besteht. Diese Unterschiede könnten mit lithologischen und geochemischen Verschiedenheiten der Intrusionen korrelieren.

Bei den Zentralgneisen des Ahornmassivs handelt es sich um biotitreiche porphyrische Augengneise mit K-Feldspat-Porphyroblasten (FINGER et al., 1993).

Im Tuxer Massiv treten verschiedene Typen von grobkörnigen, mehr oder weniger verschieferten hellen Metagraniten und Metagranodioriten, mächtige Tonalitgneise, sowie kleine Stöcke und Gänge von Aplitgraniten auf (FINGER et al., 1993).

Die Zentralgneise weisen insgesamt geochemisch eine typische kalkalkalische Zusammensetzung mit einer Bandbreite von granitisch bis tonalitisch auf (FINGER et al., 1993).

Die Zentralgneise des Zillertal-Venediger-Kernes sind überwiegend in Form mittelkörniger Meta-tonalite und -granodiorite ausgebildet. Die tonalitischen Typen sind mit kleinen Diorit- und Gabbrokörpern vergesellschaftet und enthalten öfters dunkle, kogenetische Einschlüsse. Es bestehen kontinuierliche Übergänge von Tonalit zu Granodiorit (FINGER et al., 1993).

Die Augengneise des Zillertaler - Venediger und des Ahornmassivs sind geochemisch ähnlich, mit dominierend tonalitischer Zusammensetzung, in beiden findet sich auch Amphibol als primäres Mineral. Die Zentralgneise des Tuxer Kernes sind hingegen überwiegend aus Granodioriten und K-Feldspat armen Graniten aufgebaut, die geochemisch einem anderen Trend folgen (FINGER et al., 1993).

Die Zentralgneise des westlichen Tauernfensters entsprechen alle einem „Cordilleran I-type“ nach PITCHER (1982) bzw. einer „volcanic arc granite (VAG)“ Abfolge nach PEARCE et al. (1984) (FINGER & STEYRER, 1988).

Zentralgneis	n	$\kappa$	Mittel	Median	$\sigma$
Ahornkern	1	0,18			
Habachzunge	2	0,02 - 0,03	0,03	0,03	0,01
Tuxer Kern	6	0,04 - 1,60	0,66	0,71	0,72
Zillertaler Kern	8	0,15 - 0,25	0,21	0,20	0,04
Granatspitzkern	1	0,02			
Felbertauern Augengneis	1	0,15			

Tab. 7.4: Magnetische Suszeptibilitäten ( $\times 10^{-3}$  SI) der Zentralgneiskerne nach AHL et al. (2002) und AHL et al. (2007). (n = Anzahl der Proben,  $\kappa$  = magnetische Suszeptibilität,  $\sigma$  = arithmetisches Mittel, Standardabweichung).

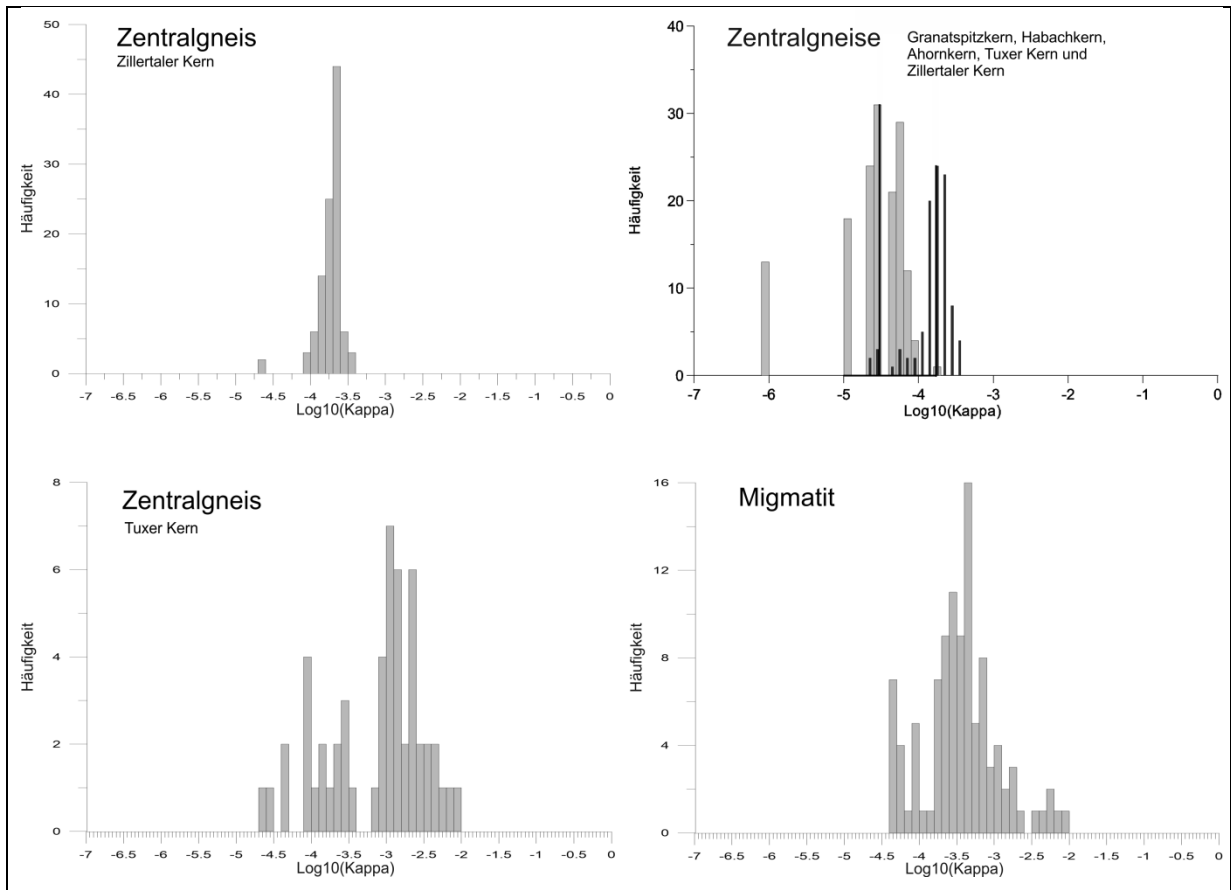


Abb. 7.5: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten einiger Zentralgneiskerne und der Migmatite des Altpaläozoikums (AHL et al., 2002, AHL et al., 2007).



## 7.6 Strukturelle Interpretationen der Magnetik

Eine Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebietes Wattener Lizum ist in den Abb. 7.6 und 7.7 dargestellt. Weiters sind die Daten mit jenen der Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ) kombiniert und gemeinsam mit diesen feldfortgesetzt auf 4000 m und polreduziert dargestellt worden (Abb. 7.8 und 7.9).

### 7.6.1 Befliegung im Jahr 2010

Die Abb. 7.6a zeigt die Messergebnisse der Befliegung 2010, und zwar der zur Geländeoberfläche annähernd parallelen (topographischen) Befliegung im Bereich von Wattener Lizum und Mölsbachtal. Die theoretische Flughöhe des Sensors beträgt 50 m über Grund. Im vorliegenden Fall war die Flughöhe allerdings niedriger. Daher könnte es möglich sein, dass die Fluglinien etwas zu weit auseinander liegen, sodass kleine Anomalien zwischen den Fluglinien möglicherweise nicht erfasst wurden. Die Flugtopographie ist in Abb. 7.6b dargestellt. Dies ist auch die Fläche, auf welche eventuelle Feldfortsetzungen zu beziehen wären. Die angegebenen Höhen sind bezogen auf Geoid WGS84. Die Abb. 7.6c zeigt zum direkten Vergleich die Geologie anhand der geologischen Karten ÖK 149 Lanersbach von KREUSS (2006) und am westlichen Rand auf ÖK 148 Brenner einen Ausschnitt der Karte von TÖCHTERLE (2011).

Als Quelle der magnetischen Anomalien kommen Grüngesteine (Prasinit, Leuko-Epidotamphibolit, Chloritschiefer, Grünschiefer, Amphibolit) (KREUSS, 2006, TÖCHTERLE, 2011), auf der Karte dargestellt in helleren Grüntönen, in Frage wie sie z. B. im Bereich des Largo (Kote 2214 m) anstehend auftreten. Diese Gesteine stellen Einschaltungen von Metabasiten in der überwiegend aus Quarzphylliten und Glimmerschiefern (in der Karte oliv bzw. braun) aufgebauten Abfolge der Innsbrucker Quarzphyllitzone dar (ROCKENSCHAUB & NOWOTNY, 2009, TÖCHTERLE, 2011). Eine eindeutige Korrelation zwischen magnetischen Anomalien und diesen Gesteinen ist allerdings nicht gegeben. Erstens liegen keine lokalen  $\kappa$ -Messungen vor und die Werte in Grünschiefern i. w. S. können durchaus beträchtlich variieren. Meistens finden sich die magnetischen Anomalien auch dort wo solche Gesteine nicht kartiert sind, wobei sich andererseits aus dem Kartenbild ergibt, dass diese nicht in kontinuierlich verfolgbareren Horizonten, sondern eher absetzig und in linsenförmige Körper zerlegt auftreten (ROCKENSCHAUB & NOWOTNY, 2009, TÖCHTERLE, 2011).

Eine andere, nicht weniger plausible Deutung, könnte sein, dass es sich bei den unbekanntenen Störkörpern um zerscherte Späne von Ultrabasiten in ähnlicher tektonischer Position wie der Reckner Serpentin handeln könnte. Diese wären somit verschleppte Reste penninischer Ophiolithe innerhalb der Hauptbewegungsbahn an der Basis der Oberostalpinen Decken.

Für die Interpretation scheint aber die Transformation der Daten (Feldfortsetzung, Polreduktion) wesentliche Hinweise zu geben. Es zeigt sich in den Abbildungen 7.8 und 7.9, dass hier eine recht deutliche Anomalie sichtbar bleibt, während z. B. die Anomalie des Lizumer Reckner stark abgeschwächt wird. Dies wird als starker Hinweis darauf gewertet, dass ein beträchtlicher Anteil der magnetischen Anomalie im Nordabschnitt des Messgebietes 2010 auf einen nicht anstehenden, tiefer liegenden Störkörper zurückzuführen ist.

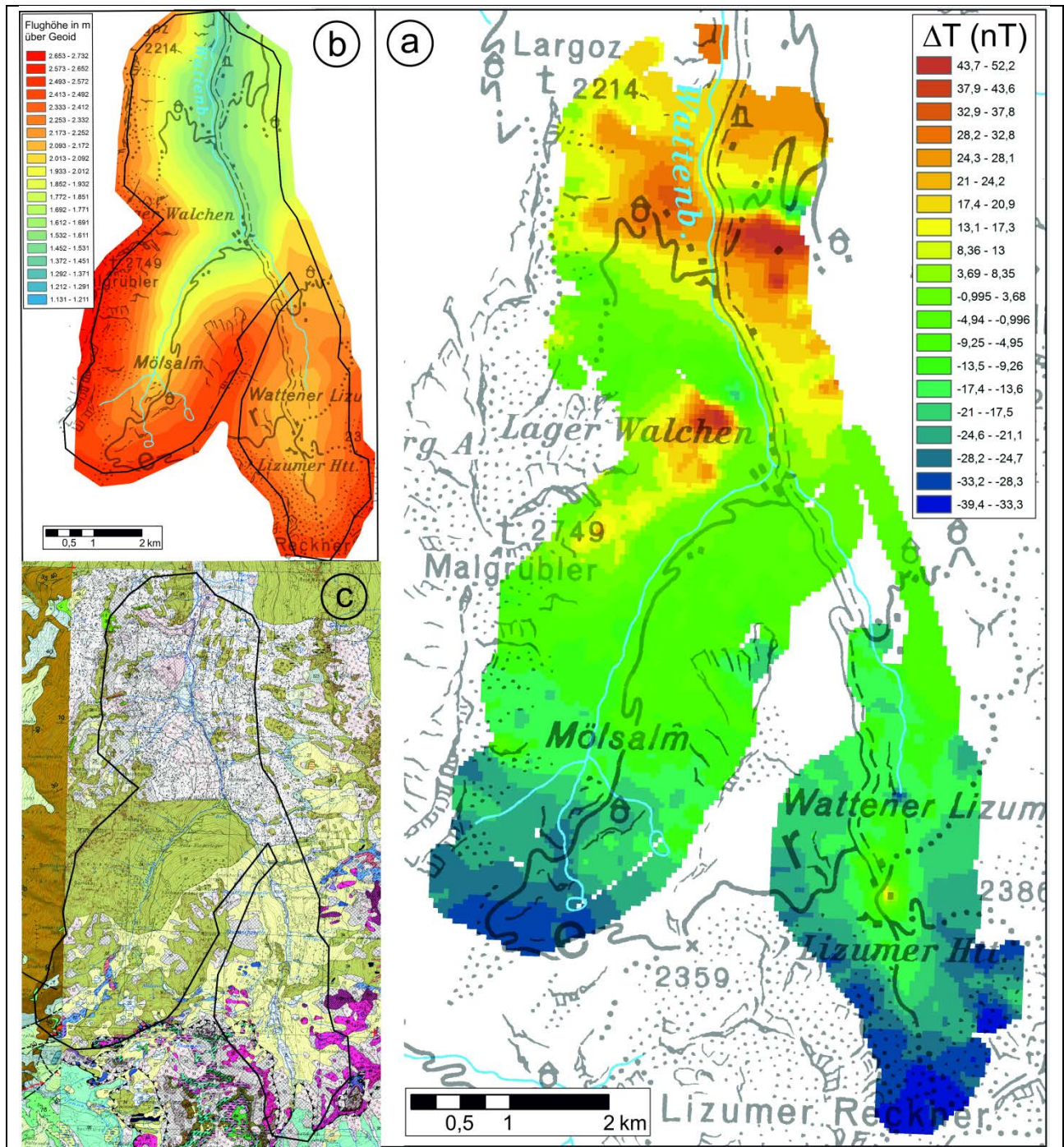


Abb. 7.6: Magnetikmessungen 2010:

- a) rechts in der Abbildung sind die Werte der magnetischen Totalintensität der oberflächenparallelen (topographischen) Befliegung des Messgebiets 2010 dargestellt.
- b) links ist die Topographie der Befliegung dargestellt. Die niedrigen absoluten Flughöhen sind mit bläulichen bis grünen, die höheren mit orange bis roten Farbtönen gekennzeichnet. Hohe Werte in den Randbereichen, die auf die Steigflüge des Hubschraubers beim Wenden zurückzuführen sind, sind in der Abbildung großteils weggeschnitten. Diese Fläche ist gleichzeitig die Referenzfläche, auf welche eventuelle Feldfortsetzungen bezogen sind.
- c) zeigt zum direkten Vergleich die Geologie anhand der geologischen Karten von KREUSS (2006) und von TÖCHTERLE (2011) im selben Kartenausschnitt dargestellt. Die schwarze Kontur umreißt etwa das Hubschraubermessgebiet von 2010.



### 7.6.2 Befliegung im Jahr 2011

Die Abb. 7.7a zeigt die Messergebnisse der Befliegung 2011, die in diesem Fall aufgrund der extremen alpinen Topographie nicht oberflächenparallel (topographisch) durchgeführt werden konnte. Die Flughöhen liegen im Großteil des Messgebietes zwischen 3000 und 3900 m. Das bedeutet in Gipfelregionen Flughöhen von einigen 100 m, für Täler bis zu einige 1000 m über Grund. Daraus ergibt sich eine geringere Möglichkeit, kleinere oder schwächere Störkörper zu erfassen.

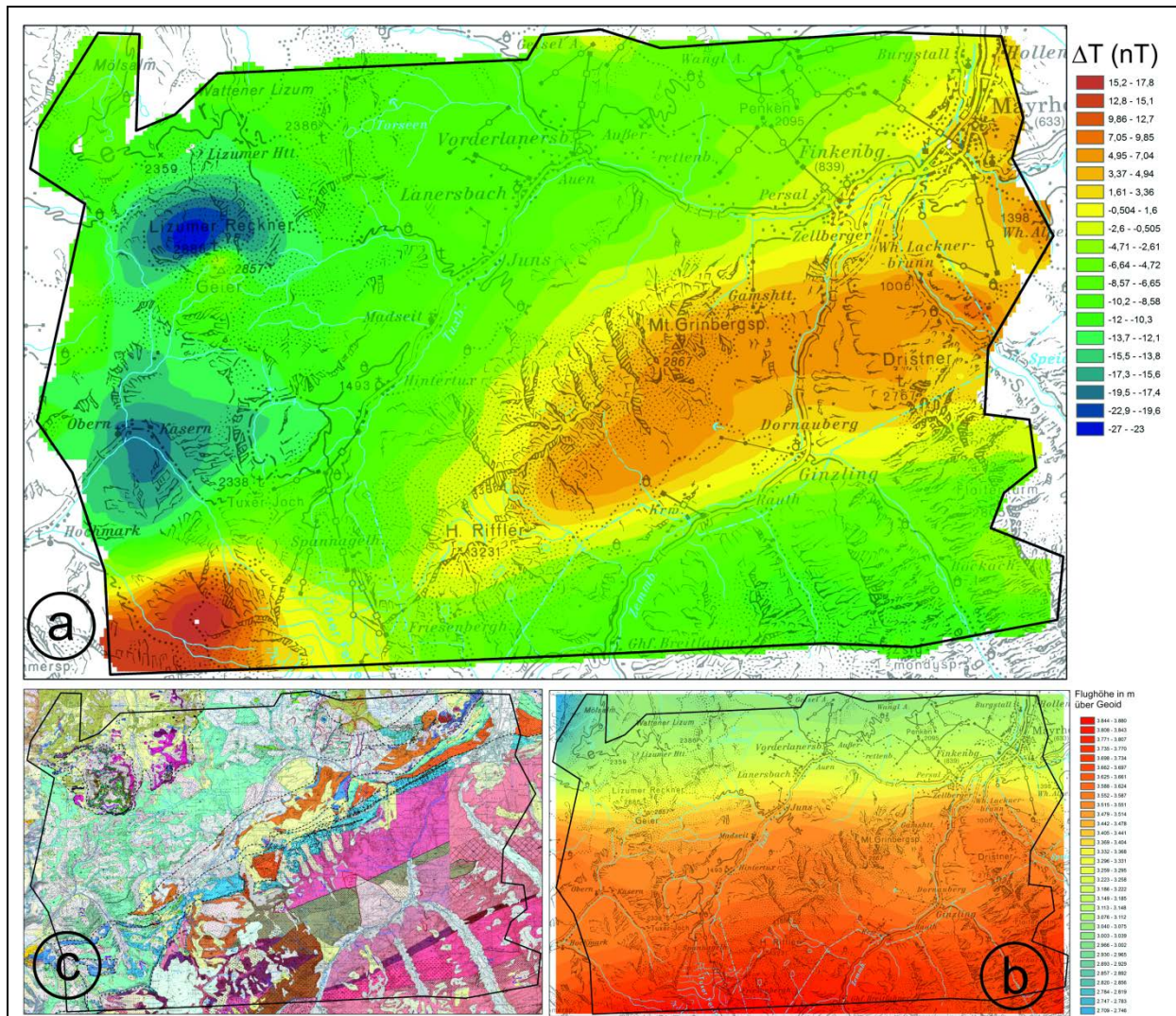


Abb. 7.7: Magnetikmessungen 2011:

- oben in der Abbildung sind die Werte der magnetischen Totalintensität der Befliegung des Messgebietes 2011 dargestellt, die in diesem Fall aufgrund der extremen alpinen Topographie nicht oberflächenparallel (topographisch) durchgeführt werden konnte.
- rechts unten ist die Topographie des Befliegungshorizontes dargestellt. Die niedrigen absoluten Flughöhen sind mit bläulichen bis grünen, die höheren mit orange bis roten Farbtönen gekennzeichnet. Diese Fläche ist gleichzeitig die Referenzfläche, auf welche eventuelle Feldfortsetzungen zu beziehen wären.
- zeigt zum direkten Vergleich die Geologie anhand der geologischen Karten von KREUSS (2006) im selben Kartenausschnitt dargestellt. Die schwarze Kontur umreißt etwa das Hubschraubermessgebiet von 2011.

Es liegen andererseits die Abstände der Fluglinien mit Sollabständen von 100 oder 200 m bei den Hubschraubermessungen einander wesentlich näher, als dies mit den 2 oder 2,2 km Abstand der Fluglinien bei der Befliegung für die Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ) (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; HEINZ et al, 1988; SEIBERL, 1991) der Fall war. Dadurch besitzt die Befliegung vom Jahr 2011 ein deutlich höheres Auflösungsvermögen als die AMVÖ.

In der Abb. 7.7c ist zum direkten Vergleich die Geologie anhand der geologischen Karten ÖK 149 Lanersbach von KREUSS (2006) und am westlichen Rand auf ÖK 148 Brenner einen Ausschnitt der Karte von TÖCHTERLE (2011) dargestellt. Auf eine ausführliche Legende zur geologischen Karte wurde verzichtet, da die Karte in der hier wiedergegebenen Größe ja kaum lesbar ist. Es sollte hier nur der entsprechende Ausschnitt markiert werden, zum Studium der Karte ist auf die Originalkarte zu verweisen.

Die Anomalie am Lizumer Reckner, in der NW Ecke der Magnetikkarte Abb. 7.7a, ist durch die dort im Gipfelbereich anstehenden Serpentine des Südpenninischen (= Piemont-Ligurischen) Reckner Komplex bedingt. Die Anomalie gliedert sich in ein recht unbedeutendes Maximum und ein deutliches Minimum, das fast im Halbkreis um das Maximum herumzieht. Diese Konstellation lässt auf einen beträchtlichen Anteil remanenter Magnetisierung im Störkörper schließen, da durch remanente Magnetisierung die N-S Geometrie zwischen magnetischem Minimum und Maximum der induzierten Magnetisierung verzerrt wird.

Leicht erhöhte Magnetisierung zeigt sich auch noch westlich dieser Anomalie, am direkten Rand des Messgebietes. Hier liegen anhand der geologischen Kartierungen keine Hinweise auf mögliche Störkörper vor, es erscheint aber sehr plausibel, Serpentinitschollen oder andere Basite oder Ultrabasite ähnlicher tektonischer Stellung in etwas größerer Tiefe zu vermuten.

Westlich anschließend, bereits außerhalb des Messgebietes, treten N des Navistales bis in die Umgebung von Matrei am Brenner Serpentinittkörper und -schollen auf, die von ROCKENSCHAUB & NOWOTNY (2009) der Reckner Decke als Anteil des Penninischen Deckensystems der Matreier- und Nordrahmenzone zugeordnet werden. Diese hier ebenfalls an der Oberfläche anstehenden Serpentine wurden im kleinen Hubschraubermessgebiet „Navis“ (GBA, bisher unveröffentlicht) ebenfalls exakt erfasst.

Eine sicherlich andere tektonische Position besitzt der Störkörper, der die starke Anomalie in der SW Ecke des Messgebietes verursacht. Die Anomalie ist mit  $>17$  nT die am stärksten magnetisierte im Messgebiet 2011. Sie gliedert sich in ein Maximum und ein deutliches im N vorgelagertes Minimum. Der Abstand zwischen beiden ist wesentlich größer als am Lizumer Reckner, was auf eine tiefere Lage des Störkörpers hinweist. Das Maximum der Anomalie liegt an der Westflanke des Kl. und Gr. Kaserer, geologisch gesehen über der Wolfendorn-, Modereck- und Glocknerdecke. Diese Decken liegen hier über dem Tuxer Zentralgneiskern. Da in den genannten Decken keine Gesteine bekannt sind, die eine derartige Anomalie bewirken könnten, ist die Anomalie eventuell auf ein an der Oberfläche nicht auftretendes Vorkommen von Hüllgesteinen des Tuxer Gneiskerns zu beziehen, somit auf Gesteinsserien, die z. B. in der Greiner Mulde zwischen dem Tuxer und dem Zillertaler Zentralgneiskern Serpentine führen, die markante und regional wirksame magnetische Anomalien bewirken. Eine andere Interpretation wäre, dass es sich um Störkörper handelt, die in den paläozoischen bis mesozoischen Serien auftreten, die in Form der Metasedimente der

Schönachmulde den Ahorngneiskern umhüllen. Die Aufwölbung des Ahornkerns samt seinen Hüllgesteinen taucht hier axial gegen WSW unter den überfalteten Tuxer Kern ab.

Die längliche, leicht gekrümmte Anomalie, die vom Hohen Riffler gegen ENE streicht und zwischen Dornauberg und Zellberger Siedlung S Finkenbergl das Zemmbachtal quert, liegt z. T. über dem Ahornkern und z. T. über den Metasedimenten der Schönachmulde. Etwa im Bereich des Speichers Stillup treten zwischen diesen Einheiten migmatitische Gneise auf (THIELE, 1974), was auf einen komplexeren tektonischen Aufbau schließen lässt. Die Anomalie erscheint aus ihrer Lage und Form aus den kartierten geologischen Gegebenheiten nicht leicht erklärbar. Möglicherweise handelt es sich um eine Auswirkung eines tieferen tektonischen Elements, welches im Tauernfenster nicht an der Oberfläche auftritt.

Eine kleine positive Anomalie am NE Rand des Messgebietes östlich Mayrhofen liegt über dem langgestreckten Zug der Porphyrmaterialschiefer (THIELE, 1974) und könnte eventuell mit diesem in Zusammenhang stehen. Eine weitere kleine Anomalie NE Mayrhofen bei Hollenzen ist sehr wahrscheinlich auf kleine Serpentinlinsen zu beziehen, die dort innerhalb der Kaserer Serie auftreten. Am Hollenzberg und in seinem Gehänge gegen Mayrhofen zu sowie am Torhelm sind der Kaserer Serie Serpentinlinsen eingeschaltet, deren größte (bei Mayrhofen) etwa 50 m Mächtigkeit erreicht. Der Serpentin ist stark tektonisch beansprucht. Am Kontakt gegen den liegenden Kalkglimmerschiefer treten Strahlsteinschiefer und Strahlstein-Epidot-Albitfels auf. Auch im Brennstaal-Fenster im Gerlostal wurden Spuren kleiner Serpentinlinsen gefunden. (THIELE, 1974).

Am nördlichen Rand des Messgebietes findet sich eine kleine magnetische Anomalie N Vorderlanersbach nahe der Geiselalm. Sie liegt innerhalb der Matreier- und Nordrahmenzone und liegt relativ nahe der Überschiebungsbahn des Oberostalpins. Sie ist, wie auch die im NW Bereich des Messgebietes beschriebenen Anomalien, als Teil dieser z. T. ophiolithischen Melange zwischen Penninikum und Oberostalpin aufzufassen. Dass die niedrigen Werte am südlichen und südöstlichen Randbereich der Abb. 7.7a bereits einem Minimum zuzuordnen sind, das mit markanten Störkörpern im Bereich der Greiner Zone zusammenhängt, ist nicht direkt ersichtlich und geht erst aus den großräumigeren Betrachtungen in den Abb. 7.8 und 7.9 hervor.

### 7.6.3 Kombination der Hubschraubermagnetik mit der AMVÖ

Die Befliegung der AMVÖ erfolgte in der südlichen Hälfte Nordtirols in einer konstanten Höhe von 4000 m. Um die Hubschrauberdaten mit den Messergebnissen der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; HEINZ et al., 1988; SEIBERL, 1991) vergleichbar zu machen und die Stellung der Messgebiete im regionalen Zusammenhang zu veranschaulichen, wurden die Hubschrauberdaten auf 4000 m feldfortgesetzt. Die Ergebnisse der gemeinsam berechneten Daten sind in der Abbildung 7.8 dargestellt, die Abbildung 7.9 zeigt dieselben kombinierten Ergebnisse in polreduzierter Darstellung.

In der polreduzierten Darstellung verschieben sich die Maxima der Anomalien aufgrund der Annahme einer mit 90° einfallenden magnetischen Inklination gegen Norden. Sie sollten sich dann in einer Position direkt über den magnetischen Störkörpern befinden. Der Verschiebungsbetrag ist umso größer, je tiefer der Störkörper in der Kruste liegt. Es sollte auch das, einem magnetischen



Maximum nördlich vorgelagerte Minimum, verschwinden, wenn die Magnetisierung des Störkörpers rein induktiv ist und keine remanente Magnetisierung vorliegt.

Einen wesentlichen Unterschied zwischen den Datensätzen der AMVÖ und den auf 4000 m feldfortgesetzten Daten der Hubschraubermessungen bildet die Messpunktdichte. Der Profilabstand der Hubschrauberbefliegung liegt zumeist etwa im Schwankungsbereich zwischen 50 bis 300 m. Der Messpunktabstand entlang einer Profillinie beträgt etwa 3 m (10 Messungen/Sekunde). Bei der AMVÖ hingegen betrug der Messprofilabstand 2,2 km (in Westösterreich) mit einem Messpunktabstand von etwa 50 m (1 Messung/Sekunde) entlang der Messlinien. Die um ein vielfaches größere Messpunktdichte der Hubschraubermessungen erhöht das Auflösungsvermögen der Messungen ganz wesentlich. Eine Abschätzung anhand der Messbedingungen der AMVÖ ergab, dass eine klare Unterscheidung einzelner magnetischer Körper erst möglich ist, wenn ihr Abstand voneinander mindestens doppelt so groß ist wie die Flughöhe (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987). Überdies könnten kleinere magnetische Anomalien, die zwischen den Messprofilen liegen, unter ungünstigen Umständen in den Messungen eventuell gar nicht erfasst werden.

Dieser Unterschied in der Methodik der Messungen zeigt sich auch darin, dass die Grenze zwischen der Hubschraubermessung und der Messung der AMVÖ im Kartenbild der Magnetik stellenweise auch dann deutlich zu erkennen ist, wenn die Auswertungen der jeweiligen Daten auf genau dieselbe Höhe bezogen sind.

Die Anomalie, die den nordöstlichen Abschnitt des Kartenausschnitts der Abbildungen 7.8, 7.9 und 7.10 dominiert, ist der westliche Ausläufer der großräumigen Berchtesgadener Anomalie. Diese magnetische Anomalie erstreckt sich von Kitzbühel, Kufstein unter den Nördlichen Kalkalpen gegen Osten bis an die Enns. Sie weist ein W-E bis WSW-ENE streichendes Maximum im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Berchtesgadener Alpen, Tennengebirge, Salzkammergut, Totes Gebirge) auf.

Die Anomalie entzieht sich auf Grund ihrer Tiefenlage einer direkten Interpretation anhand von bekannten kartierten oder eventuell durch Bohrungen erfassten geologischen Strukturen.

Die magnetische Großstruktur der Berchtesgadener Anomalie ist seit den 30er Jahren aus der Erdölexploration bekannt und wurde von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet, wobei die Ursache der Anomalie im kristallinen Untergrund unter den Ostalpinen Deckenkörpern und der subalpinen Molasse vermutet wurde. Bereits in den ersten veröffentlichten Interpretationen (REICH, 1949, zitiert nach GRAENGER, 1954) wurden „von den Alpen überfahrene mächtige gabbroide Tiefengesteinsmassen“ als Verursacher der magnetischen Anomalie vermutet.

Weitere Bearbeitungen zogen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder ophiolitische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens am Südrand der Europäischen Platte, oder auch den Einfluss eines hypothetischen mesozoischen plutonischen Körpers als mögliche Störkörper in Betracht (BLEIL & POHL, 1976, PUCHER & HAHN, 1979).

Erste Zusammenschauen von österreichischen und tschechoslowakischen Daten der Geomagnetik (Bodenmessungen) durch BUCHA et al. (1978) und die aeromagnetische Vermessung von Österreich (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987, SEIBERL, 1991) zeigten, dass die Berchtesgadener Anomalie Teil einer

Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten ist, die sich, beginnend nördlich von Innsbruck bis in den Bereich SE Krakau erstreckt, wo sie durch die Teisseyre-Tornquist-Zone begrenzt wird (WONIK et al., 1992). Diese Zone wurde als strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet. Die westlichen Anteile dieses Anomaliengürtels, die den Nordrand der Alpen begleiten, wurden als mögliche Ophiolitserien gedeutet, die Resten einer nordpenninischen ozeanischen Kruste zugeordnet werden könnte (HEINZ, 1989, HEINZ & SEIBERL, 1990, GNOJEK & HEINZ, 1993). Eine andere Deutung sieht die magnetischen Störkörper als Reste eines alten Basements, welche zwischen der variszisch konsolidierten Böhmisches Masse und der alpin - karpathischen Zone erhalten blieben (SEIBERL et al., 1993; GNOJEK & HEINZ, 1993).

Die generelle Charakteristik dieser magnetischen Strukturen sind relativ flache Feldgradienten und hohe Störampplituden (SEIBERL et al., 1993). Berechnungen des magnetischen Störkörpers der Berchtesgadener Anomalie durch REISNER (1988) und HÜBL (publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993) wurden anhand der Daten der AMVÖ durchgeführt. Es ergab sich nach REISNER (1988) eine Serie von Profilschnitten durch einen in N-S Richtung etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit Winkeln von etwa 5 bis 20° gegen Süden einfällt. Die Oberkante wurde mit etwa 10 bis 16 km, die Unterkante mit 20 bis 25 km unter NN ermittelt. Die E-W Erstreckung beträgt etwa 220 km. Die maximalen Mächtigkeiten liegen im Bereich von 2 bis 5 km. Von der Mitte aus gesehen verdünnt sich der Modellkörper nach Westen und nach Osten hin.

Das westlichste dieser Profile verläuft entlang des 12°-Meridians etwa 3 km W von Gerlos durch den hier betrachteten Bereich. Der berechnete Störkörper ist hier mit maximal 2,5 km relativ gering mächtig und liegt in einer Tiefe von 15,5 km im Norden und maximal 20 km unter NN im Süden.

Die Werte der magnetischen Suszeptibilität für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentinitisiertes ultrabasisches Material zwischen  $\kappa=75 \times 10^{-3}$  (SI) und  $\kappa=28 \times 10^{-3}$  (SI) angenommen (REISNER, 1988, HÜBL, publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993).

Die Anomalien, die den mittleren Bereich der Abbildungen 7.8, 7.9 und 7.10 dominieren, sind auf Störkörper zurückzuführen, deren tektonische Zuordnung nicht eindeutig erfolgen kann (siehe vorheriges Kapitel). Klar ist allerdings, dass die magnetischen Strukturen dem regionalen Streichen der tektonischen Einheiten folgen. Die im Zentrum des südlichen Kartenausschnittes auftretenden Anomalien wurden im Rahmen von ÜLG-28 detailliert behandelt (AHL et al., 2002).



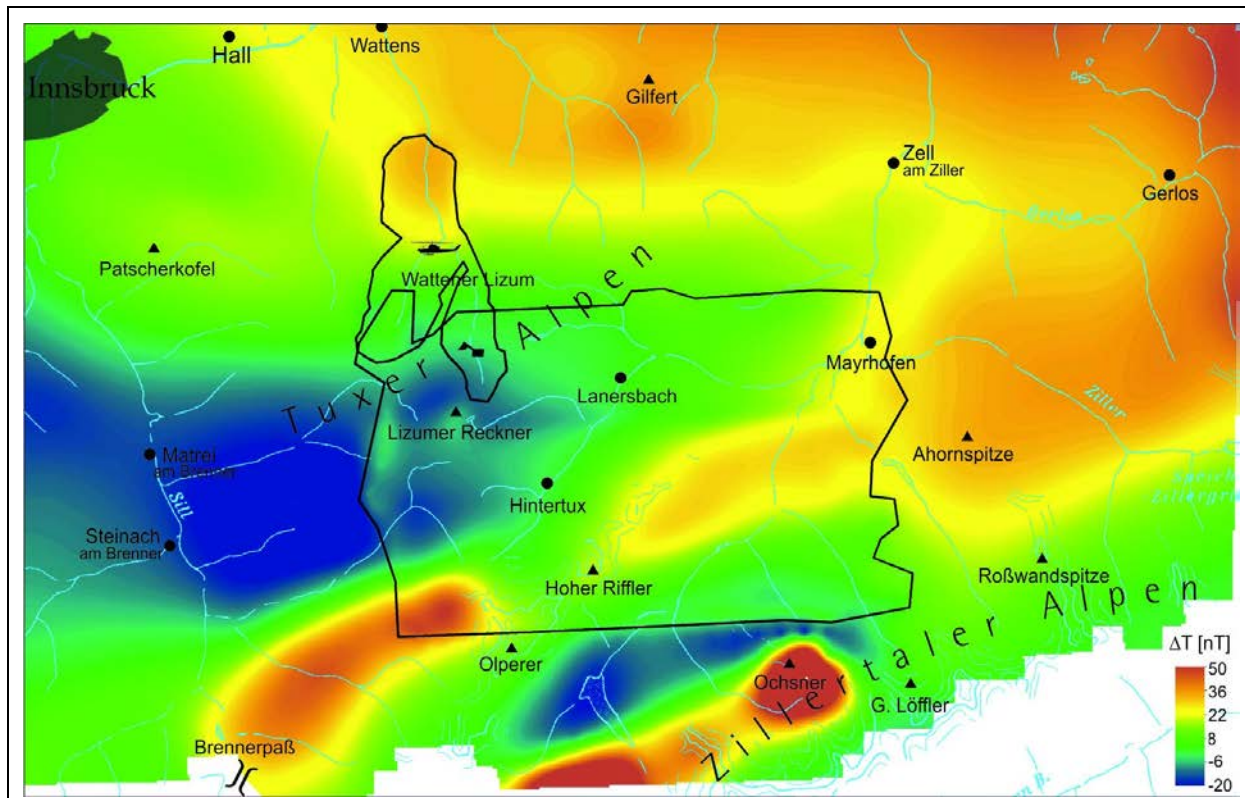


Abb. 7.8: Karte der magnetischen Totalintensität  $\Delta T$ , kombiniert aus den auf 4000 m feldfortgesetzten Messdaten von 2010 und 2011 mit den Daten der AMVÖ (Messhorizont 4000 m). Zusätzlich sind einige geographische Anhaltspunkte eingetragen.

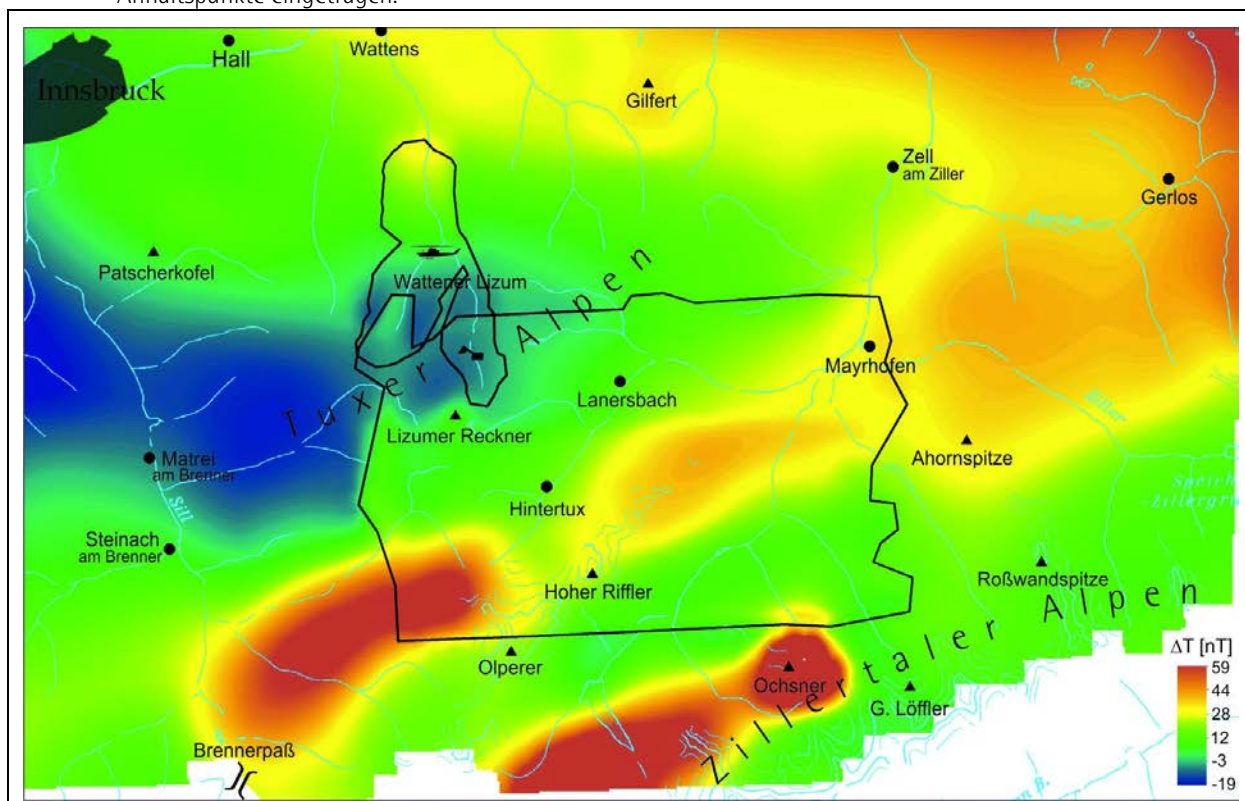


Abb. 7.9: Karte der magnetischen Totalintensität  $\Delta T$ , kombiniert aus den auf 4000 m feldfortgesetzten Messdaten von 2010 und 2011 mit den Daten der AMVÖ (Messhorizont 4000 m) und polreduziert. Zusätzlich sind einige geographische Anhaltspunkte eingetragen.



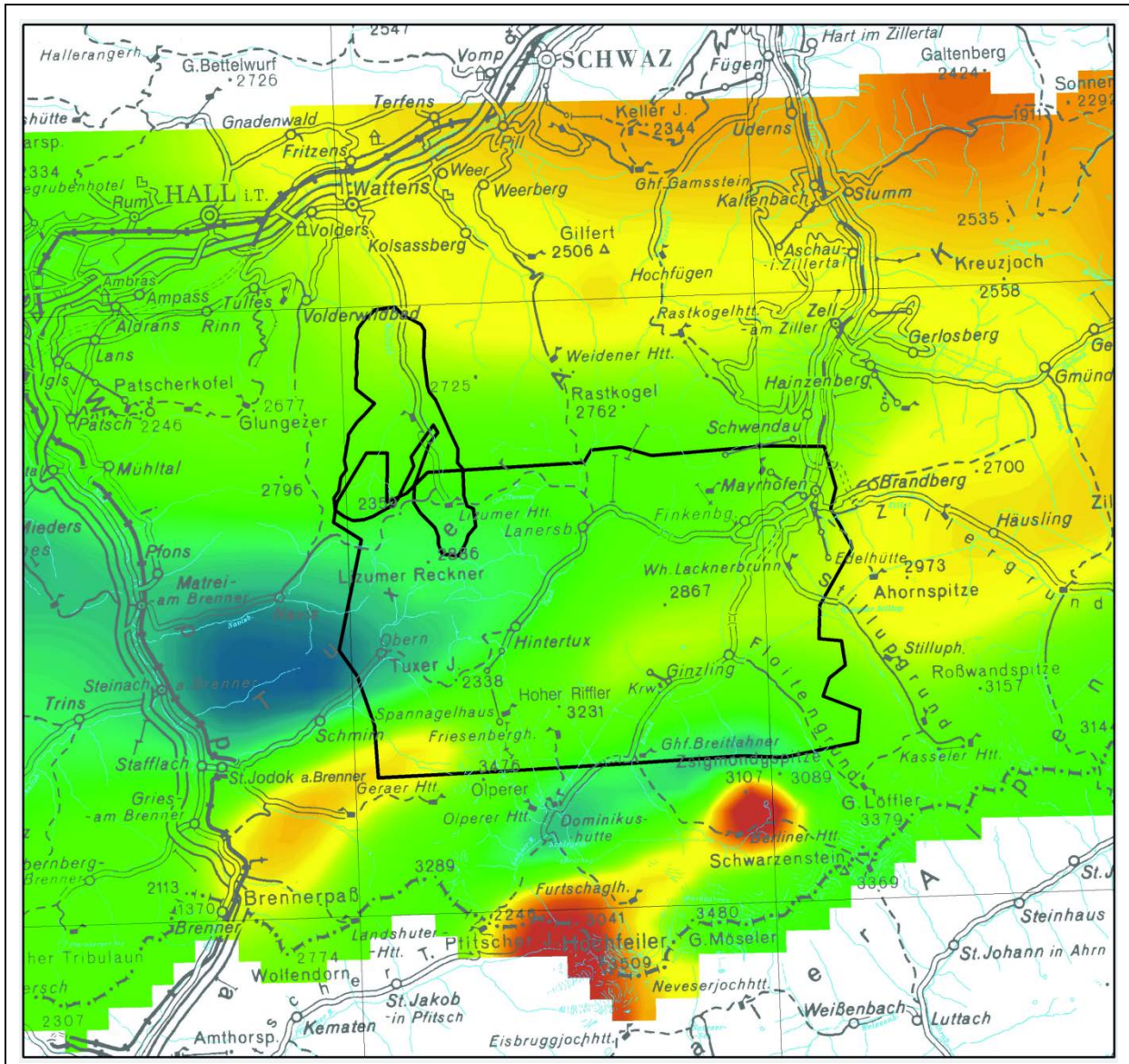


Abb. 7.10: Ausschnitt der Karte der magnetischen Totalintensität  $\Delta T$  der AMVÖ, Messhorizont 4000 m. Zusätzlich sind die Lage der Messgebiete 2010 und 2011, sowie die topographische Karte (ex 1:500.000) aus AMap Fly 5.0 eingetragen.

Das Messgebiet liegt im südlichen Zillertal, im Bereich zwischen dem Pfitscher Joch im Westen (Grenzstelle zwischen Österreich und Italien) und dem Ochsner bzw. Rotkopf im Osten (siehe Abb. 7.11) im Penninikum und Subpenninikum des südwestlichen Tauernfensters. Die wesentlichen Gesteinsserien sind Zentralgneise (spät- bis postvariszische granitoidische Plutone) und altpaläozoische Metasediment- und Metavulkanitserien, in welche die Granite intrudiert sind („Altes Dach“). Darüber abgelagert bzw. tektonisch überschoben sind jungpaläozoische und mesozoische Sediment- und Vulkanitserien. Stellenweise sind Intrusionskontakte der Plutone zu paläozoischen Nebengesteinen erhalten. Im Zuge der Intrusion kam es zu weitverbreiteter intensiver Migmatitbildung. Postvariszische Sedimentserien transgredierte z. T. über erhaltenem Altpaläozoikum, oft auch direkt über die erosiv freigelegten Granite.

Die Gesteine wurden während der alpidischen Orogenese metamorph überprägt und in den Großfalten- und Deckenbau einbezogen. Mehrphasige alpidische Verfallung führte zur Ausbildung

von großen zungen- bis walzenförmigen Zentralgneiskernen mit dazwischen liegenden, mehrere km tief steil eingefalteten, prävariszischen und permomesozoischen Metasedimenten (Abb. 7.11).

Im Norden des Messgebietes liegt die Antiklinale des Tuxer Kernes. Südlich anschließend folgt eine etwa WSW – ENE streichende, senkrecht eingefaltete und komplex gebaute zweifache Muldenstruktur hochmetamorpher paläozoischer Schiefer und Vulkanite, die Greiner Synklinale und die Schönbichler Synklinale, die durch eine stark tektonisierte enge Migmatitantiklinale (Talgggenkopfsattel) getrennt sind (LAMMERER, 1986, 1988) (siehe Abb. 7.11). Im Süden folgt die breite Antiklinale des Zillertaler Kernes. Im SW des Messgebietes tritt in einer relativ offenen Muldenstruktur (Hochferner Synklinale) über dem Zentralgneis gering mächtiges autochthones Mesozoikum auf, darüber eine komplex gebaute Schuppenzone (Eisbrugg-Lamellen) und darüber die Bündnerschiefer der Glocknerdecke (OEHLKE et al., 1993).

Am Nordwestrand des bearbeiteten Gebietes ist phyllonitisches Altkristallin der Hülle des Tuxer Kernes („Knollengneise“ des Höllensteins, FRISCH, 1974) anzutreffen.

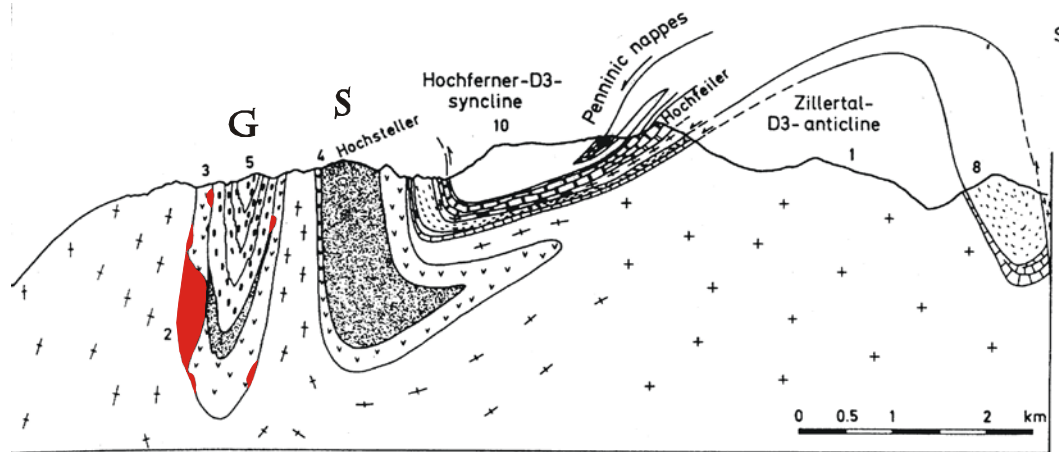


Abbildung 7.11: Schematisches N-S-Profil durch die südwestlichen Zillertaler Alpen im Bereich des Hochfeiler (LAMMERER, 1988). Die anhand der geologischen Kartierung vermutete Position der Serpentine ist schematisch in rot eingezeichnet. **G**...Greiner Mulde **S**...Schönbichler Mulde

Die tektonische Entwicklung dieser komplexen Großstruktur ist in der Arbeit von LAMMERER & WEGER (1998) im Detail dargestellt.



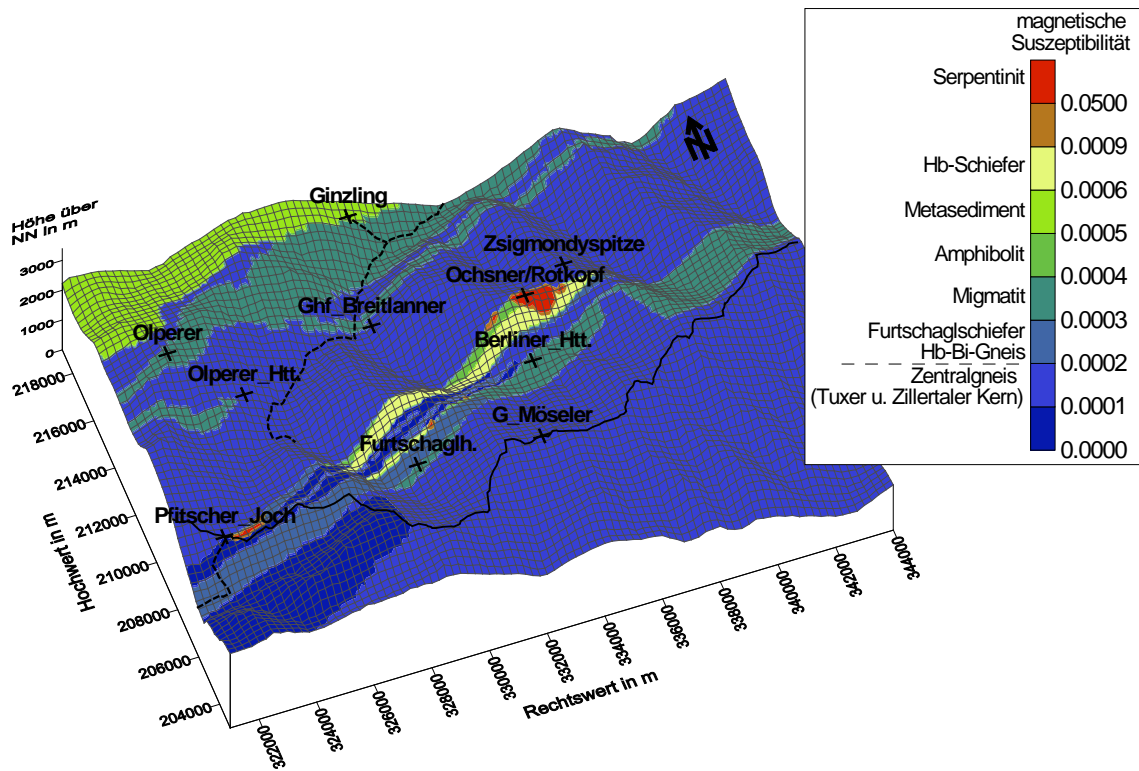


Abbildung 7.12: Vereinfachte geologische Karte des Modellierungsgebiets Zillertal (AHL et al., 2002) mit zugeordneten magnetischen Suszeptibilitäten, die über die 3-D Topographie gelegt ist. Eingezeichnet sind zusätzlich Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Grenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M31).

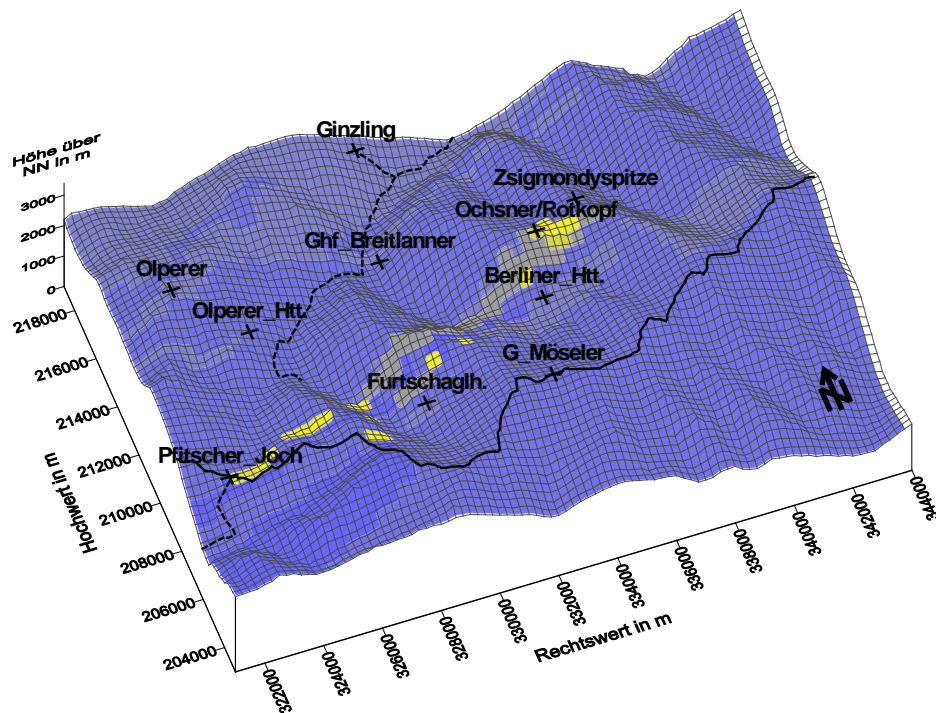


Abb. 7.13: Durch die Modellrechnung ermittelte Verteilung der magnetischen Suszeptibilität an der Geländeoberkante. Eingezeichnet sind zusätzlich Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Staatsgrenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M31).

## Gesteinsbeschreibung der wichtigsten Lithologien :

- Zentralgneis :

Die Zentralgneise entstammen granitisch-tonalitischen Magmen, die spätorogene Intrusionen der variszischen Orogenese darstellen. Sie sind in großem Volumen mehrphasig im Karbon und Perm intrudiert.

Im Tuxer Kern treten überwiegend grobkörnige helle Metagranite und -granodiorite, Augen- und Flasergneise, Metatonalite, sowie Migmatite und Anatexite auf (MORTEANI, 1971, FINGER et al., 1993). Öfters finden sich linsenförmige Einschlüsse von dunklen Restiten.

Der Zillertaler Kern hingegen besteht vorwiegend aus hellen mittelkörnigen Metagraniten, Metagranodioriten und -tonaliten, wobei kontinuierliche Übergänge bestehen, daneben finden sich auch Gabbros, Biotitgranite und Quarzdiorite. In Metagranodioriten treten vielfach basische Einschlüsse auf. Die Tonalite und Granodiorite treten z.T. eng assoziiert mit meta- bis diatektischen Gneisen und Schollenmigmatiten auf.

Die Zentralgneise sind in den mehrphasigen alpidischen Großfaltenbau einbezogen und bilden dabei meist Sattelkerne. Die Gesteine sind in unterschiedlichem Grad verschiefert und rekristallisiert, was bis zu Blastomylonitbildung in duktilen Scherzonen führt (LAMMERER, 1986). Bei den öfters als Arkosegneis, Grauwackengneis, Zweiglimmergneis, Muskowitgneis etc. bezeichneten Gesteinen handelt es sich vielfach um Zentralgneistektonite. Auch die Mikroklinporphyroblastengneise könnten durch syntektonische Sprossung von Feldspat in einer duktilen Scherzone entstanden sein (LAMMERER, 1986).

- Furtschaglschiefer :

Diese Graphit-Biotit-Schiefer werden als Abkömmlinge bituminöser altpaläozoischer, eventuell silurischer Tone gedeutet (LAMMERER, 1986). Die tieferen Abschnitte weisen eine sedimentäre Bänderung und möglicherweise auch Korngrößengradierung auf, gegen das Hangende finden sich monotone Schiefer. Diese altpaläozoischen Metasedimente bilden zusammen mit älteren Amphiboliten etc. und Serpentiniten die Greiner Formation (im Sinne von LAMMERER, 1986), welche das Alte Dach des Zentralgneises darstellt. Es handelt sich um einen ophiolithischen Metavulkanitkomplex mit überlagernden pelagischen Schwarzschiefern, untergeordnet auch Karbonaten und klastischen Metasedimenten, die präintrusiv metamorph und gefaltet wurden. Als Alter der gesamten Formation kommt Präkambrium bis Silur in Frage.

- Migmatit :

Dieser geht durch partielle Aufschmelzung aus Graphit- Biotitschiefern der Greiner Serie hervor, über aplitisch durchaderte Schiefer im Kontaktbereich treten mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad gebänderte Migmatite, Schollenmigmatite und nebulitische Migmatite auf. An wenigen Stellen innerhalb dieser Serie lässt sich nachweisen, dass manche Migmatite älter als die Zentralgneisintrusion sind.

- Amphibolit ; Hornblende-Biotitgneis :

In den Randbereichen der altpaläozoischen Serien treten oft sehr horizontbeständige Zonen von Amphibolit und Hornblendegneis auf, die meist einige Zehnermeter Mächtigkeit aufweisen. Ein Amphibolitzug lässt sich an der Südgrenze des Tuxer Gneises über 25 km weit verfolgen. Es finden sich Amphibolite, Granat- und Epidotamphibolite, Hornblendite, Hornblendegneise, Chloritschiefer und Hornblendegarbenschiefer. Die Amphibolite sind stets mit Serpentinitten assoziiert. Geochemische Charakteristika belegen ihre Abkunft aus basischen Magmatiten (WEBER-DIEFENBACH, 1976). Die gesamte ultrabasische bis basische Serie kann am ehesten als Ophiolith-Komplex oder als ophiolithische Mélange interpretiert werden. Sie wird in das Kambrium oder Ordovizium eingestuft, der Zeitpunkt der Platznahme ist vor der Zentralgneisintrusion anzunehmen (LAMMERER, 1986).

- Metasedimente:

Bei den früher als Metasedimente der Greiner Serie (im Sinne von CHRISTA, 1931) zusammengefassten Gesteinen lassen sich altpaläozoische vorvariszische und wahrscheinlich permische postvariszische Metasedimente, sowie alpidische Tektonite unterscheiden.

Die postvariszische Transgressionsserie setzt mit schlecht sortierten permischen Konglomeraten (postvariszische Aufarbeitung des Alten Daches und der Zentralgneise) ein, die in feinerklastische Sedimente und schließlich in reife Quarzite übergehen. Darüber folgt eine Schichtfolge, die überwiegend Mergel und Quarzite (Trias), massige monotone blaugraue Kalkmergel bis Kalkglimmerschiefer (Hochstegen Serie, Jura) und Kalkglimmerschiefer und Feinklastika (Kaserer Serie, Kreide?) umfasst (OEHLKE et al., 1993). Die autochthonen und parautochthonen mesozoischen Metasedimente entsprechen einem süd- bis ultrahelvetischem Ablagerungsraum in einem Schelfbereich.

Die Bündnerschiefer des Südpenninikums bestehen aus monotonen Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten mit seltenen Einschaltungen von Quarziten und Mergeln sowie basischen Metavulkaniten. Diese liegen als Amphibolite, Prasinite und Grünschiefer vor. Aufgrund geochemischer Daten handelt es sich am ehesten um Abkömmlinge von Ozeanbodenbasalten (LAMMERER, et al., 1981).

- Hornblendegarbenschiefer :

Einer Deutung dieser Gesteine als Metatuffite (LAMMERER, et al., 1976) steht eine neuere Deutung als alpidisch zerscherter diatektisch-migmatischer Kontaktbereich von Amphibolit und Zentralgneis mit syn- bis postkinematischer Hornblendesprossung gegenüber (LAMMERER, 1986).

- Serpentinitt :

Die Serpentinite treten in Form von m<sup>3</sup>- bis km<sup>3</sup>-großen Körpern auf. Der größte dieser Körper bildet das Massiv des Ochsner und Rotkopf, ein weiterer größerer ist am Pfitscher Joch aufgeschlossen. Diese beiden Vorkommen sind durch eine Kette von dutzenden kleineren Serpentinittkörpern verbunden, die in zwei eng benachbarten Horizonten aufgereiht sind. Die ultrabasischen Körper treten dabei im stratigraphisch Liegenden von Amphiboliten und Hornblendeschiefern auf. Ein zweiter Zug von kleineren Serpentinittlinsen findet sich etwa 1,5 km weiter südlich, ebenfalls mit Metabasiten vergesellschaftet.

Es handelt sich um Antigoritserpentine und deren Begleitgesteine (Talk- und Chloritschiefer), sowie metamorph-metasomatische Reaktionsprodukte. Nach dem Gesamtgesteinschemismus und Relikten von Olivin, Ortho- und Klinopyroxenen handelt es sich bei den Ausgangsgesteinen um Harzburgite und Lherzolite.

Der bei der Serpentinisierung gebildete Magnetit tritt feinkörnig an Korngrenzen der Serpentinminerale auf. Massiver derber Magnetit findet sich an Kluftharnischen. In Chloritschiefern bildet Magnetit Kristalle in Form idiomorpher Oktaeder.

#### **Modellrechnung und Darstellung der Ergebnisse:**

Basierend auf einem automatisch generierten Startmodell wurde die Suszeptibilitätsverteilung im Untergrund modelliert. Bei dieser Modellierung sollte die Standardabweichung um den Mittelwert der Differenzen zwischen gemessener und berechneter Totalintensität minimiert werden.

Im modellierten Tiefenbereich zwischen 200 m und 9800 m unter NN (-200 m bis - 9800 m) sind die jeweiligen horizontalen Suszeptibilitätsverteilungen identisch. Es sind dort allerdings die Suszeptibilitätsunterschiede zwischen den unterschiedenen Einheiten sehr gering. Die Unterschiede, die sich bei einer Variation der Parameter für die gesamte Magnetisierung ergeben würden, sind daher so gering, dass eine vernünftige Modellierung in diesem Bereich nicht mehr möglich ist.

Die theoretisch berechenbaren Verteilungen sind deshalb ab einem Niveau von 200 m unter NN auch nicht mehr dargestellt. Ausnahme ist einzig die tiefste Modellfläche (9800 m unter NN), die theoretisch berechnet wurde.

#### **Strukturelle Interpretation anhand der Modellrechnung :**

Als stärker magnetisierte Gesteine treten in diesem Messgebiet überwiegend die Serpentine in Erscheinung. Die Metabasite (Amphibolite und Hornblendeschiefer) der Greiner Serie weisen öfters nur leicht erhöhte Magnetisierung auf, nur in dem Zug zwischen Pfitscher Joch und Schlegeisspeicher bewirken sie eine deutliche Anomalie. Auch die z. T. mächtigen Prasinite und Amphibolite der Bündnerschiefer treten magnetisch nicht sehr deutlich in Erscheinung.

Den größten Störkörper bildet der Serpentin, der die Gipfelpartie von Ochsner und Rotkopf aufbaut und dort Umfang und Mächtigkeit von je etwa 1000 m aufweist. Der Körper ist insgesamt tropfenförmig ausgebildet und taucht ausdünnend gegen SE ab, wo er sich aufgrund der magnetischen Daten noch 1,5 km weit unterhalb von migmatitischen Serien verfolgen lässt. Er endet etwa unter der Kote 2500 m am N-Rand des Mörchnerkares, zwischen 800 und 1200 m unter der Geländeoberfläche.

Ein zweiter größerer Störkörper liegt SW davon unterhalb der Schwarzensteinalm. Die Modellrechnung zeigt die Oberkante dieses Körpers etwa 200 m unter der Oberfläche. Er weist einen Umfang von ungefähr 800 x 400 m auf und taucht senkrecht mit einer Tiefererstreckung von ungefähr 800 m ab.

Bedingt durch ihre Größe und ihre Lage fast quer zur Muldenstruktur der Greiner und der Schönbichler Synklinale kann die tektonische Position und die Beziehung der Serpentinikörper zum Internbau der Mulden nicht eindeutig festgelegt werden. Eine ursprüngliche Position in



Zusammenhang mit den basischen Gesteinen im Randbereich der Mulden ist aber wahrscheinlich. Aufgrund des hohen Kompetenzunterschiedes zu ihrer Umgebung blieben die Serpentine im Zuge der intensiven plastischen Deformation offensichtlich als knollenförmige Härtlinge in den Bewegungsbahnen des stark ausgedünnten Nebengesteins erhalten.

Entlang der Nordbegrenzung der Greiner Mulde findet sich eine Aneinanderreihung von kleinen Serpentinlinsen, die sich aber aufgrund der geringen Größe im magnetischen Muster kaum auswirken. Nur ein etwas größerer Körper unter der NE-Flanke des Großen Greiner, der etwa 200 m unter dem Geländeniveau im Bereich des Überleitungsstollens zwischen Zemmgrund und Schlegeisspeicher gelegen ist, bewirkt eine deutliche Anomalie.

Ein mächtiger langgestreckter Störkörper zieht vom Pfitscher Joch zum hinteren Schlegeisspeicher. Am Pfitscher Joch stehen Serpentine an, in streichender Fortsetzung gegen NE folgen Amphibolite, Hornblendegneise und Konglomerate. Die magnetische Anomalie ist durch die direkt an der Oberfläche oder knapp darunter anstehenden ultrabasischen und basischen Gesteinszüge bedingt. Der Störkörper reicht einige 100 m in die Tiefe, maximal zwischen 1200 und 1600 m.

Einzelne kleine Serpentinikörper sind an einen Zug von Amphibolit und Grüngesteinen gebunden, der den N-Rand der Schönbichler Mulde begleitet. Lokale Anomalien stehen in Zusammenhang mit an der Oberfläche ausbeißenden Serpentiniten oder liegen knapp unter dem Geländeniveau. Diese Zone besitzt offensichtlich keine wesentliche Tiefenerstreckung.

Ein deutlicher Störkörper im Bereich E der Griesscharte (etwa 2,5 km WSW Furtschagelhaus) steht praktisch an der Geländeoberkante an, dürfte aber durch Moränen verdeckt sein. Dieser Störkörper (Serpentin?) könnte mit einem Amphibolitzug am S-Rand der Schönbichler Mulde in Verbindung stehen.

#### **7.6.4 Interpretation der tektonischen Struktur anhand des Vergleiches der Magnetik mit der Auswertung der LANDSAT-Bildlineamente**

Die Magnetik kann Informationen über Untergrunderbau und Störungsmuster liefern. Es liegen Gesteinskörper gleicher magnetischer Suszeptibilität [ $\kappa$ ], die an einer Störung gegeneinander vertikal versetzt sind, in verschiedenem Abstand zur Messsonde, sodass sie unterschiedliche magnetische Wirksamkeit besitzen. Andererseits ergeben sich bei aneinandergrenzenden Gesteinen, die durch unterschiedliches  $\kappa$  charakterisiert sind, ebenso unterschiedliche Magnetisierungen. Aus unterschiedlicher Tiefenlage von Gesteinskörpern kann sich ein Unterschied in der gemessenen magnetischen Intensität ergeben, aber auch die Mächtigkeit eines geologischen Körpers ist für die magnetische Wirkung wesentlich.

In größeren Störungszonen können mit Materialumsetzungen verbundene Vorgänge zu Veränderungen der Magnetik entlang der Störungsflächen führen. Stofftransporte durch Fluide führen vielfach zu Mineralausfällungen an Störungsflächen, die bei entsprechender mineralogischer Zusammensetzung, wenn Magnetit oder Pyrrhotin beteiligt ist, positive magnetische Anomalien bewirken können. Einen gegenteiligen Effekt können Quarzanreicherungen im Zuge der Mylonitisierung entlang von Störungszonen verursachen, durch die der diamagnetische Anteil des Gesteins gegenüber dem ferrimagnetischen deutlich vergrößert wird. Das hätte ein lokales magnetisches Minimum entlang von Verquarzungszonen zur Folge.

Das regionale tektonische Störungsmuster kann durch die Analyse von Luftbild- oder Satellitenbildlineamenten erfasst werden.

Die Korrelation tektonischer Linien anhand der Satellitenbildauswertung mit Isolinienscharungen der Magnetik ist offensichtlich. Eine detailliertere Interpretation wird in einem folgenden Bericht dargestellt werden.

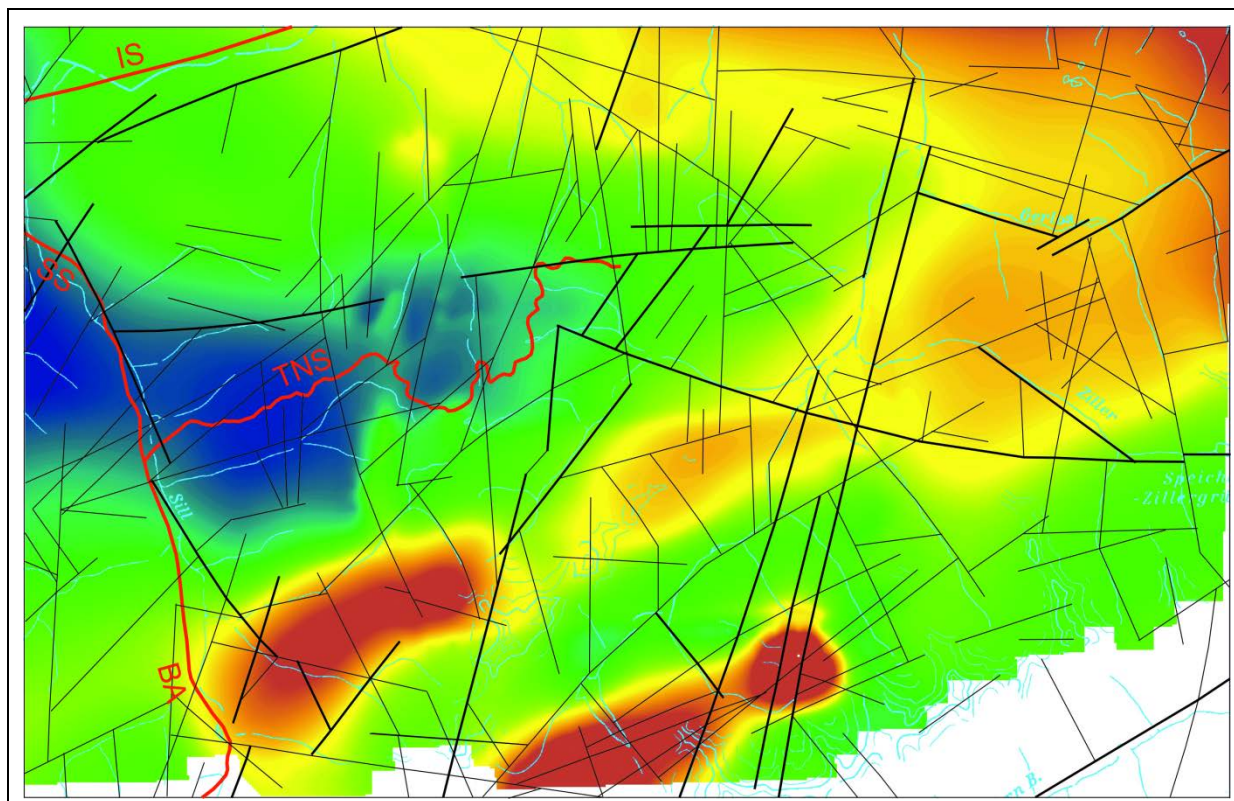


Abb. 7.14: Karte der magnetischen Totalintensität  $\Delta I$ , kombiniert aus den auf 4000 m feldfortgesetzten Messdaten von 2010 und 2011 mit den Daten der AMVÖ (Messhorizont 4000 m) und polreduziert. Darüber gelegt ist die Auswertung der LANDSAT-Bildlineamente (schwarz) von BUCHROITHNER (1984), sowie die wichtigsten tektonischen Linien (rot) nach SCHMID et al. (2013), IS...Inntal Störung, SS...Silltal Störung, BA...Brenner Abschiebung, TNS...Tauern Nordrand Störung. Zusätzlich ist das Gewässernetz als geographischer Anhaltspunkt eingetragen.

### 7.6.5 Anthropogene magnetische Anomalien

Bei kleinen, lokal scharf begrenzten Anomalien, die z. T. auch besonders hohe Störampplituden aufweisen können, liegt der Verdacht auf anthropogene Störungen nahe. Für die Verifizierung möglicher anthropogener Störungen haben sich neben topographischen Karten die im Internet abrufbaren Luftbilder von „Google Map“ als Hilfsmittel bei der Auswertung bewährt. Am optimalsten ist allerdings eine persönliche Kenntnis der lokalen Situation im Gelände. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet konnte nur in der Befliegung 2010 im Bereich der Lizumer Hütte in der Wattener Lizum eine sicher anthropogene magnetische Anomalie festgestellt werden (Abb. 7.6).

## 8 Elektromagnetik

### 8.1 Interpretation der AEM Daten in Detailgebieten mit dem Inversionsprogramm EM1DFM

Die Aufgabe der Inversion von drift- und höhenkorrigierten AEM-Messwerten ist die Berechnung einer geologisch sinnvollen Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund, die die Messdaten möglichst gut repräsentiert. Eine Inversion großer AEM-Messgebiete mit 2D oder 3D Widerstandsmodellen ist derzeit praktisch noch nicht durchführbar - hier bleibt die Entwicklung im Hard- und Softwarebereich abzuwarten. In der Praxis werden bei der Inversion von AEM-Daten deshalb eindimensionale homogene horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt werden.

Das Inversionsprogramm EM1DFM wird seit Herbst 2009 an der Geologischen Bundesanstalt verwendet. Entwickelt wurde die Software am Institut für Erd- und Ozeanforschung der Universität von British Columbia, wo eine eigene Abteilung ausschließlich im Bereich geophysikalischer Inversionsverfahren arbeitet (<http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/sftwrdocs/em1dfm/bg.pdf>). Das Programm berechnet für jeden Messpunkt ein dazu passendes geschichtetes Halbraummodell mit variierenden spezifischen elektrischen Widerständen der einzelnen Schichten. Die Anzahl der Schichten, sowie die Mächtigkeiten der Schichten sind für alle Messpunkte gleich.

Für das Erstellen eines 3D-Modells des elektrischen Widerstandes wird Software, die an der GBA entwickelt wurde, eingesetzt. Bei diesem 3D-Modell kann auch die Topographie berücksichtigt werden - sofern erwünscht und ein topographisches Geländemodell vorhanden ist. Die Darstellung erfolgt entweder in Schnitten parallel zur Erdoberfläche, Schnitten horizontal entlang von Höhenlinien (konstante Seehöhe) oder in beliebigen Vertikalschnitten (Profilschnitte). Alle diese Schnitte zeigen eine entsprechende räumliche Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund.

Die Eindringtiefe der Messung ergibt sich aus dem spezifischen elektrischen Widerstand des Untergrundes und der verwendeten Frequenz. In Abhängigkeit von den Rahmenbedingungen (z.B. elektrischer Widerstand des Untergrundes, Flughöhe....) liegt die Eindringtiefe für jede Frequenz in einer bestimmten Bandbreite.

### 8.2 GIS-Grundlagen

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

- ❖ Umgrenzung des Messgebietes
- ❖ Topographische Karte OEK50 M28 und OEK 200\_Tirol
- ❖ Digitales Höhenmodell-Hillshade (DHM SRTM 90M; BVW, TIRIS)
- ❖ Geologische Kartengrundlagen: Ausschnitt Geofast 1:50.000, Blatt 149 Lanersbach (KREUS, 2006 mit Stand 2005)
- ❖ Geomorphologische Karte (SCHUH, 2008)

- ❖ Geologische Manuskriptkarte (HÖRFARTER, 2011)
- ❖ Aeroelektromagnetik (AEM)-Rasterdaten für Tiefen von 2, 4, 6, 8, 10, 20, 30, 40, 50 und 60 Metern
- ❖ Profilschnitte aus den AEM Daten
- ❖ Geoelektrikprofile (GBA, FA Geophysik)
- ❖ Rasterdaten Radiometrische Kartierung (Gammastrahlenspektrometrie)

### 8.3 AEM Auswertung

Bei der Auswertung und Interpretation geophysikalischer (insbesondere elektromagnetischer) Messdaten besteht das Hauptaugenmerk darin, dass mathematisch-physikalische Modelle mit geologischen Modellvorstellungen in Übereinstimmung zu bringen sind. Die Verifikation der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse erfolgt in 2 Abschnitten:

1. für das gesamte Untersuchungsgebiet (Mölstal, Lizumer Böden)
2. für Detailgebiete (AEM Profilschnitte)

#### 8.3.1 Rahmenbedingungen

In Ergänzung zur Aero-geophysikalischen Vermessung im Bereich der Wattener Lizum fand im Bereich des Hinteren Wattentales ein durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften, Kommission für Hydrologie, gefördertes Forschungsprojekt statt. Durch die Zusammenarbeit mit diesem Forschungsprojekt (ÖAW) „Shallow Interflow – Abschätzung der Bandbreite von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten“ (MARKART et al., 2013) wurden wechselseitige Synergieeffekte genutzt, die auch eine optimierte Interpretation der AEM Daten ermöglichten.

Als Basis für die geologisch/lithologische Interpretation der AEM Daten und für eine exakte Zuordnung und Interpretation der elektrischen Widerstandswerte der geoelektrischen Profile zu geologisch/lithologischen Körpern wurde die Beschreibung der geologischen Verhältnisse im Kapitel 6 herangezogen. Abb. 8.1 zeigt die Lage des Untersuchungsgebietes und der geoelektrischen Profile auf dem Ausschnitt der Geologischen Karte (Geofast, 1:50.000, 149, Blatt Lanersbach, KREUS, 2006).

Unterstützende und detaillierte Informationen konnten aus der geomorphologischen Kartierung (Eigenforschungsmitteln des BFW, SCHUH, 2008) abgeleitet werden. Diese Informationen wurden dankenswerterweise vom Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Institut für Naturgefahren, im Rahmen eines Kooperationsabkommens zur Verfügung gestellt (Tab. 8.1). In der Abbildung 8.2 sind zusätzlich zur Lage der geoelektrischen Profile auch die AEM Profilschnitte auf Geofast, 1:50.000, 149, Blatt Lanersbach (KREUS, 2006) dargestellt.



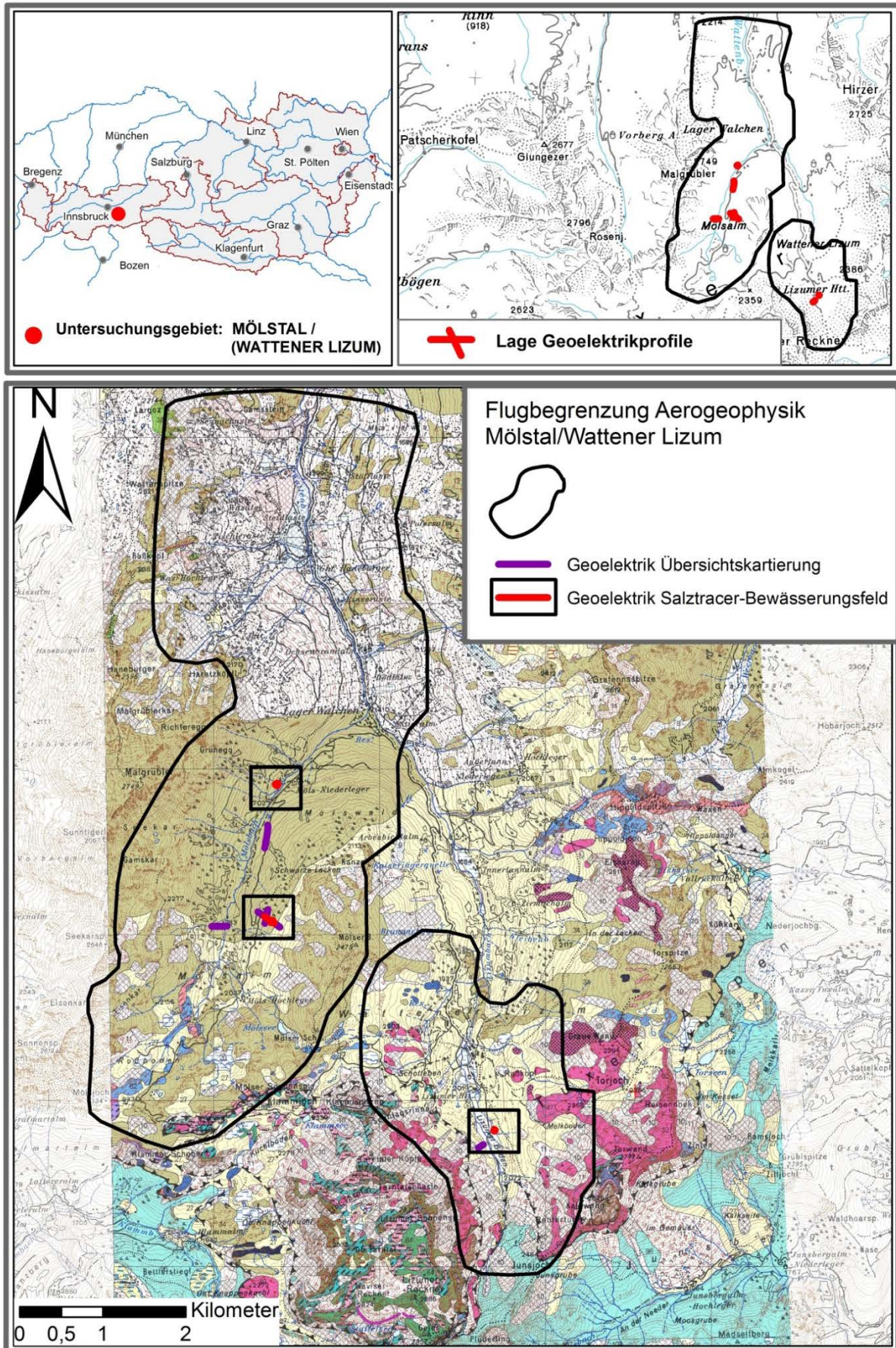


Abbildung 8.1: Hinteres Wattental - Lage des aerogeophysikalischen Untersuchungsgebietes (AEM) und der geoelektrischen Profile auf Geofast, 1:50.000, 149, Blatt Lanersbach (KREUS, 2006).



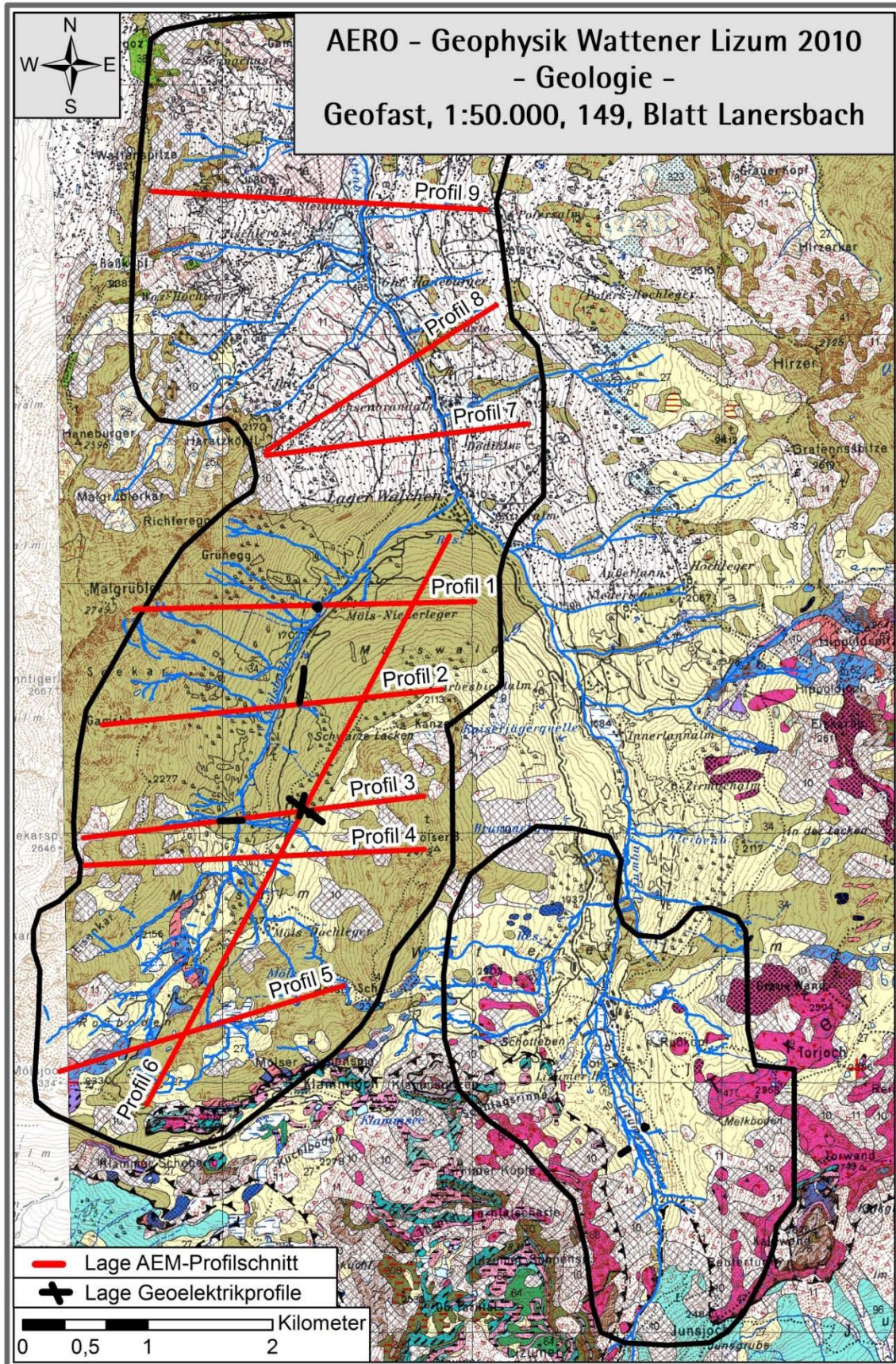


Abbildung 8.2: Geologie hinteres Wattental - Lage des aerogeophysikalischen Untersuchungsgebietes (AEM), der geoelektrischen Profile sowie der AEM Profilschnitte auf Geofast, 1:50.000, 149, Blatt Lanersbach (KREUS, 2006).



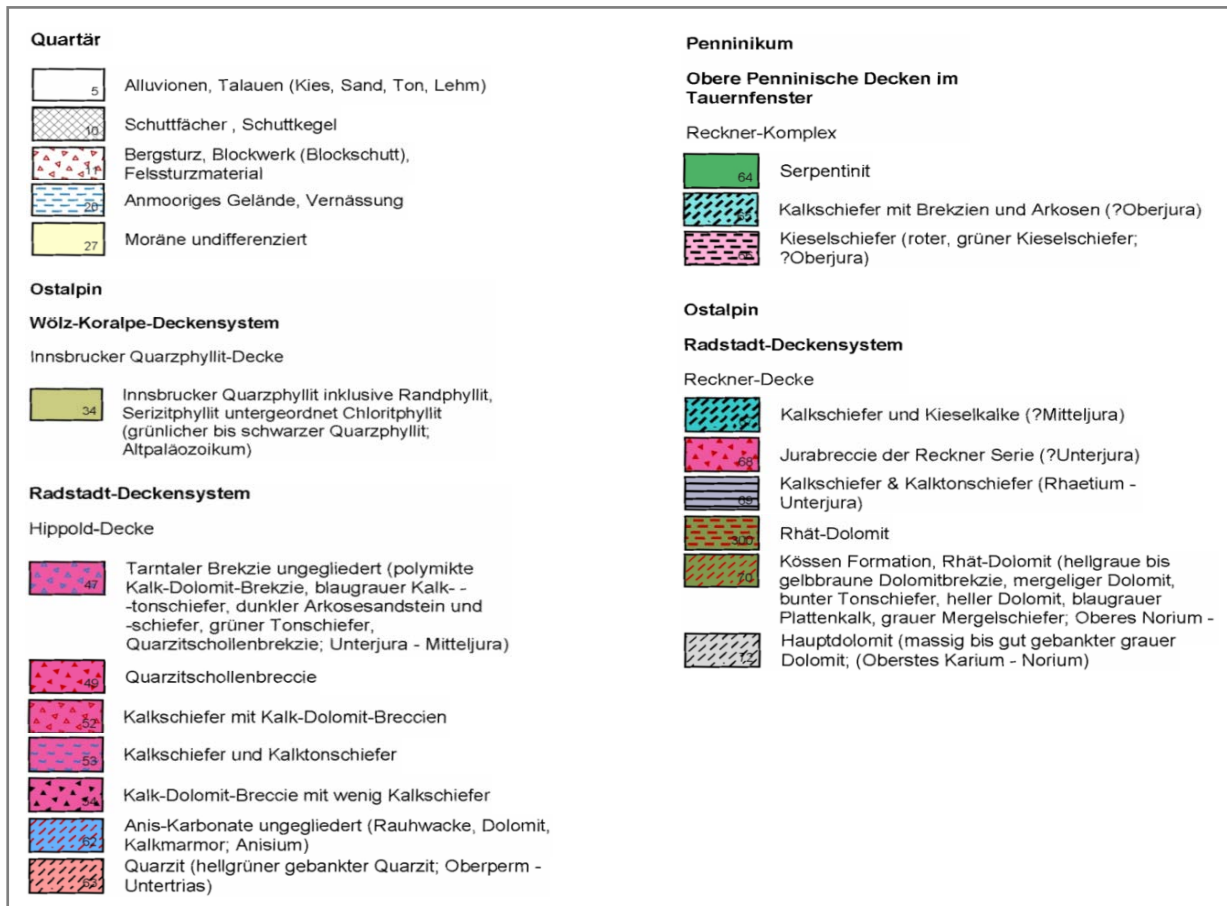


Abbildung 8.3: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 149 Lanersbach (KREUS, 2006).



Die wichtigsten Gebietseigenschaften sind in Tabelle 8.1 zusammengefasst.

<b>Vegetation</b> (LABORATOIRE DES ECOSYSTEMES ALPINS, 1995)	(in höhenzonaler Abfolge, von unten nach oben - taleinwärts)	Montaner Fichtenwald, dieser wird (im Bereich Möls Niederleger) von Weideflächen abgelöst; rechtsufrig schließt über den Almflächen der Lärchen-Zirbenwald an; orographisch linksufrig ab Möls Niederleger, rechtsufrig ab Möls Hochleger großflächig alpine Zwergstrauchheiden durchsetzt von alpiner Grasheide
<b>Landnutzung</b>		Truppenübungsplatz des österr. Bundesheeres, Almwirtschaft, Tourismus (Wandern), Forstwirtschaft, Jagd ....
<b>Boden</b> (GILD und HASTIK, 2009)	höhenzonale Gliederung (von unten nach oben)	Braunerde, podsolige Braunerde, Podsole, AC-Böden, Rohböden überlagert durch laufende Hangprozesse (Erosion, Solifluktion, Landnutzung u.a.)
<b>Geologie/Lithologie</b> (SCHUH, 2008, Geologische Bundesanstalt 2006)	Orographisch rechtsufrig – vordere Talseite:	Bergsturzmaterial, Blockschutt; darüber Hang- und Verwitterungsschutt, Quarzphyllit
	Orographisch linksufrig – vordere Talseite:	Schutfächer und -kegel, Rutschmassen, Hang- und Verwitterungsschutt, in höheren Lagen Innsbrucker Quarzphyllit
	Talschluss und orographisch linksufrig	Moränen, Blockwerk, fossile Blockgletscher, Innsbrucker Quarzphyllit
<b>Geomorphologie</b>	Orographisch linksufrig:	Großflächige aktive Kriechbewegungen (Taluschub)
	Hauptbach und seitliche Gerinne	Massive Tiefen- und Seitenerosion
<b>Hydrogeologie</b>	Orographisch linksufrig, vorderer Bereich-Talmitte	Tiefergründiger mäßig verzögerter Interflow; (Hang-, Verwitterungsschutt, Schutt- und Schwemmfächer), liegender Quarzphyllit als relativer Stauer
	Orographisch rechtsufrig	überwiegend tiefgründiger Zwischenabfluß mit hohem Rückhaltevermögen (Blockschutt, entfestigter/ zerglittener Quarzphyllit); rascherer Zwischenabfluss im Hangschutt
	Hinterer Talbereich	Moränenmaterial, bzw. umgelagertes, feinkörniges zusammengeschwemmtes Glazialsediment führt im Bereich morphologisch flacher Geländeformen durch geringe Versickerung (seichtgründiger Zwischenabfluss) zu ausgedehnten Vernässungszonen (Roßboden)

Tabelle 8.1: Standortbeschreibung hinteres Wattental.

### 8.3.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Nachfolgend werden die wichtigsten geologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes kurz beschrieben.

#### *Tarntaler Mesozoikum und Innsbrucker Quarzphyllit*

Das Grundgebirge im Messgebiet ist Teil der Innsbrucker Quarzphyllitdecke, die wiederum eine Teildecke des Silvretta-Seckau-Deckensystems (nach SCHMID et al., 2004) ist. Überlagert wird die Innsbrucker Quarzphyllitdecke von den unterostalpinen und penninischen Decken des Tarntaler Permomesozoikums.

#### *Innsbrucker Quarzphyllit-Decke*

Die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke wird in ihrer Hauptmasse aus Metapeliten bis Metapsammiten (Quarz- Albit- und Chloritphyllite, Glimmerschiefer, Gneise und Quarzite) und Einlagerungen von Grünschiefern, Eisendolomiten, Kalk- und Dolomitmarmoren und Graphitphylliten aufgebaut. Die metapelitischen und -psammitischen Serien sind vielfach durch kontinuierliche Übergänge charakterisiert. Einerseits liegen mehr oder weniger homogene Bereiche vor (über mehrere 10er-Meter), andererseits tritt aber auch eine enge Wechsellagerung von Metapeliten und Metapsammiten im dm-, cm- und mm-Bereich auf. Dieser primärere Lagenbau wurde von nachfolgenden Metamorphose- und Deformationsereignissen überprägt. Als Produkt dieser Prozesse liegen heute Gesteine vor, welche einen makro- bis mikroskopischen Lagenbau aufweisen (mit Quarz-, Feldspat- und Schichtsilikatreichen Lagen).

Die Hauptmasse der Gesteine der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke ist altpaläozoischen Alters. HADITSCH und MOSTLER (1982, 1983) bzw. MOSTLER (1982) führten aufgrund von Vergleichen mit der Grauwackenzone eine Seriengliederung durch. Den stratigraphisch tiefsten Anteil stellt nach diesen Autoren die sogenannte Quarzphyllit-Grünschieferserie dar. Sie setzt sich aus Quarzphylliten zusammen, in welche Grünschiefer (Prasinite) eingeschaltet sind. In dieser Serie treten Porphyroide auf, die von MOSTLER et al. als ordovicische Porphyroide gedeutet wurden. Neben diesen intrudierten subvulkanische permische por-phyrische Granite in den Quarzphyllit. Darüber folgt eine silurische Karbonat-Serizit-phyllitserie. Charakteristisch für diese Serie sind Serizitphyllite, Chlorit-Serizitphyllite und Quarz-phyllite, in denen Einschaltungen von Kalk- und Dolomitmarmoren auftreten. Für die stratigraphisch höchste Serie, die Schwarzphyllit-Karbonatserie, belegen Con-odontenfunde (von Höll und Maucher, 1967) ein obersilurisches bis unterdevonisches Alter. Diese Serie besteht aus dunklen graphitführenden Phylliten, Kalk- und Dolomitmarmoren, Eisen-dolomiten und Quarzphylliten.

Durch die mehrphasige Deformation und den unterschiedlichlichen Grad der Metamorphose, welche einzelne Bereiche ungleich stark erfasste, ergeben sich weitere Differenzen in der Ausbildung der Gesteinstypen. Präalpidisch wurden die Gesteine der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke prograd metamorph. Während des Perms erreichte die Metamorphose im jetzt zentralen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone die obere Grünschieferfazies. In diesem höher metamorphen Anteil treten Glimmerschiefer mit und ohne Granat, Paragneise und Quarzite auf.

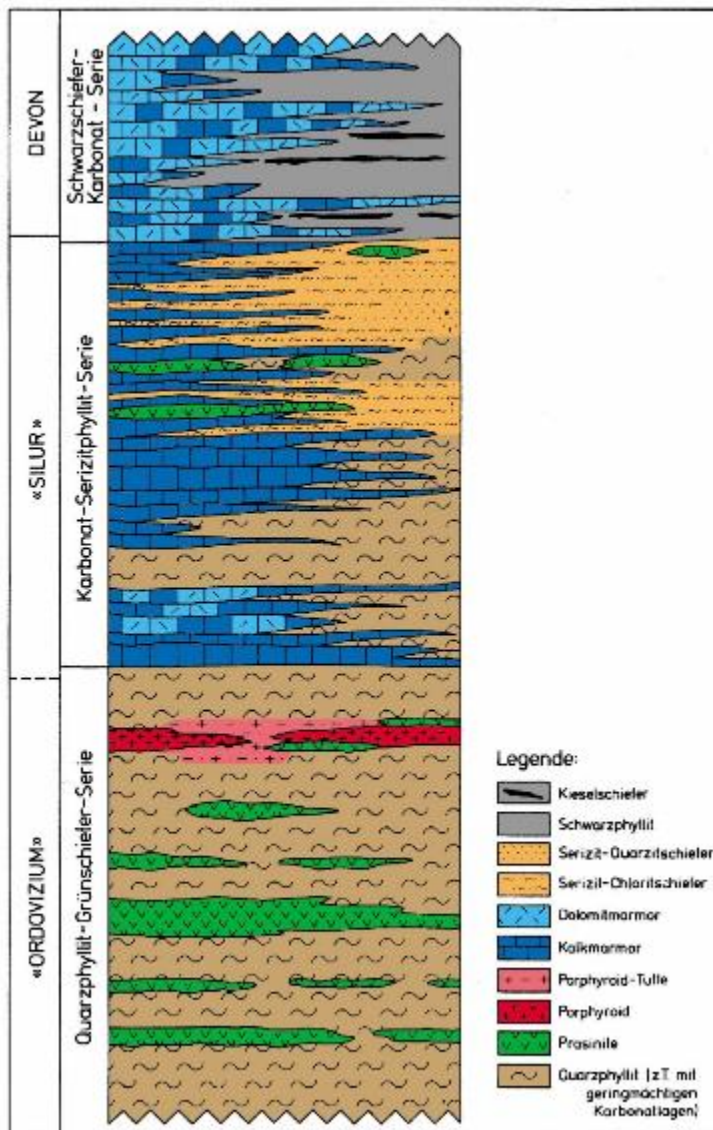


Abbildung 8.4: Schematisches lithostratigraphisches Profil nach MOSTLER, 1982.

Quarzphylliten in allen Variationen und vereinzelt auftretenden und max. wenige Meter mächtigen Einlagerungen von Marmorbändern, Grünschiefern, Porphyroiden und Eisendolomiten.

### *Tarntaler Permomesozoikum*

Das Tarntaler Permomesozoikum wurde auf die südlichen Teile der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke überschoben und besteht aus drei tektonischen Einheiten: Der Reckner- und Hippold-Decke (Unterostalpin) und dem Reckner-Komplex (Peninnikum). Die tiefste tektonische Einheit, die Hippold-Decke, weist eine permotriassische Schichtfolge auf, welche überwiegend aus Dolomiten und untergeordnet aus Kalkmarmoren, Rauwacken, Quarziten und Quarzkonglomeraten besteht. Die Charakteristika der nächst höheren Decke, der Reckner-Decke, sind neben triassischen Sedimenten (Dolomite, Kalke, Rauwacken, klastische Sedimente) die weit verbreiteten jurassischen Brekzien sowie Tiefseeablagerungen in Form von kieseligen Kalken und Radiolariten.

Nördlich und südlich (im jetzt Hangenden bzw. im Liegenden) dieses Teiles wurden Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies erreicht (Albit, Chlorit bzw. Biotit sind stabil).

Die alpidisch-kretazische Metamorphose überprägte den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex retrograd (Chloritisierung von Granat und Biotit) in mittlerer Grünschieferfazies. Alpidisch-tertiär wurde der südlichste Anteil der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke von einer weiteren retrograden Metamorphose in schwach temperierter Grünschieferfazies erfasst (Rekristallisation und Blastese von Chlorit). Charakteristisch sind die während dieser jüngeren Deformationsereignisse lagenweise entstandenen chloritreichen Phyllonite.

In der weiteren Umgebung des gesamten geophysikalischen Messgebietes besteht die Innsbrucker Quarzphyllitdecke größtenteils aus typischen

Eine Sonderstellung nimmt das höchste tektonische Element, der Reckner-Komplex mit seinen Ultrabasiten (Serpentinite, Ophikalzite, Kieselkalke, Radiolarite, Blauschiefer, ...) ein. Dieser ist als südpenninisches Element der Matreier- und Nordrahmen-Zone zu betrachten, dessen Sedimentbedeckung direkt auf ozeanischer Kruste abgelagert wurde und alpidisch von einer blauschieferfaziellen Metamorphose überprägt wurde. Diese Überschiebung auf die Quarzphyllit-Decke erfolgte jedoch erst nach der jungalpidischen blauschieferfaziellen Metamorphose, die in der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke nicht nachweisbar ist.

Die penninischen Decken des Tauernfensters bilden das Liegende der Ostalpinen Decken. Im direkten Kontakt mit den Ostalpinen Decken steht die Bündnerschiefer-Gruppe der Matreier- und Nordrahmen-Zone. Diese Bündnerschiefer-Gruppe bestehe hauptsächlich aus hell- bis dunkelgrauen Kalkschiefern (mehr oder weniger glimmer- und quarzführend), karbonatischen und kalkfreien dunklen Phylliten und wenigen Grünschiefer- und Chloritphyllitlagen. Tektonische Schollen von unterostalpinen Gesteinen (Quarzite, Dolomite, Breccien, Serpentinite) sind weit verbreitet.

### ***Quartärablagerungen und Massenbewegungen***

In den hoch gelegenen Karen liegen häufig die Sedimente von postglazialen bis frühholozänen fossilen Blockgletschern, die grobblockige Wallgirlanden ausbilden. Die Hänge werden hingegen großflächig von Moränen (Grund-, Seiten-, Stirnmoränen des Spätglazials), umgelagerten Moränen und Hangschutt bedeckt. Bevorzugt neigen die quarzreicheren Phyllitvaritäten zur Bildung von Blöcken, die durchwegs durch Kriechprozesse umgelagert sind. Die Mächtigkeit des umgelagerten Moränen- und Hangschuttmaterials variiert stark und es ist oft instabil. Speziell das Schuttmaterial neigt sehr zur Ausbildung von oberflächennahen Rutschmassen, welche aufgrund ihres hohen Auflockerungsgrades gute Wasserspeicher sind und häufig an ihrer Stirn Quellhorizonte aufweisen. Ähnliches gilt auch für die tiefgründigen Massenbewegungen mit ihren zahlreichen offenen Klüften.

Im Mölstal und der Wattener Lizum wurden aus Eigenforschungsmitteln des BFW (Mustereinzugsgebiete) geomorphologische und hydrogeologische Kartierungen (SCHUH, 2008) sowie Bodenkartierungen (GILD und HASTIK, 2008) durchgeführt. Abbildung 8.6 zeigt den für die aerogeophysikalische Interpretation relevanten Ausschnitt der geomorphologischen Kartierung. Abbildung 8.5 stellt die Legende dar. Aktuell wird unter der Leitung von Dr. Rockenschaub an der Erstellung des Kartenblattes Lanersbach 149 gearbeitet. Im Zuge dieser Arbeiten wurden von Frau Mag. Hörfarer 2010 Geländeaufnahmen durchgeführt. Die Ergebnisse sind als Manuskriptkarten in der Abb. 8.8 ersichtlich. Die Legende ist in der Abb. 8.7 dargestellt.



Abbildung 8.5: Legende zur Geomorphologischen Übersichtskartierung hinteres Wattental (SCHUH, 2008).



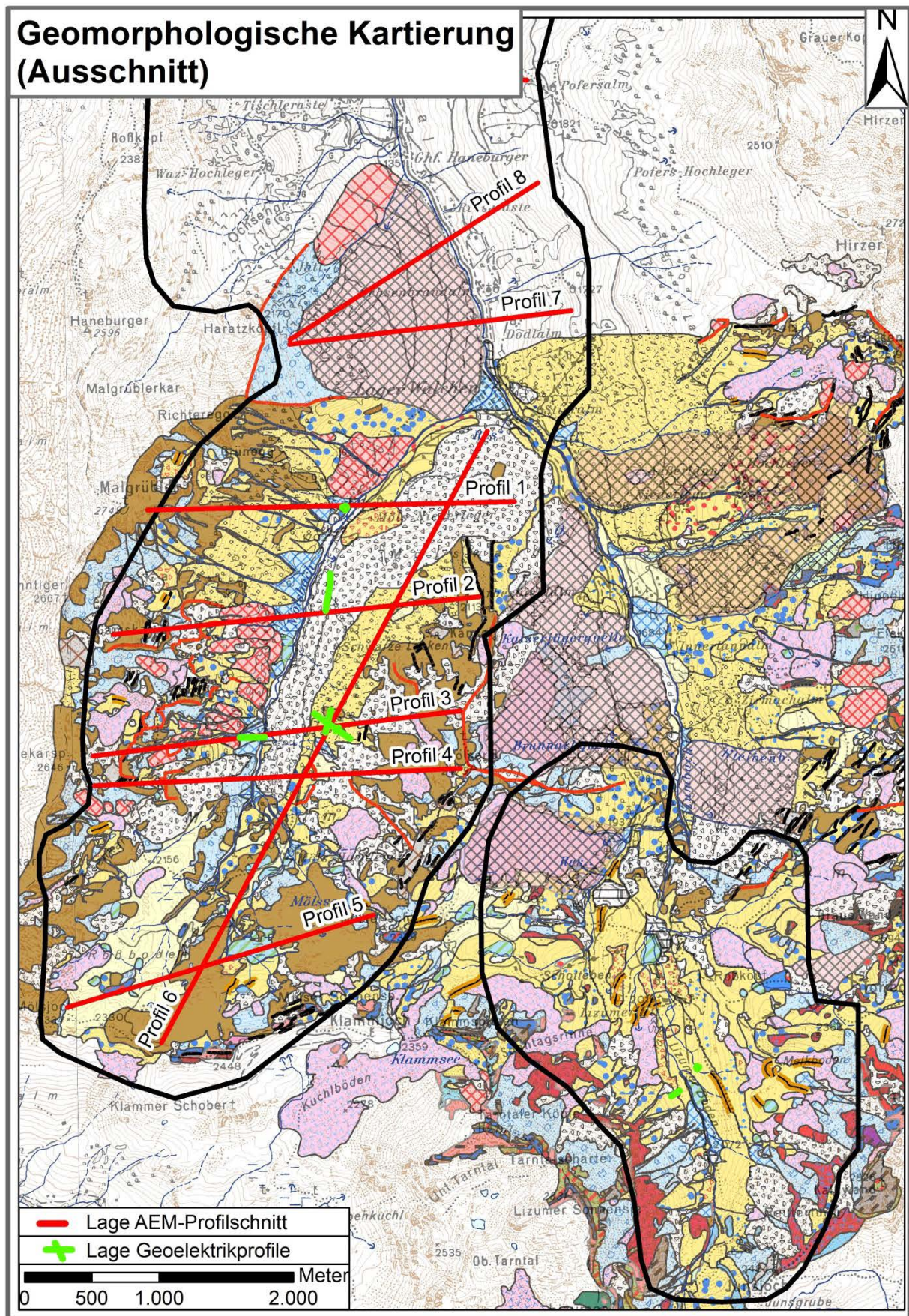


Abbildung 8.6: Geomorphologische Übersichtskartierung hinteres Wattental (SCHUH, 2008) mit Eingrenzung des aerogeophysikalischen Fluggebietes (schwarze Polygone).



Legende Kartierungsbericht 2011 Christine Hörfarter

**Legende zum Bericht 2011 über geologische Aufnahmen  
auf Blatt UTM - 2229 Fulpmes und Blatt UTM - 2223 Innsbruck**

**Quartär und Massenbewegungen**

	Quartär undiff., gerundete Komponenten		fließende Gewässer
	Grundmoräne		Hangschutt (je nach Lithologie färbig)
	Moränenmaterial mit transportierten Blöcken		Blockwerk (je nach Lithologie färbig)
	Umgelagertes Moränenmaterial + Hangschutt		oberflächennahe Rutschungen
	Moränenstreu		tiefgründige Massenbewegungen, Talzusub
	anthropogene Fläche		Rutschmasse, dm <sup>3</sup> Blöcke
	alluviale Ablagerungen		Rutschmasse, m <sup>3</sup> Blöcke
	Terrassenschotter		Toppling, Antitheter
	Eisrandsedimente (Kamestrassen)		Geländekante, Abgrenzung Massenbewegung
	Quelle, gefasst		Abrisskante, Störungen
	Vernässung		Zerrspalten (Doppelgrat, Nackental)
	Moor		Murgangrinne, Sturzrinne
	stehendes Gewässer		Sturzkegel, Schwemmkegel

Seite 1

Legende Kartierungsbericht 2011 Christine Hörfarter

	Blockgletscher		Erhebung, Hügel in flacher Umgebung
	Moränenwall (Seitenmoräne, Endmoräne)		

**Oberostalpine Decken**  
- Silvretta-Seckau-Deckensystem

- Innsbrucker-Quarzphyllit-Decke

	Innsbrucker Quarzphyllit i. A.		Mesozoikum undifferenziert
	Chlorit-Phyllite		Kalke undifferenziert
	Dolomitmarmor		Dolomit undifferenziert
	Calcitmarmor, Cc-Lagen im Grünschiefer		Rauhwacke
	Grünschiefer		Metagrauwacke
	Chloritnotenschiefer (diaphoritischer Grt-Zweiglimmerschiefer)		Kalk-Mergelschiefer
	Porhyroid		Kalk-Kieselschiefer
	Quarzit, quarzreiche Partien		Quarzit
	Fe-Anreicherung im Gestein, Ankerit		Radiolarit
	Graphitschiefer		Tarntaler Breccie undifferenziert
	Hangbreccie		Kalkphyllite (graue Phyllite) wechsel gelagert mit Tarnal-Breccie (Eiskarspitz)

Seite 2

Abbildung 8.7: Legende Manuskriptkarte des Kartenblattes 149 Lanersbach (HÖRFARTER, 2011).



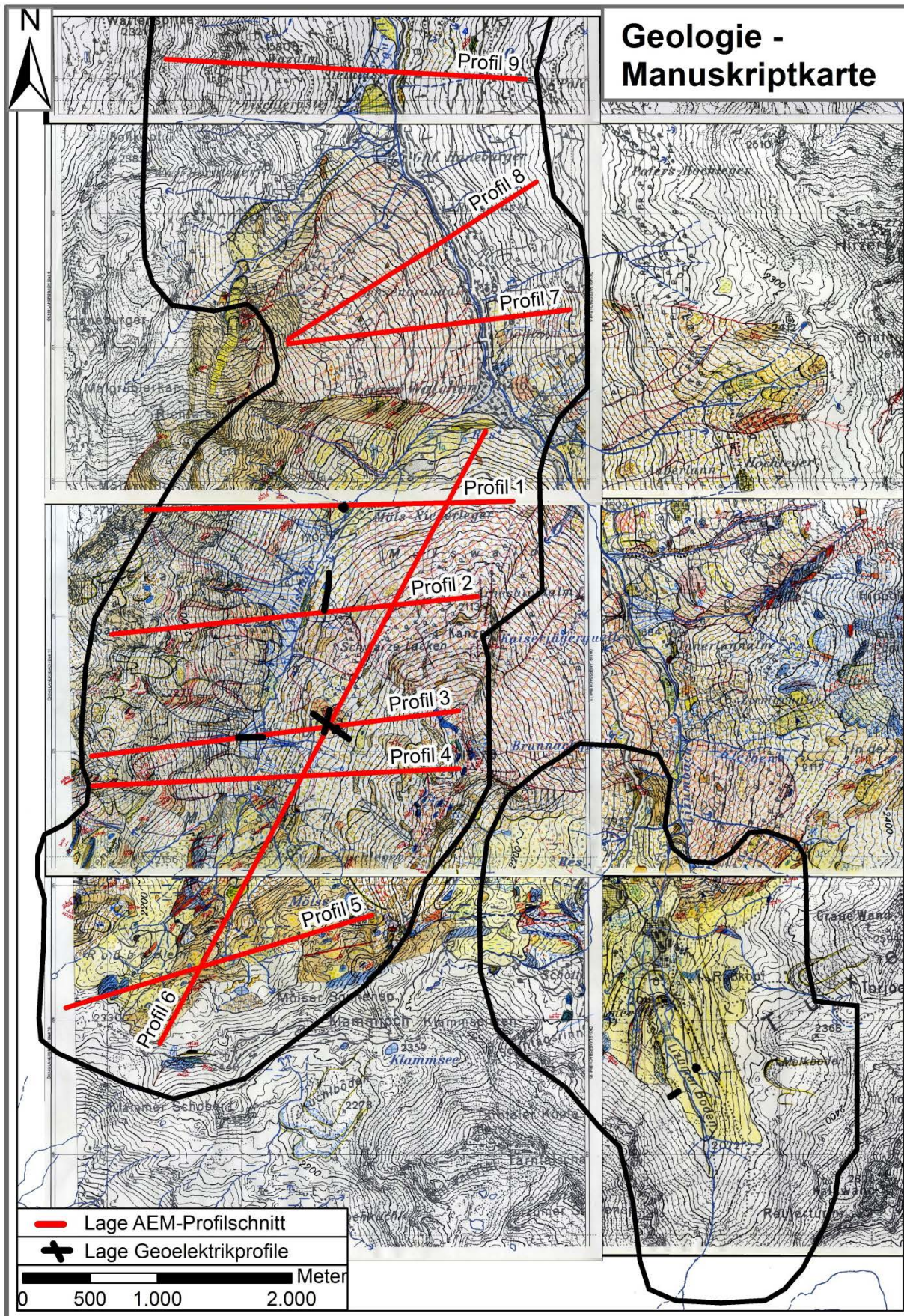


Abbildung 8.8: Ausschnitt Manuskriptkarte des Kartenblattes Lanersbach 149 (HÖRFARTER, 2011) mit Eingrenzung des aerogeophysikalischen Fluggebietes (schwarze Polygone).



### 8.3.3 AEM Auswertung für das gesamtes Untersuchungsgebiet

Bei der Inversion der AEM-Daten wurden eindimensionale, homogene und horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt wurden.

Systembedingt ist die Eindringtiefe (Skintiefe) des AEM-Messverfahrens abhängig vom elektr. Widerstand des Untergrundes und der verwendeten Messfrequenz, sodass bei geologischen Einheiten mit geringem elektrischem Widerstand auch die Eindringtiefe verringert ist. Geologische Körper mit einem höheren elektrischen Widerstand ermöglichen größere Eindringtiefen.

In den Abbildungen 8.9, 8.10, 8.11 und 8.12 ist die flächige Widerstandsverteilung des Untergrundes parallel zur Erdoberfläche in den Tiefen von 4 und 30 Metern dargestellt, wobei die Verteilung des elektrischen Widerstandes jeweils mit der unterschiedlichen Klasseneinteilung

- Quantile [Q]
- Natural Breaks [NB]

gegeneinander dargestellt wird.

Durch diese Differenzierung werden verschiedene Widerstandsbereiche unterschiedlich angesprochen, sodass an Hand dieser detaillierten und unterschiedlichen Widerstandsmuster relevante Strukturen deutlicher herausgearbeitet werden können.

Zusammenfassend ist in den Abbildungen 8.13 und 8.14 die Darstellung der horizontalen Widerstandsverteilung in verschiedenen Tiefenlagen, ebenfalls mit zwei unterschiedlichen Einteilungen der Widerstandsklassen (Quantile und Natural Breaks, siehe Abb. 8.15), in 2, 4, 6, 8, 10, 20, 30, 40, 50 und 60 Metern Tiefe abgebildet.

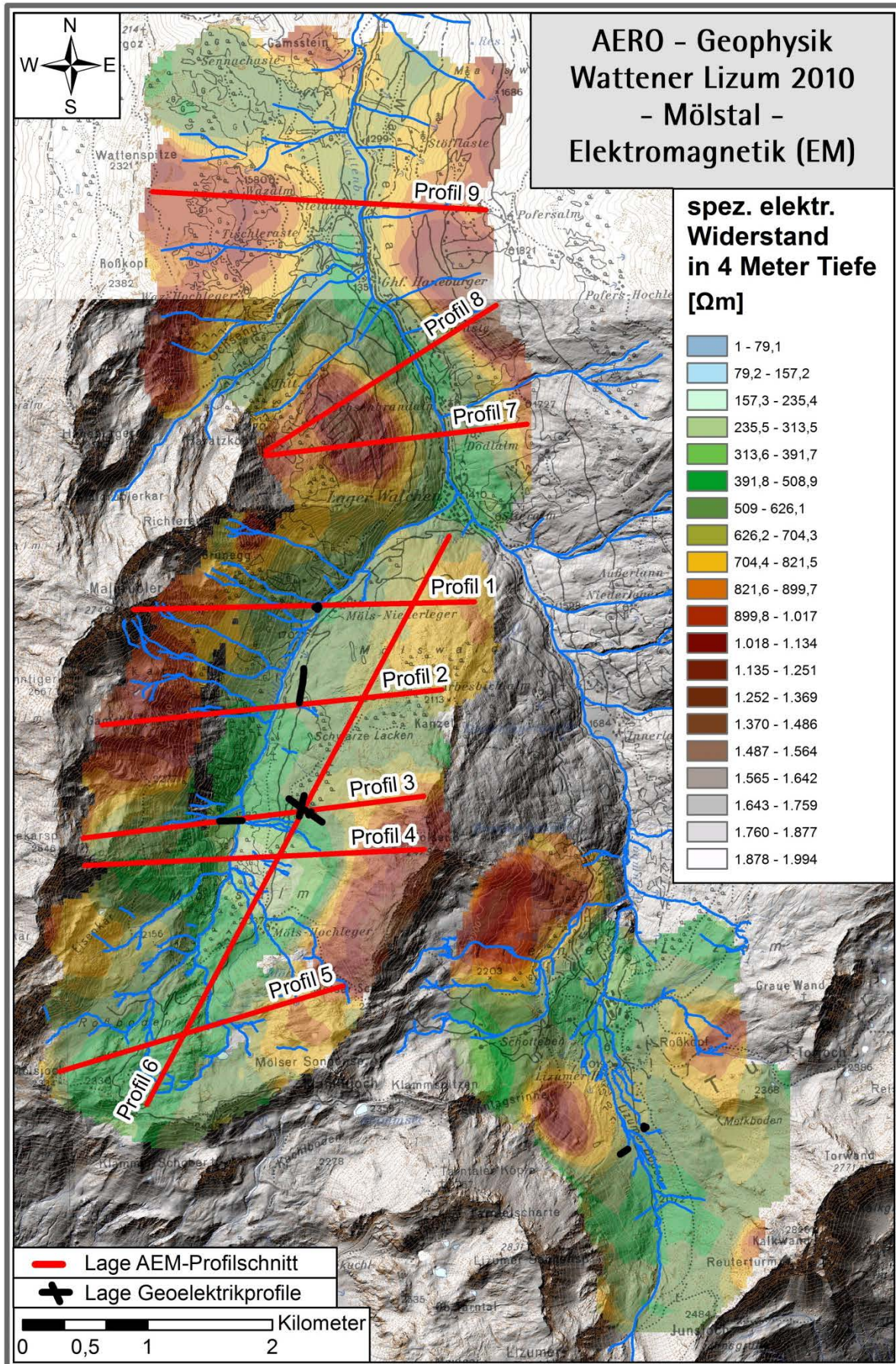


Abbildung 8.9: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Metern Tiefe; Einteilung der Widerstandsklassen: Natural Breaks.



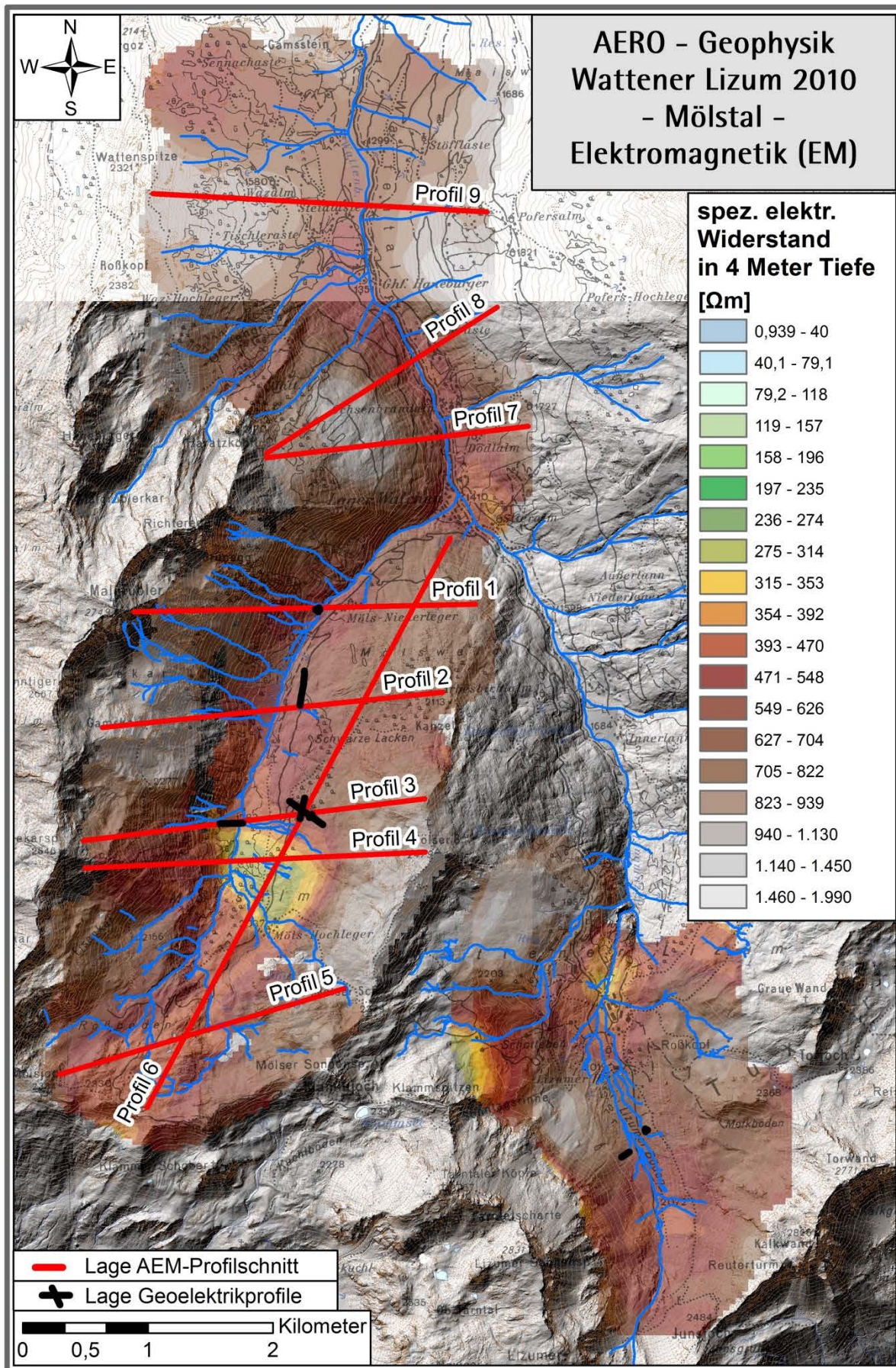


Abbildung 8.10: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Metern Tiefe; Einteilung der Widerstandsklassen: Quantile.



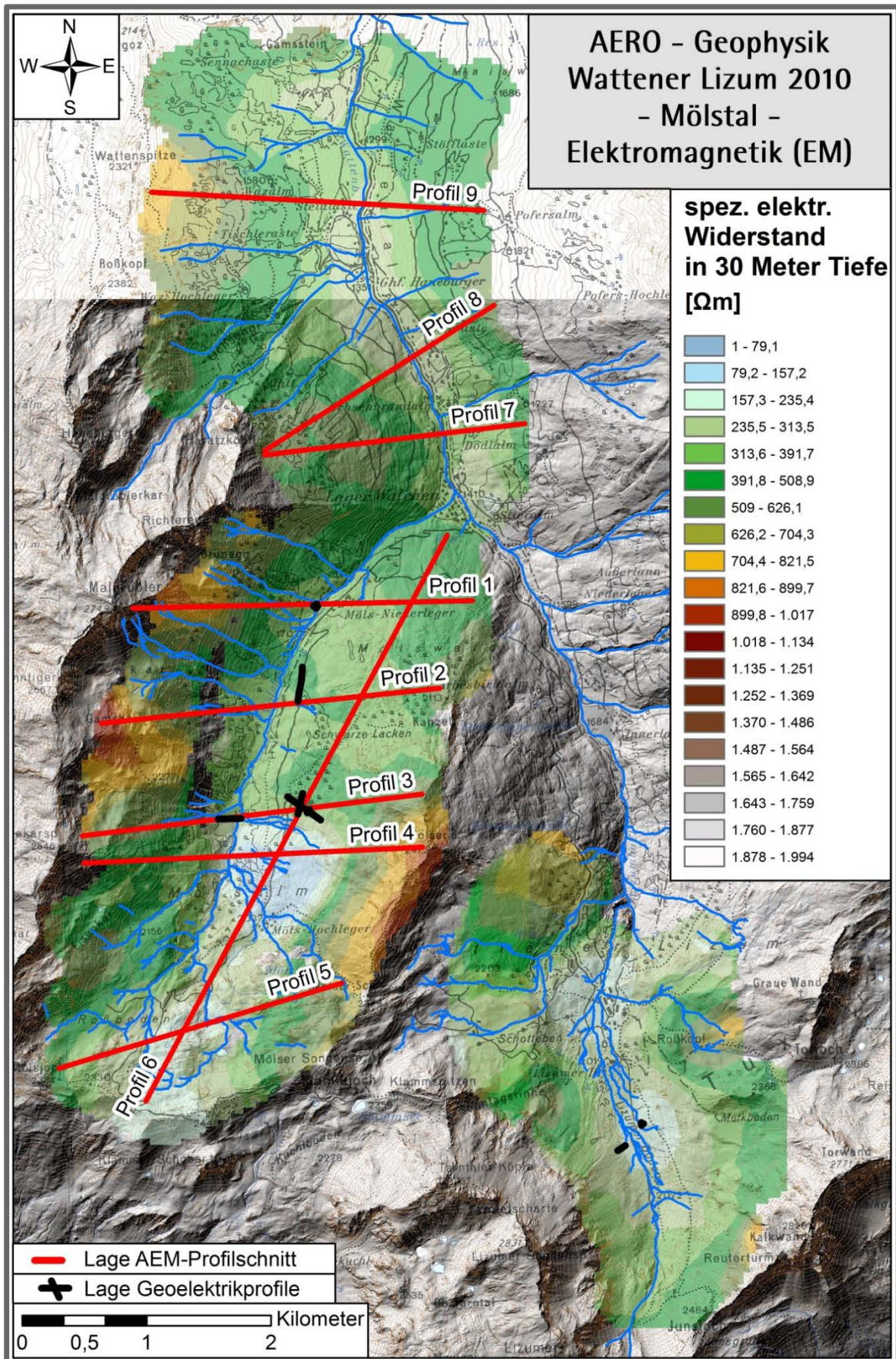


Abbildung 8.11: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Metern Tiefe; Einteilung der Widerstandsklassen: Natural Breaks.



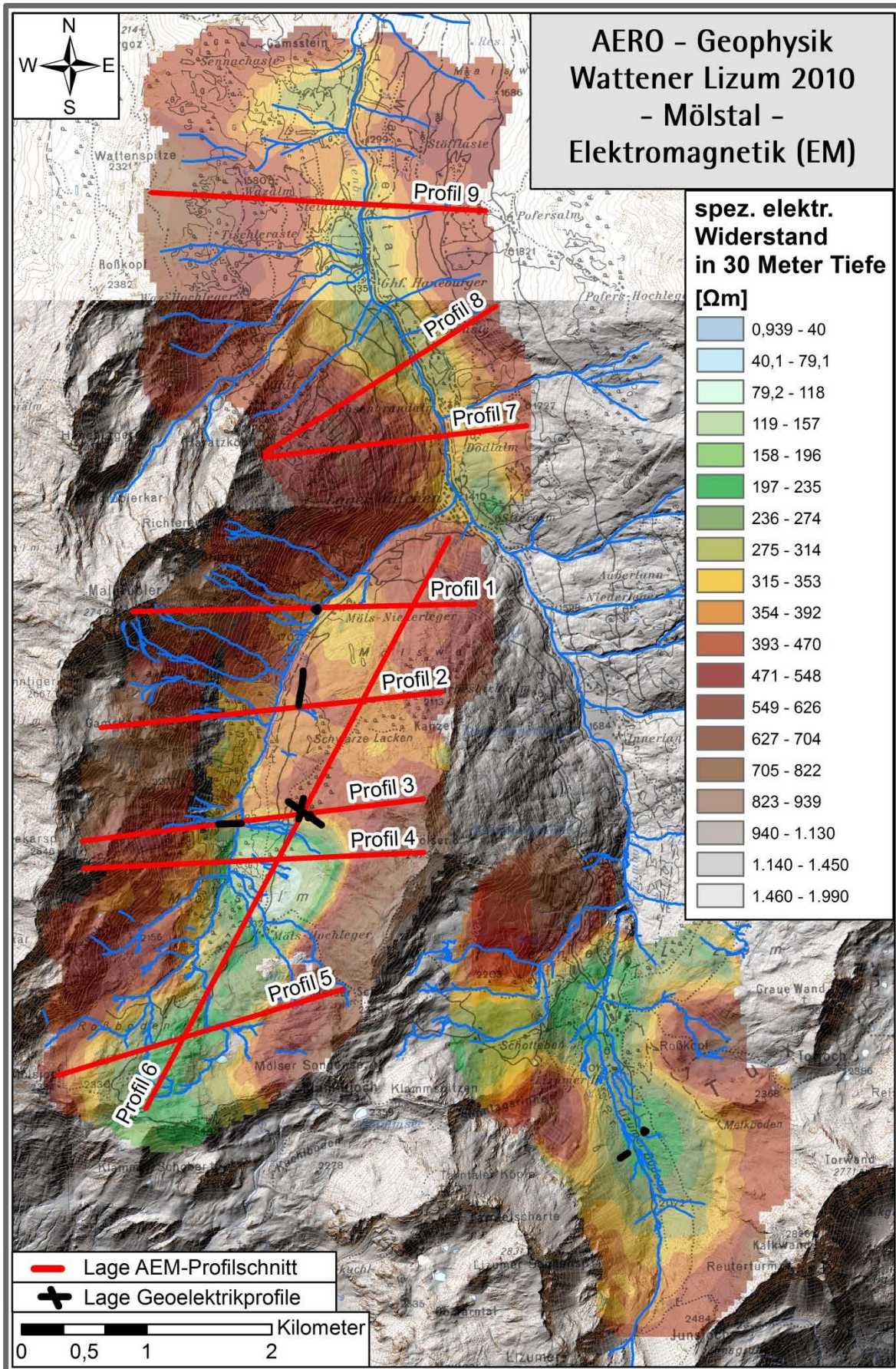


Abbildung 8.12: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Metern Tiefe; Einteilung der Widerstandsklassen: Quantile.



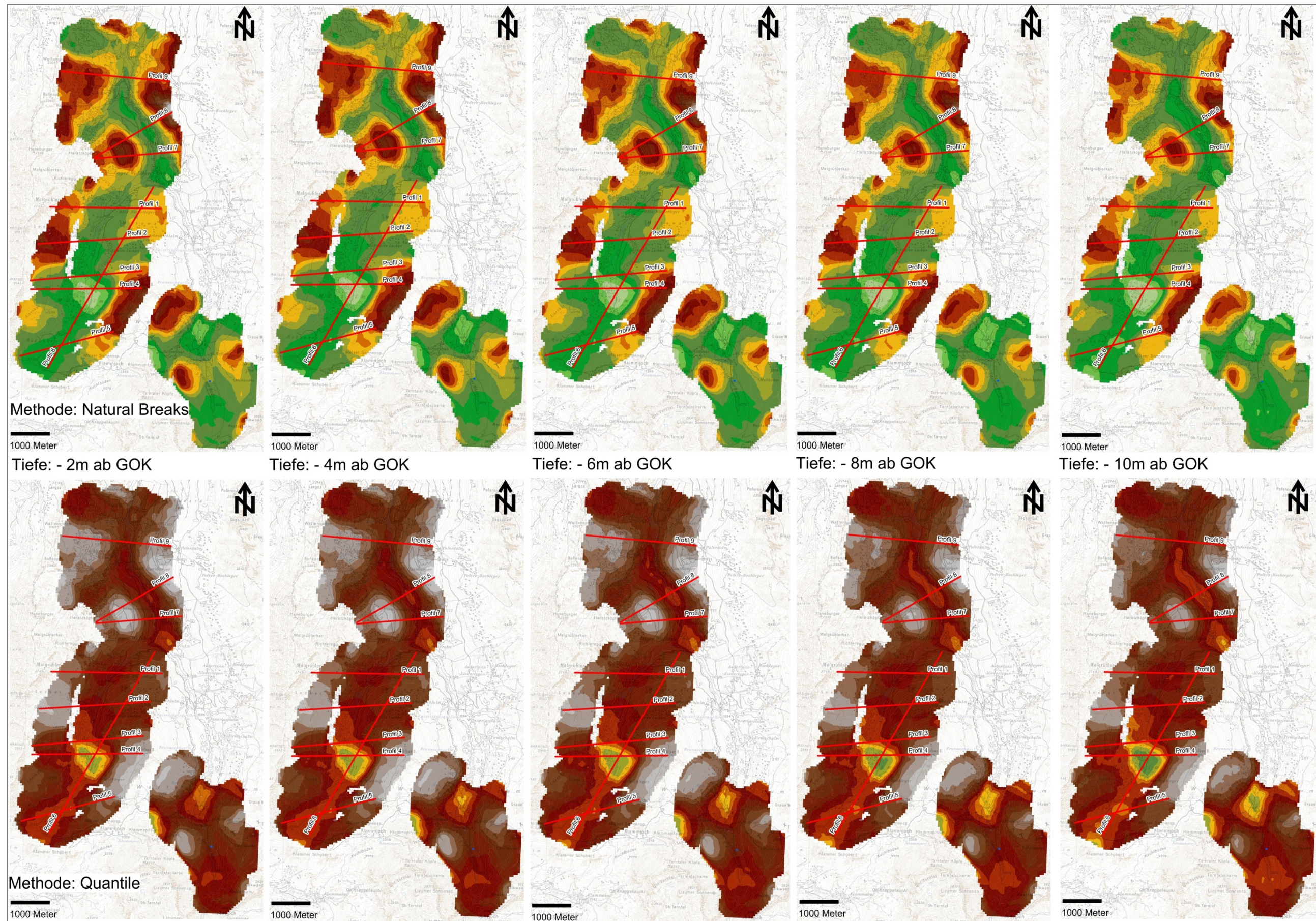


Abbildung 8.13: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in den Tiefen von 2, 4, 6, 8 und 10 Metern, dargestellt nach der Klasseneinteilung der elektrischen Widerstände nach den Methoden Quantile und Natural Breaks.



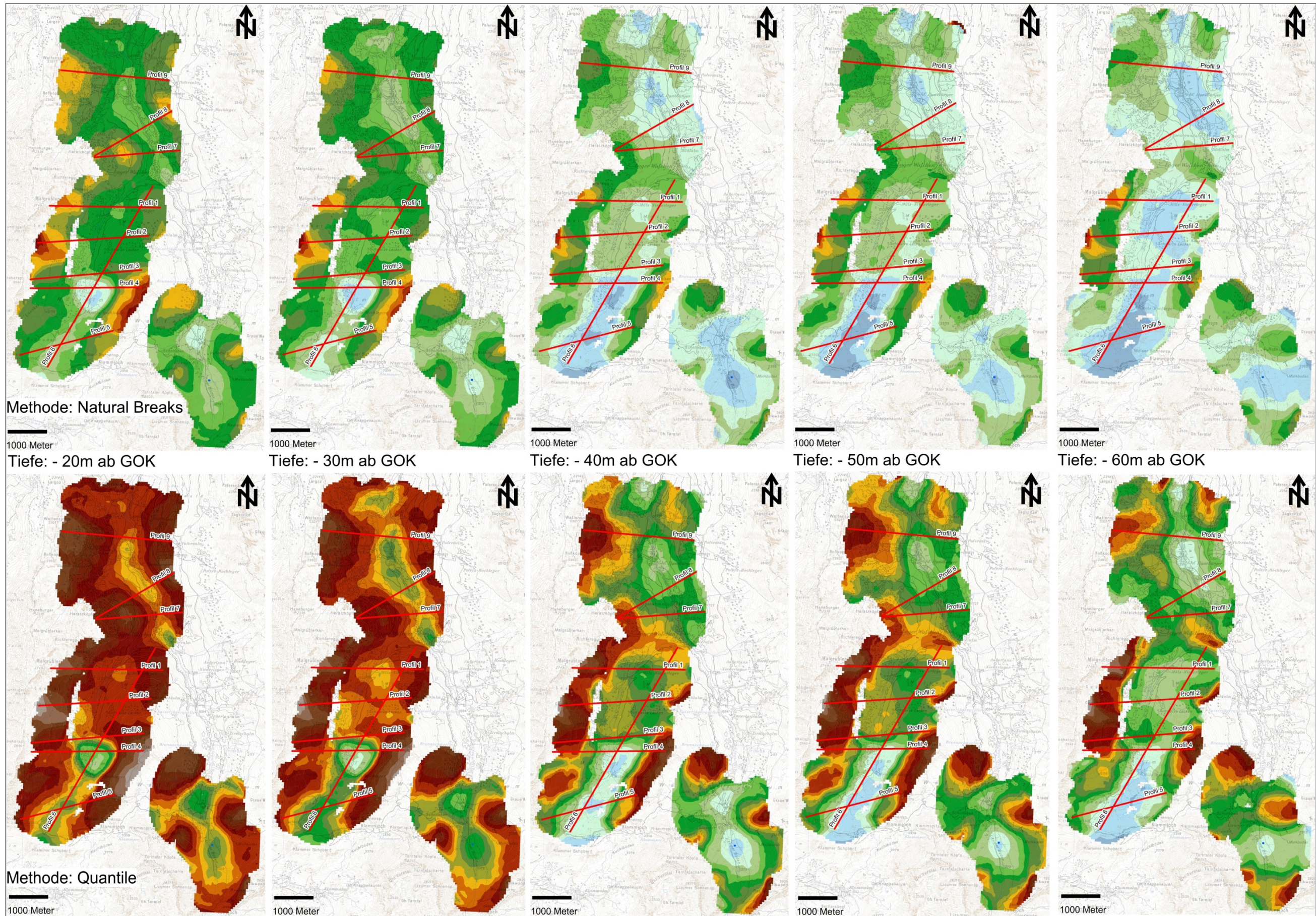


Abbildung 8.14: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in den Tiefen von 20, 30, 40, 50 und 60 Metern, dargestellt nach der Klasseneinteilung der elektrischen Widerstände nach den Methoden Quantile und Natural Breaks.



### 8.3.4 AEM Auswertung der Detailgebiete

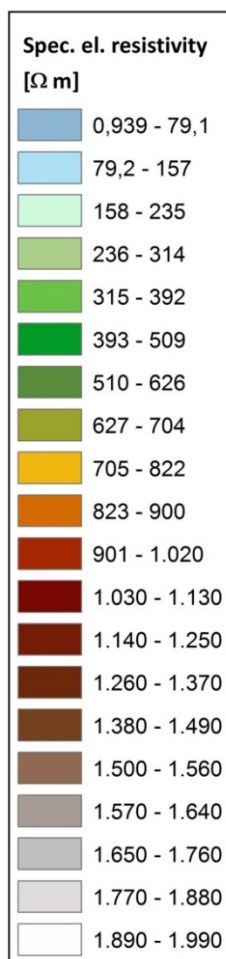
Die Detailauswertung der AEM-Widerstandsverteilung erfolgt entlang von 9 Profilen (Lage siehe Abb. 8.2, 8.6 und 8.8). Diese Profilschnitte zeigen die Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe (Abb. 8.20 bis 8.28).

Um die Widerstandsverteilungen aus der AEM-Auswertung in unterschiedlichen Tiefen und parallel zur Erdoberfläche, mit den Vertikalschnitten vergleichen zu können, wurden dieselben Widerstandsklassen (Quantile und Natural Breaks) verwendet (Abb. 8.15).

In den jeweiligen Teilgebieten (AEM Profilschnitte) werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit den Inversionsergebnissen der AEM für die Detailauswertung der Widerstandsanomalien verglichen und gemeinsam geologisch/lithologisch interpretiert.

Nachfolgende Abbildung 8.15 stellt die Einteilung des elektrischen Widerstandes nach den Methoden "Natural Breaks" und "Quantile" für die Interpretation der AEM Profile gegenüber.

Legende Natural Breaks



Legende Quantile

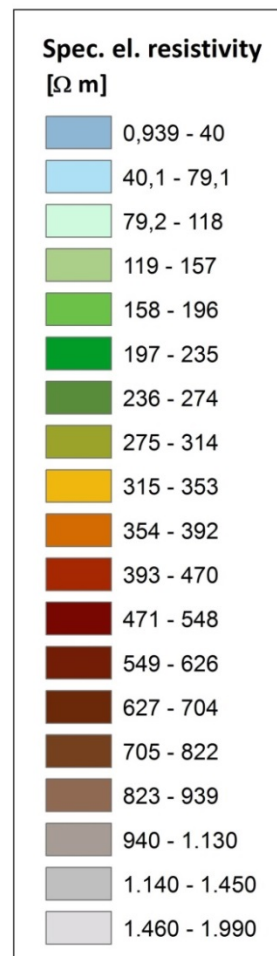


Abbildung 8.15: Einteilung des elektrischen Widerstandes nach den Methoden Natural Breaks und Quantile.

### 8.3.4.1 Geoelektrik für die Untergrundcharakterisierung – Auswertung und Interpretation

Zur Charakterisierung des elektr. Widerstandes von geologisch relevanten Bereichen wurden zusätzlich zu den im Forschungsprojekt (ÖAW) „*Shallow Interflow – Abschätzung der Bandbreite von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten*“ (MARKART et al. 2013) durchgeführten Monitoring-Profilen (Salztracer-Infiltration) weiterführende Geoelektrik-Profile vermessen. Über diese Messungen erfolgt eine Charakterisierung des Untergrundes (z. B. Mächtigkeit der Schuttdecken, Lage des Anstehenden, u.a.) um die bei Dauerregen dominierenden oberflächennahen bis tiefgründigen Abflussprozesse besser verstehen zu können.

Die Ergebnisse dieser bodengeoelektrischen Vermessung fließen hier vor allem in die Auswertung der aeroelektromagnetischen Widerstandskartierung ein. Durch die Kenntnis der genauen Widerstandsverteilung am jeweiligen Profil werden die aerogeophysikalischen Widerstandsmodelle verbessert und damit die geologische Interpretation optimiert.

Tabelle gibt die Spezifikationen für die Profile im Gebiet Möls Hochleger an.

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1	3	333	SE-NW
Profil5	3	180	N-S
Profil6	3	276	S-N
Profil 4/2008	1,5	66	NE-SW
Profil4/2009	2	184	W-E

Tabelle 8.2: Spezifikation der weiterführenden Geoelektrikprofile 2009/2010 Mölstal.

Als geologische Basis für die Interpretation der geoelektrischen Widerstandskartierung in den Detailgebieten „Lizumer Böden“ und „Mölstal/Hochleger“ und für eine verfeinerte Charakterisierung des Untergrundes (z. B. Mächtigkeit der Schuttdecken, Lage des Anstehenden, u.a.) wurde die geomorphologische Kartierung nach SCHUH (2008) und die Manuskriptkarte des Kartenblattes Lanersbach 149 (HÖRFARTER, 2011) herangezogen (Abb. 8.16 und 8.17). Abbildung 8.18 zeigt die Lage der geoelektrischen Übersichtsprofile in diesen Detailgebieten auf Basis der AEM Widerstandsverteilung in den Tiefen von 4 (A) und 30 (B) Metern.

Die Inversionsergebnisse der Geoelektrikprofile für die Interpretation der Untergrundverhältnisse sind der Abbildung 8.19 zu entnehmen.

Die Ergebnisse aus dieser geoelektrischen Detailinterpretation fließen in die Auswertung und geologisch/morphologische Interpretation der entsprechenden Widerstandsprofile aus der AEM ein. Betroffen sind hier die AEM Profile 2, 3 und 6 (Abb. 8.21, 8.22 und 8.25).



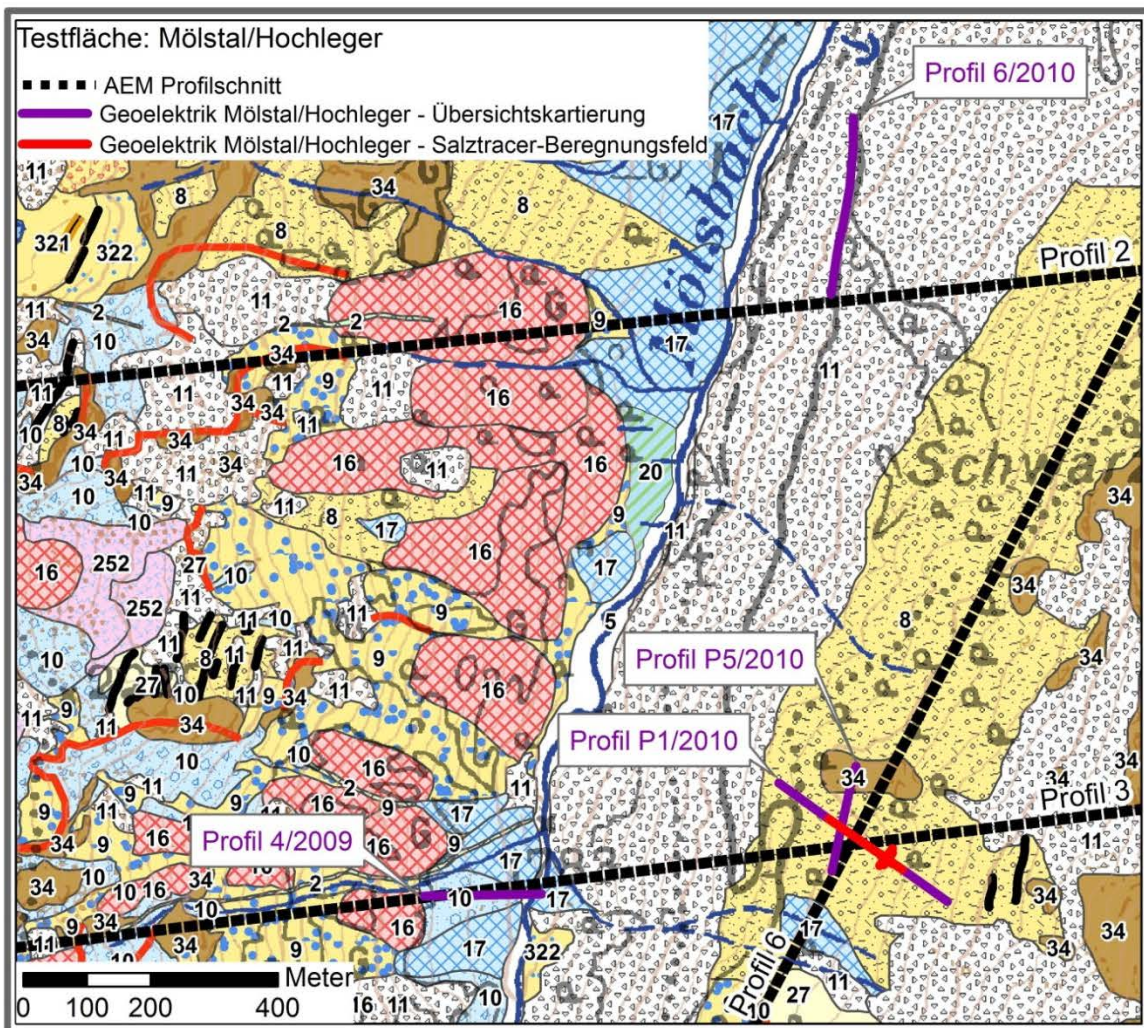
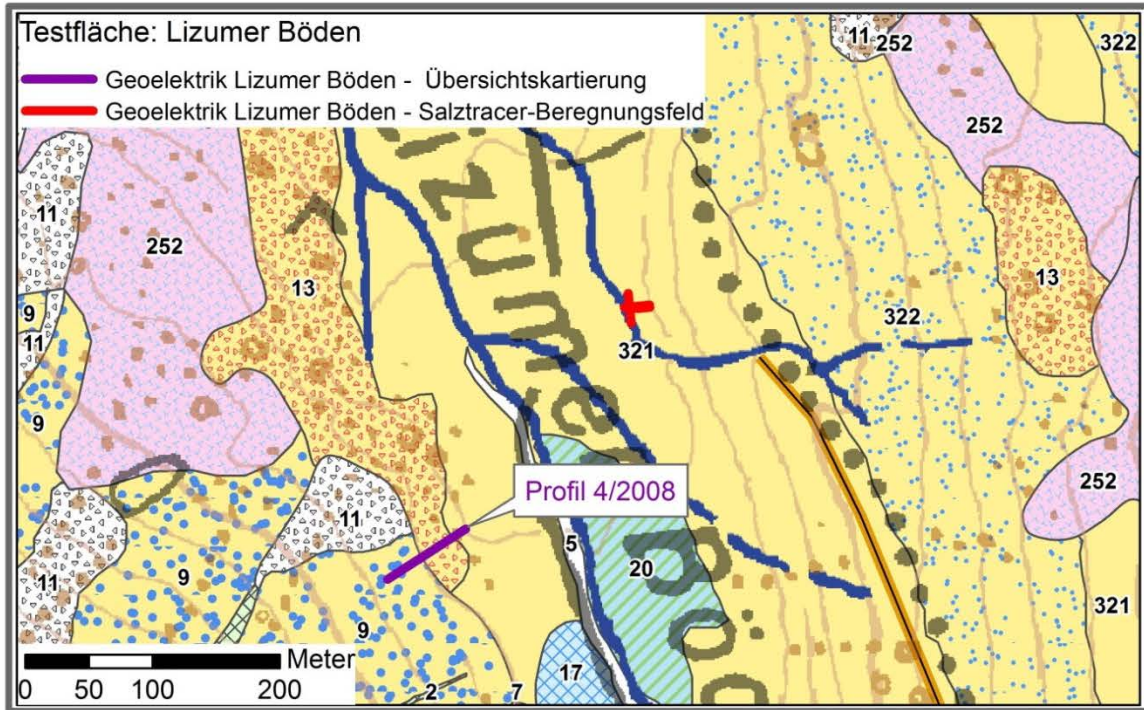


Abbildung 8.16: Lage der geoelektrischen Übersichtsprofile Lizumer Börden und Mölstal/Hochleger - Geomorphologische Karte (SCHUB 2008), strichlierte schwarze Linien stellen die AEM Profilschnitte dar. Gemorph. Legende siehe Abb. 8.5.



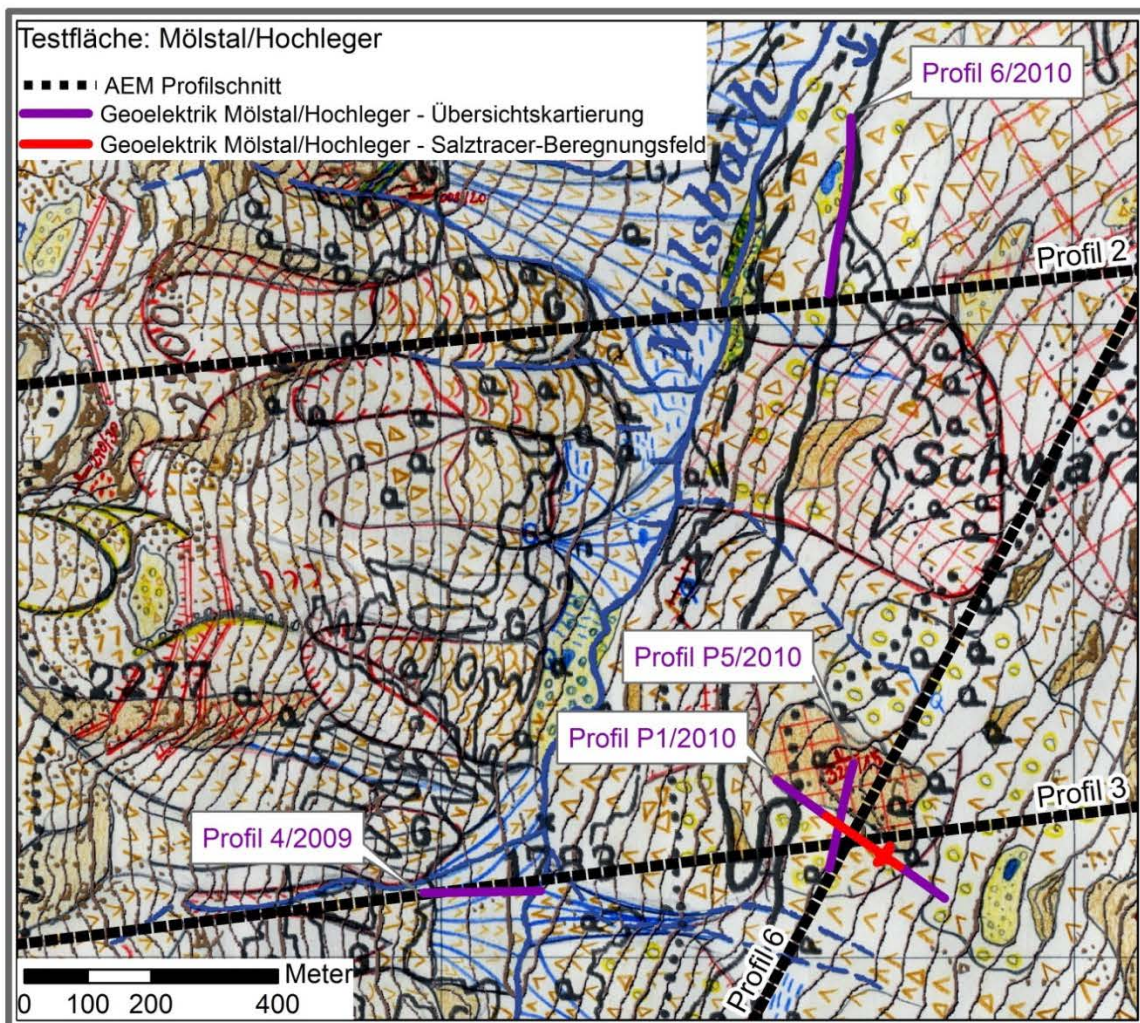
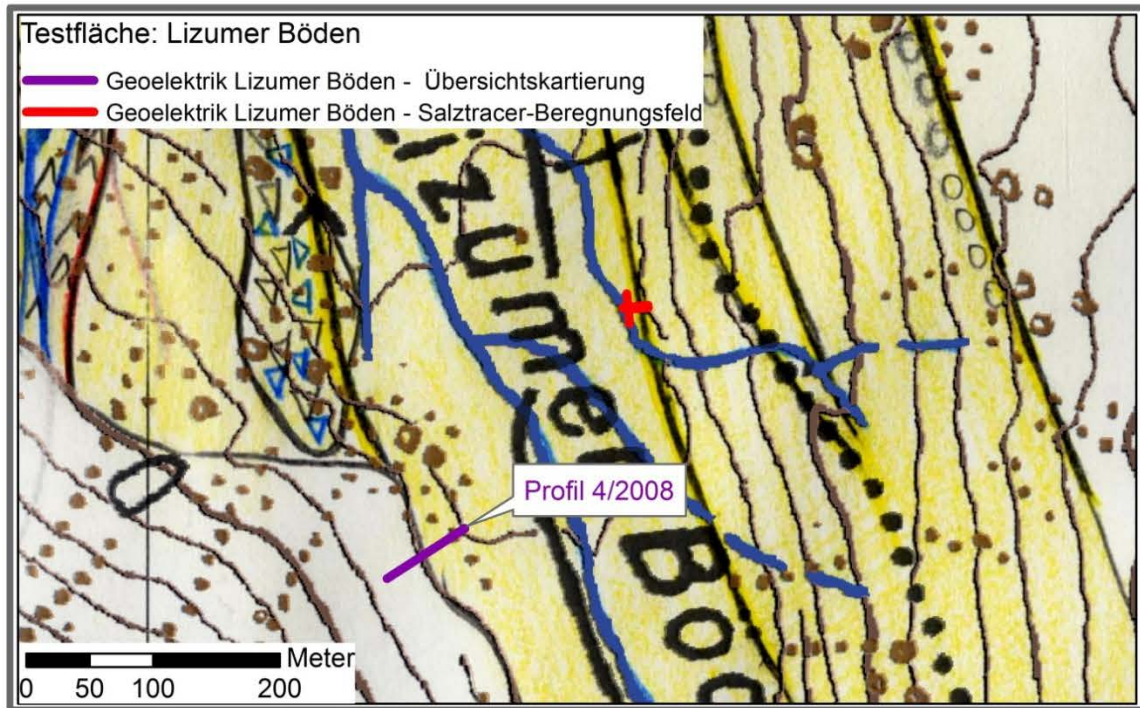


Abbildung 8:17: Lage der geoelektrischen Übersichtsprofile/Übersichtskartierung Lizumer Böden und Mölstal/Hochleger, Ausschnitt Manuskriptkarte des Kartenblatblattes Lanersbach 149 (HÖRFARTER, 2011,) strichlierte schwarze Linien stellen die AEM Profilschnitte dar. Legende zur Manuskriptkarte des Kartenblatblattes Lanersbach 149 siehe Abb. 8.7.



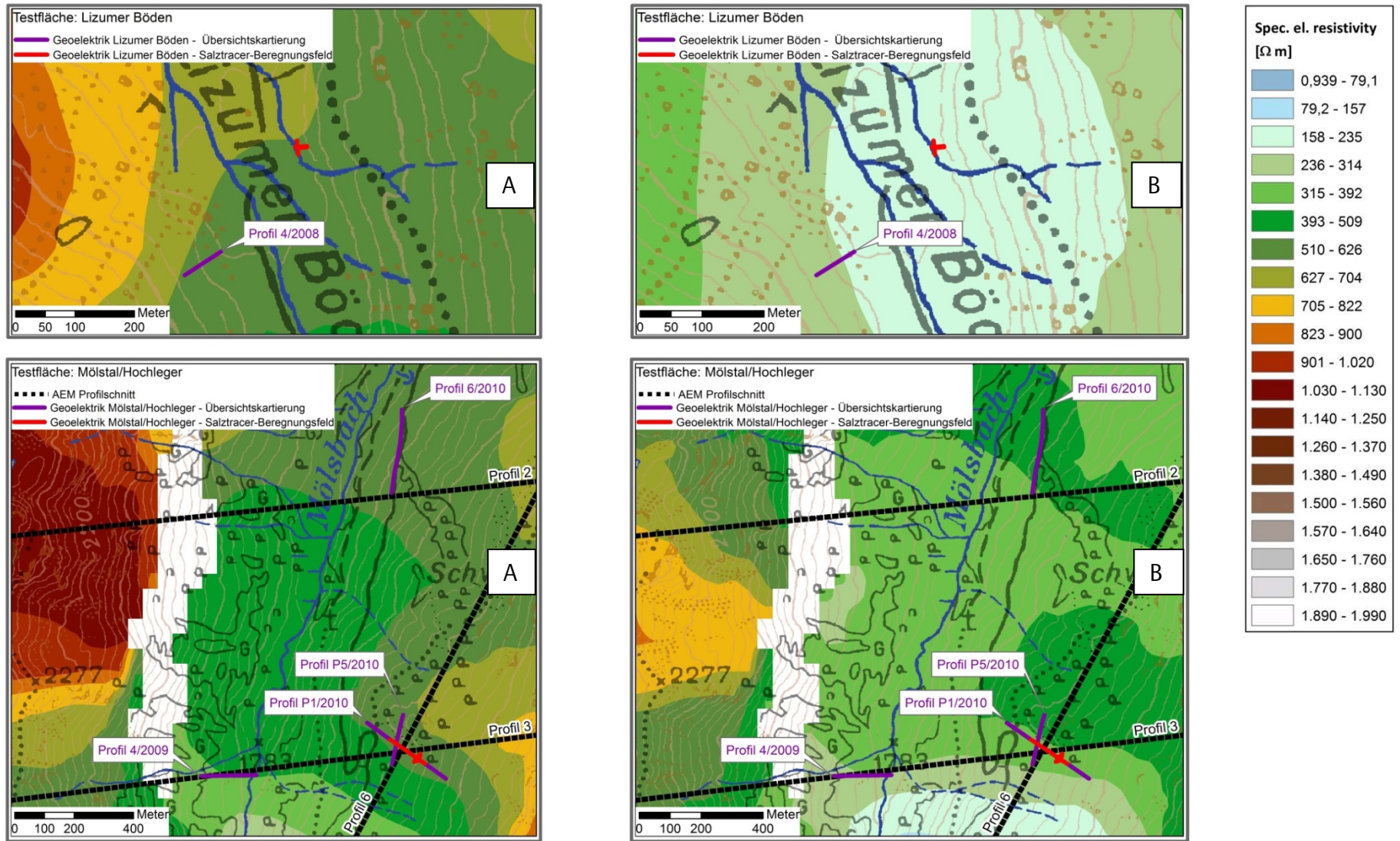


Abbildung 8:18: Lage der geoelektrischen Übersichtsprofile/Übersichtskartierung Lizumer Böden und Mölstal/Hochleger auf Basis der AEM Widerstandsverteilung in 4 (A) und 30 (B) Metern Tiefe, strichlierte schwarze Linien stellen die AEM Profilschnitte dar.

Das nördliche geophysikalische Profil 6/2010 liegt im Bereich eines instabilen Hanges, der hangend aus bis zu 30 Meter mächtigem, aufgelockertem Quarzphyllit, großteils als Blockschuttmaterial mit Hangschutt ( $> 4000 \Omega\text{m}$ ) und umgelagertem Moränenmaterial, besteht. In der Tiefe zeigt dieser von Kriechprozessen erfasste Quarzphyllit einheitlich niederohmigere Widerstandswerte (blauer Farbton,  $< 800 \Omega\text{m}$ ).

Durch Massenbewegungen aufgelockerter Quarzphyllit, Hangschutt und Hangschutt mit umgelagertem Moränenmaterial bauen den generell hochohmig ( $> 4000 \Omega\text{m}$ ) ausgebildeten Untergrund der südlicheren Übersichtsprofile (Profil 1/2010, Profil 5/2010) auf. Bei Profil 1/2010 (Profilmeter 50-185), Profil 5/2010 (Schnittpunkt Profil 1) dürften noch Reste einer ca. 5m mächtigen Moräne vorliegen. Das Anstehende (Liegende) in der weiteren Umgebung des gesamten geophysikalischen Messgebietes besteht aus typischen Quarzphylliten in allen Variationen und vereinzelt auftretenden und max. wenige Meter mächtigen Einlagerungen von Marmorbändern, Grünschiefern, Porphyroiden und Eisendolomiten. Wie bereits am Profil 6/2010 beschrieben, zeichnen sich auch in diesen Profilen (Profil 1/2010, Profil 5/2010), gegen das Liegende, niederohmigere Widerstandswerte ab.

Die Widerstandsverteilung des Geoelektrikprofils Mölstal-Klausboden (Profil 4/2009) wird von einem bis zu 20 Meter mächtigen, hochohmigen ( $> 4000 \Omega\text{m}$ ) Widerstandskörper (roter Farbton) der im Hangenden eine etwas niederohmige Auflage ( $< 5 \Omega\text{m}$ ) als Bedeckung jüngster Ablagerungen (Schwemmfächer) aufweist, dominiert. Dieses Paket wird demnach einer Kombination aus Schuttfächer/Schuttkegel/Schuttsumme zugeordnet. Die sehr hohen Widerstandswerte weisen auf eine äußerst grobklastische bis blockige Zusammensetzung hin. Im Liegenden ist ein durchgehender niederohmiger ( $< 1000 \Omega\text{m}$ ) Widerstandskörper (blaugrüner Farbton) entwickelt, der im Bereich des Mölsbaches an der orographisch rechten Talseite auskeilt und dort einen über  $> 30$  Meter verfolgbaren Quellhorizont bildet. Vorstellbar ist, dass dieser Stauhohizont dem Innsbrucker Quarzphyllit zuzuschreiben ist, der bereits 200 m hangaufwärts aufgeschlossen ist.

Demzufolge ist in allen Profilen eine generelle Zweiteilung der Widerstandsverteilung vorhanden. Anstehender, aufgelockerter Quarzphyllit wird als hochohmiger ( $> 3000 \Omega\text{m}$ ) Widerstandskörper abgebildet. Ebenso werden, durch eine unterschiedliche Ausdehnung lateral und vertikal begrenzt, quartäre Ablagerungen in Form von grobblockigem Bergsturzmaterial und/oder als Hangschutt als hochohmige ( $> 3000 \Omega\text{m}$ ) Widerstandskörper abgebildet.

Das umgelagerte Moränen- und Hangschuttmaterial variiert in seiner Mächtigkeit (im Untersuchungsgebiet zwischen 10 und 20 Metern) und es ist oft instabil. Im Hangenden (am Top) dieser Ablagerungen sind teilweise etwas niederohmigere (200 bis  $1000 \Omega\text{m}$ ) und geringmächtigere ( $< 10$  m) Widerstandskörper vorhanden (vgl. Profil 4/2008). Speziell diese Ablagerungen werden entweder als Moräne oder als Schuttmaterial mit einem höheren, feinklastischen Matrixanteil angesprochen. Dieses neigt zur Ausbildung von oberflächennahen Rutschmassen, welche aufgrund ihres hohen Auflockerungsgrades gute Wasserspeicher darstellen und häufig an ihrer Stirn Quellhorizonte aufweisen.



Der im Vergleich zum Hangenden in allen Geoelektrikprofilen generell niederohmig (300 bis 3000  $\Omega\text{m}$ ) ausgebildete Widerstandskörper im Liegenden wird als Innsbrucker Quarzphyllit (bzw. anstehender Fels in Bereichen des Tarntaler Mesozoikums) interpretiert. Die vorhandene Bandbreite in der Widerstandsverteilung wird zum einen auf Variationen in der Ausbildung und Zusammensetzung des Quarzphyllits selbst, zum anderen auf den Grad der Zerlegung (Kriechprozesse und tiefgründige Massenbewegungen) zurückgeführt.

Das Profil 4 /2008 wurde in einem Übergangsbereich von einer hangseitigen, glazial überformten Bergsturzmasse zur Moräne gelegt (Lage im Gelände siehe Abb. 8.16 bzw. Abb. 8.17). Sehr gut ist einerseits das hochohmige ( $> 2000 \Omega\text{m}$ ) Bergsturzmateriale am Hang, als auch die Moräne ( $\sim 500 \Omega\text{m}$ ) im Übergang zum Talboden zu erkennen. Möglich erscheint es auch, dass es sich bei diesem hochohmigen Körper bereits um Anstehendes selbst handelt. Die Grenze zwischen diesen beiden Einheiten steht nahezu senkrecht und zeigt, dass der Gletscher einen möglicherweise alten Bergsturz (Anstehendes) dort ausgeräumt hat. Darüber hat sich noch eine geringmächtige Schicht jüngerer Hangschutt aus feinklastischerem, karbonatischem Material abgelagert. Dieser Schuttkörper zeigt elektrische Widerstände um  $500 \Omega\text{m}$ .

Die Abb. 8.19 zeigt die Inversionsergebnisse der weiterführenden Geoelektrikprofile 2009/2010 im Mölstal. Zur besseren Vergleichbarkeit sind alle geoelektrischen Profile mit derselben Farbverteilung dargestellt.

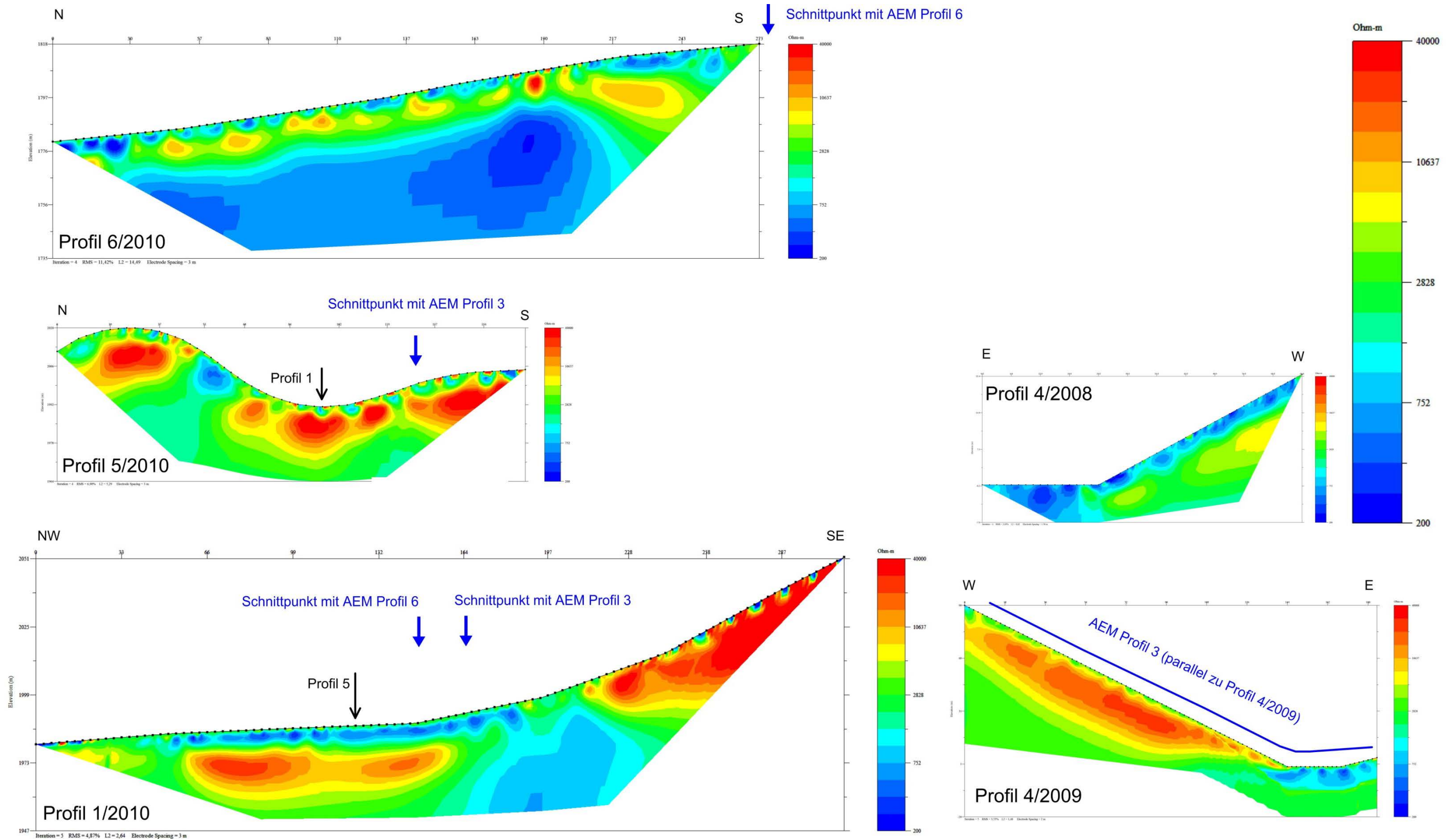


Abbildung 8.19: Ergebnisse der weiterführenden Geoelektrikprofile Mölstal 2009/2010.

#### 8.3.4.2 Darstellung und Interpretation der Widerstandsverteilung aus den Aero-Elektromagnetikdaten als Vertikalschnitt entlang der AEM Profile 1-9

Die Auswertung der AEM - Wattener Lizum als vertikale Profilschnitte (Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe entlang von Profilen) erfolgt mit zwei unterschiedlichen Einteilungen der Widerstandsklassen nach den Methoden 1) Natural Breaks (NB) und 2) Quantile (Qu). Die Farbskala bleibt dabei gleich. Durch diese Differenzierung werden verschiedene Widerstandsbereiche unterschiedlich angesprochen, sodass an Hand dieser unterschiedlichen Widerstandsmuster relevante Strukturen deutlicher herausgearbeitet werden können (Abb. 8.20 bis 8.28).

Zusätzlich werden für jedes Profil zwei unterschiedliche Suchradien zur Berechnung der Profilschnitte verwendet. Daraus ergibt sich für die Modell a/c ein detailliertes Modell. Für den eher generalisierenden Überblick und zur Bewertung von zusammenhängenden Strukturen sind die Modelle b/d geeignet.

Die Suchradien 1 und 2 gelten in lateraler Richtung. Suchradius 1 berechnet den Wert am Profilpunkt. Für den jeweiligen Profilpunkt wird nur dann ein Wert berechnet, wenn innerhalb des Suchradius 2 mindestens ein Messpunkt zu finden ist (Einschränkung). Dadurch wird verhindert, dass in „Datenlöcher“ hineininterpretiert wird. Der Punktabstand legt den horizontalen Abstand der Profilpunkte entlang des Profils fest (Gridabstand in Lateralrichtung). Der Suchradius in vertikaler Richtung ergibt sich aus Suchradius 1 dividiert durch Distanzfaktor. Analog dazu berechnet sich Suchradius 2 in vertikaler Richtung aus Suchradius 2 dividiert durch Distanzfaktor. Der Ebenenabstand beschreibt den Gridabstand in Vertikalrichtung.

##### Modelle a/c (Abb. 8.20 bis Abb. 8.28)

Suchradius1:	200.0 m
Suchradius2:	100.0 m
Pkt. Abstand:	10.0 m
Ebenenabstand:	4.0 m
Distanzfaktor in Z:	80.0 m

##### Modelle b/d (Abb. 8.20 bis Abb. 8.28)

Suchradius 1:	500.0 m
Suchradius2:	250.0 m
Pkt .Abstand:	20.0 m
Ebenenabstand:	4.0 m
Distanzfaktor in Z:	80.0 m

In den folgenden Abbildungen 8.20 bis 8.28 ist die Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten entlang von 9 Profilschnitten dargestellt.



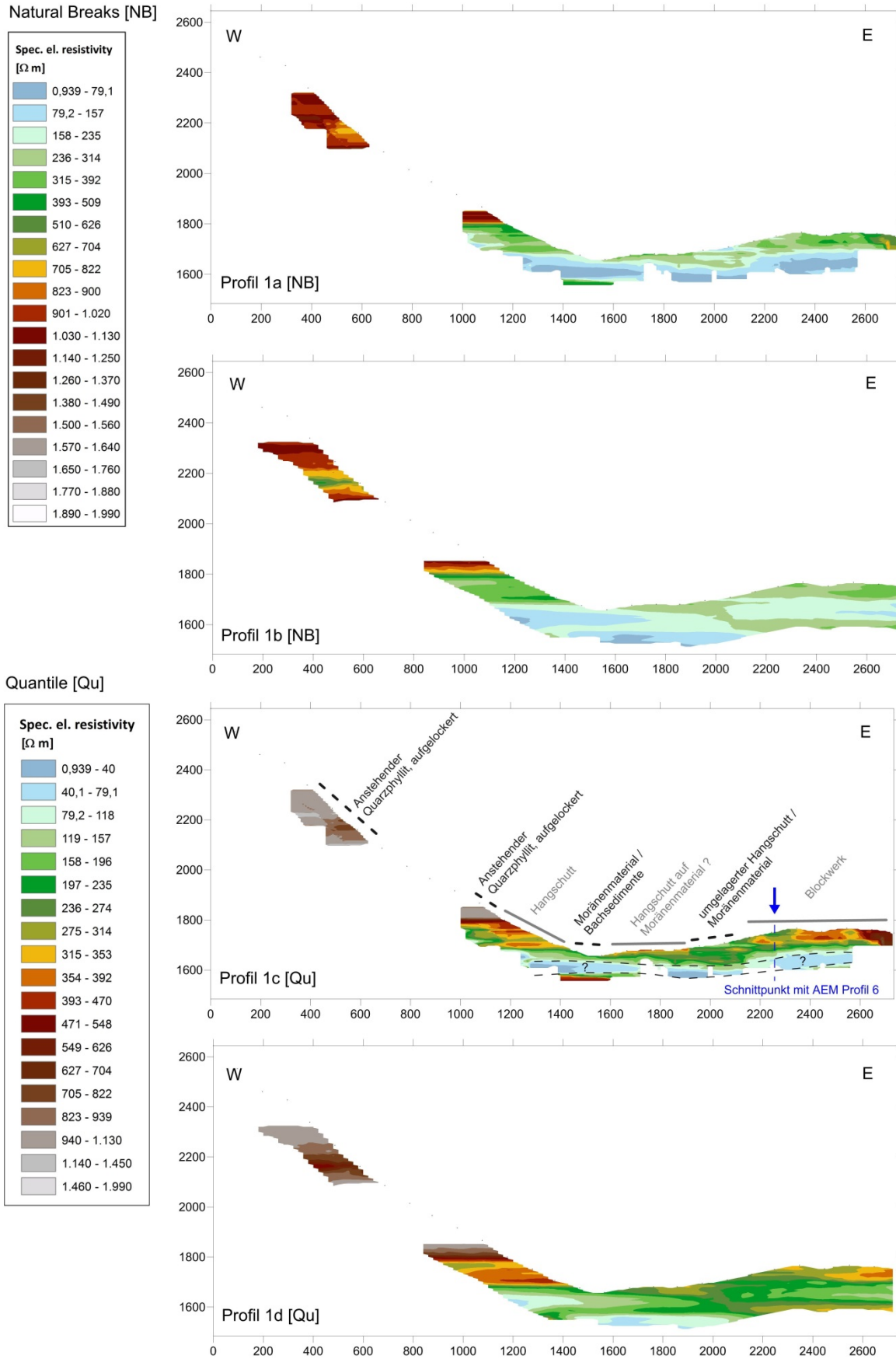


Abb. 8.20: AEM Profilschnitt 1: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).

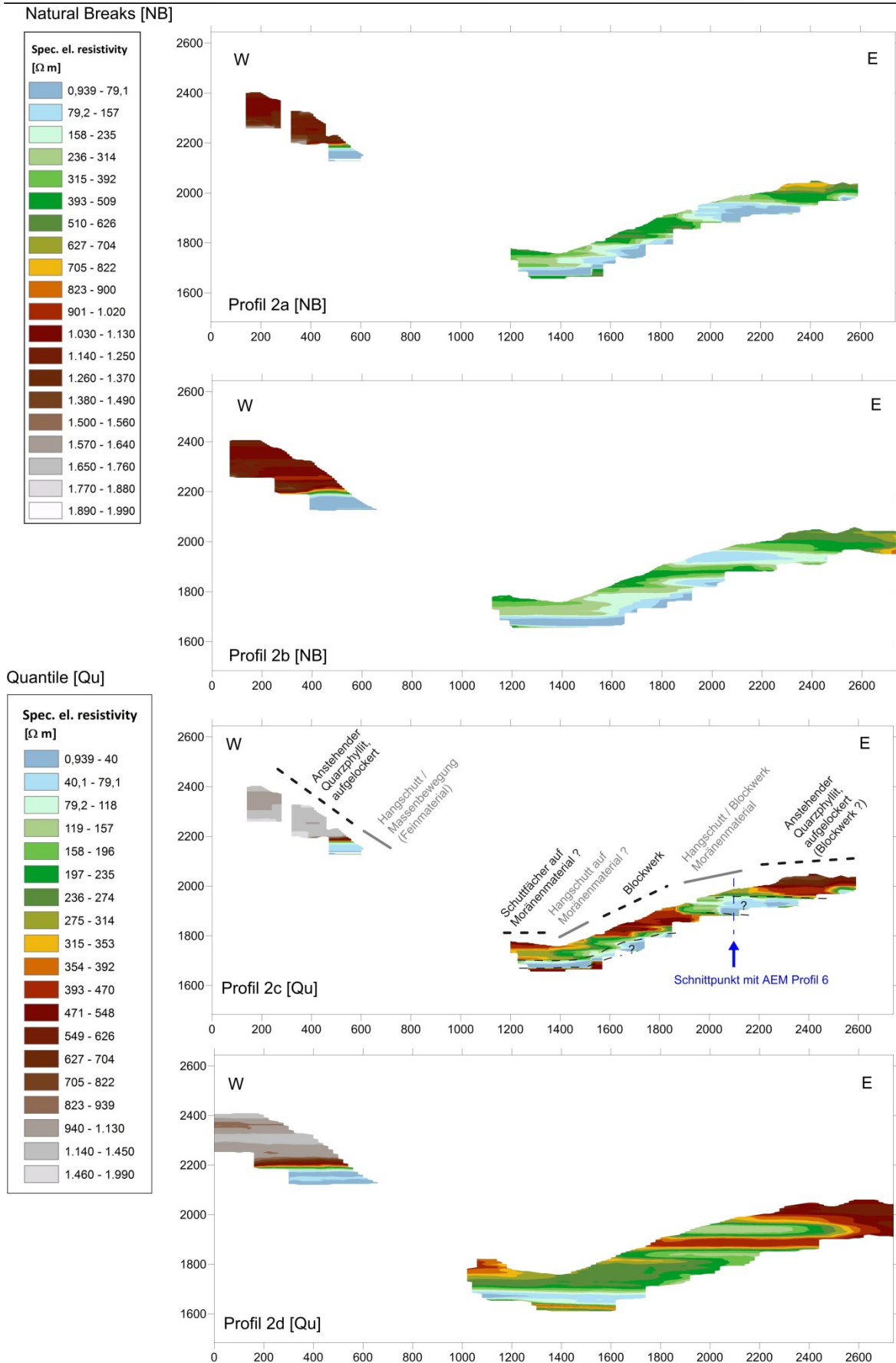
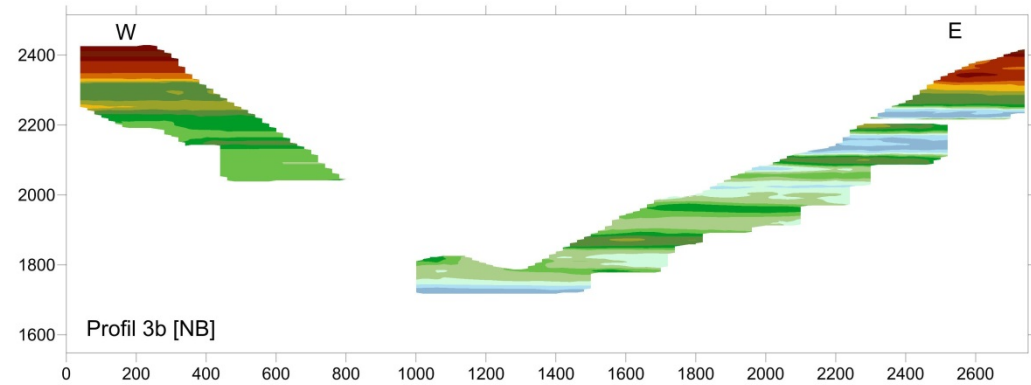
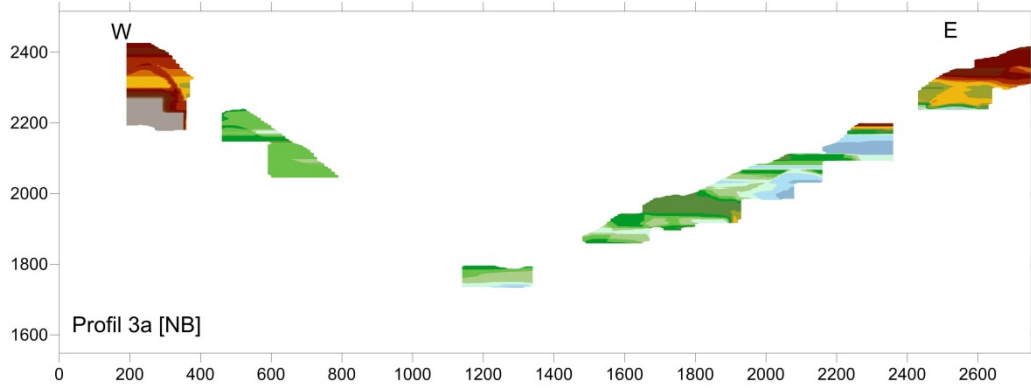
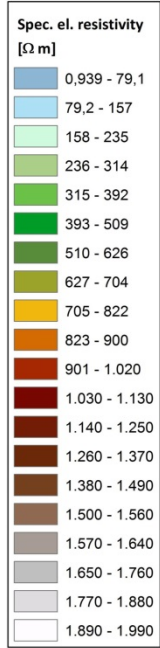


Abb. 8.21: AEM Profilschnitt 2: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).

Natural Breaks [NB]



Quantile [Qu]

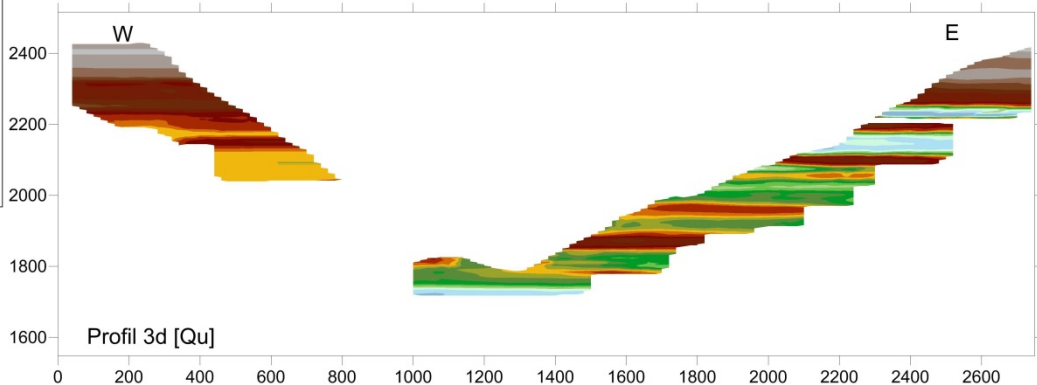
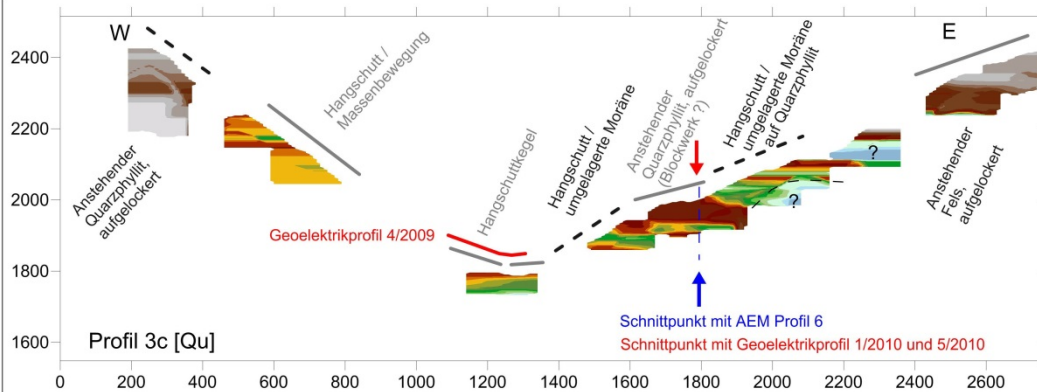
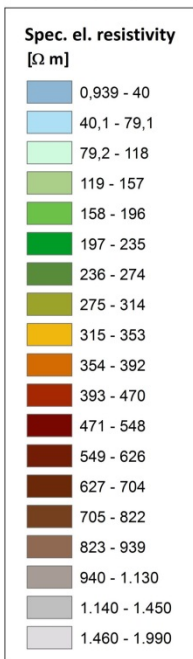


Abb. 8.22: AEM Profilschnitt 3: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).



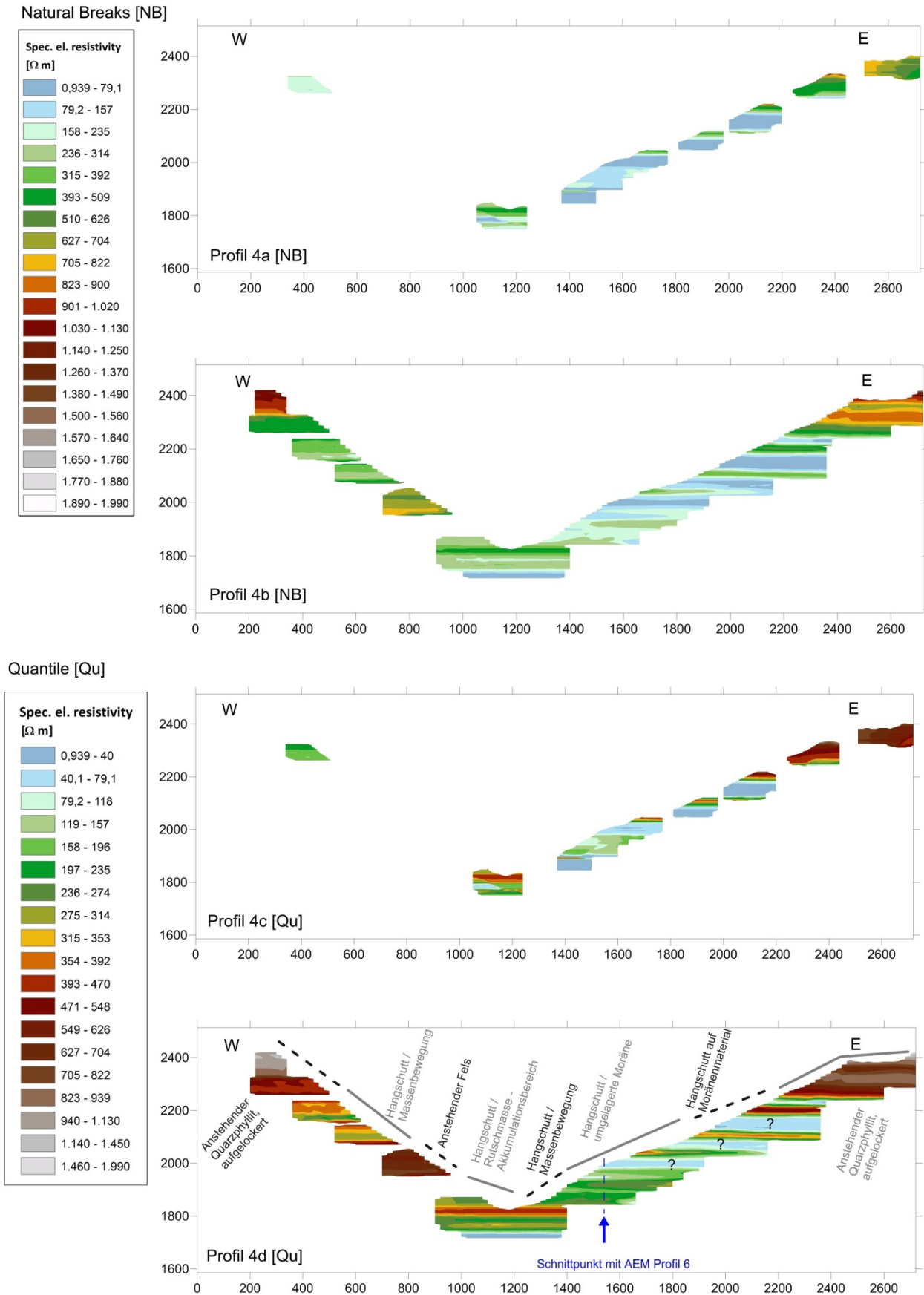
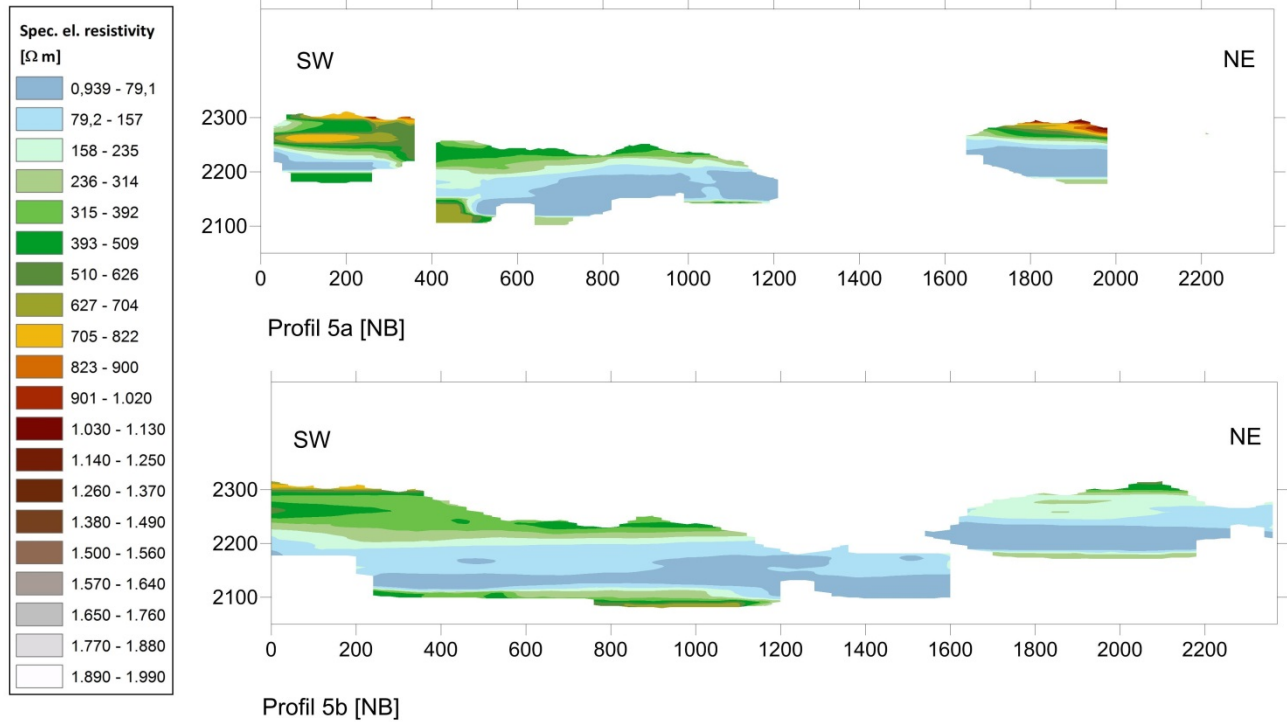


Abb. 8.23: AEM Profilschnitt 4: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).

Natural Breaks [NB]



Quantile [Qu]

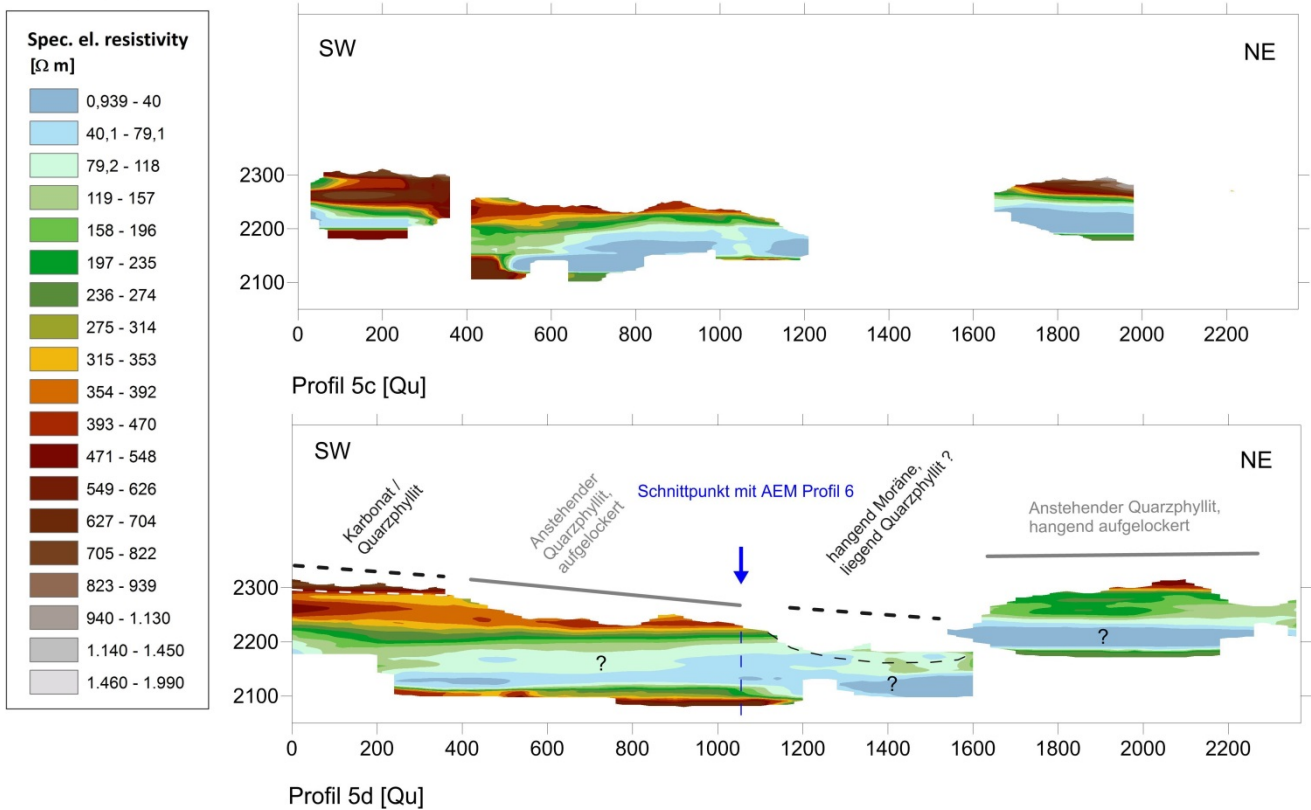
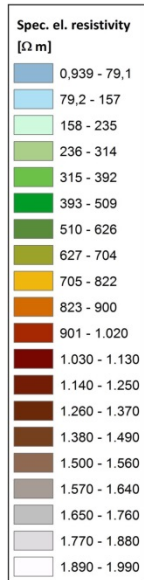


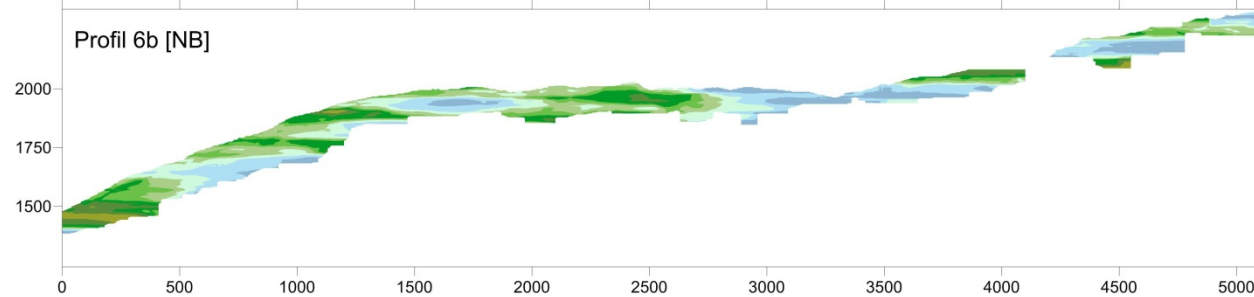
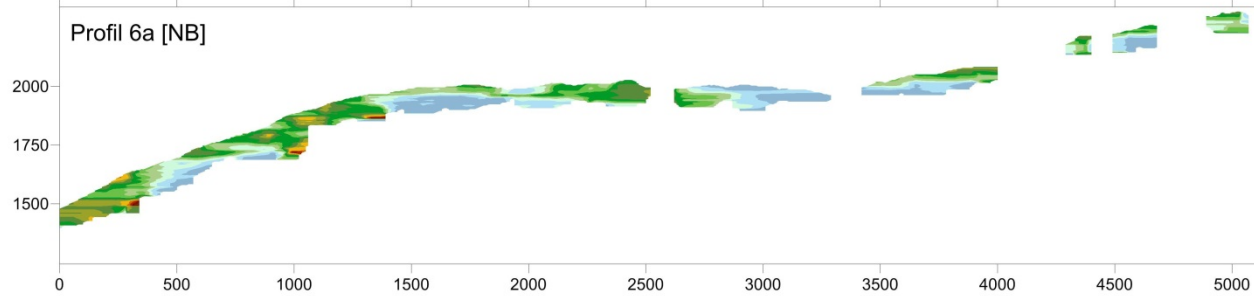
Abb. 8.24: AEM Profilschnitt 5: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).

Natural Breaks [NB]



NNE

SSW



Quantile [Qu]

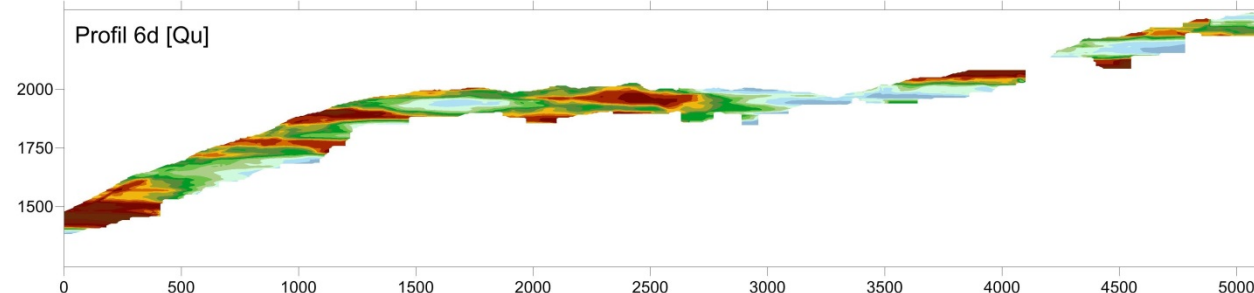
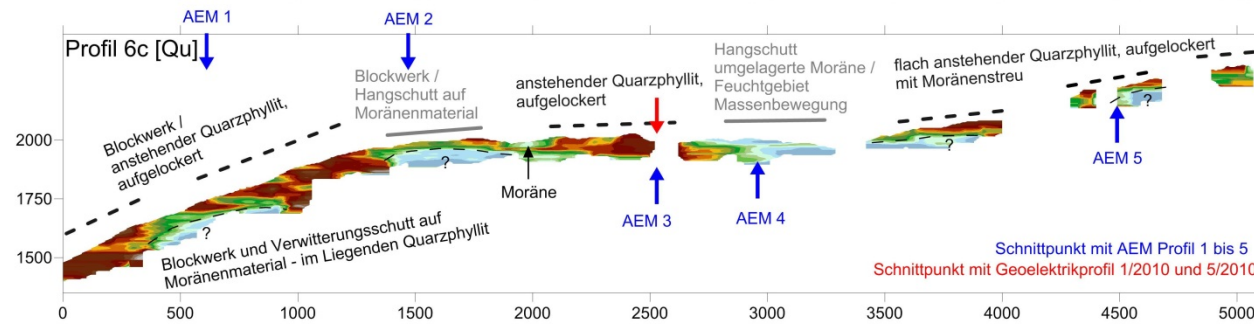
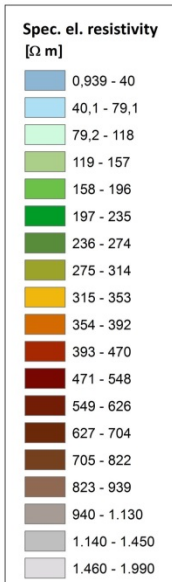
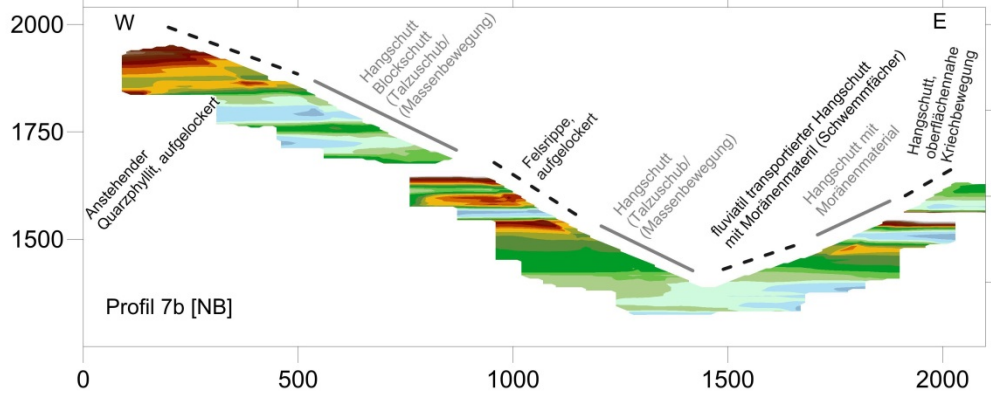
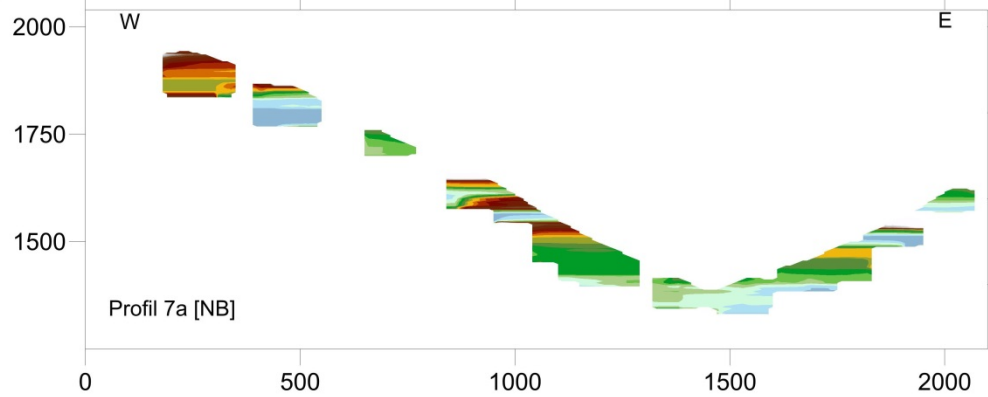
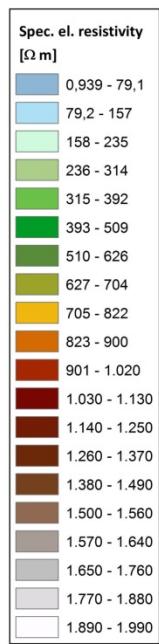


Abb. 8.25: AEM Profilschnitt 6: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).



Natural Breaks [NB]



Quantile [Qu]

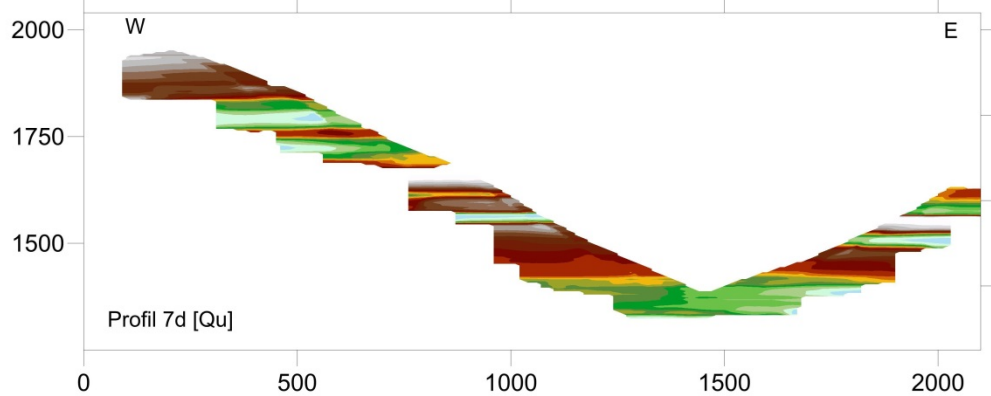
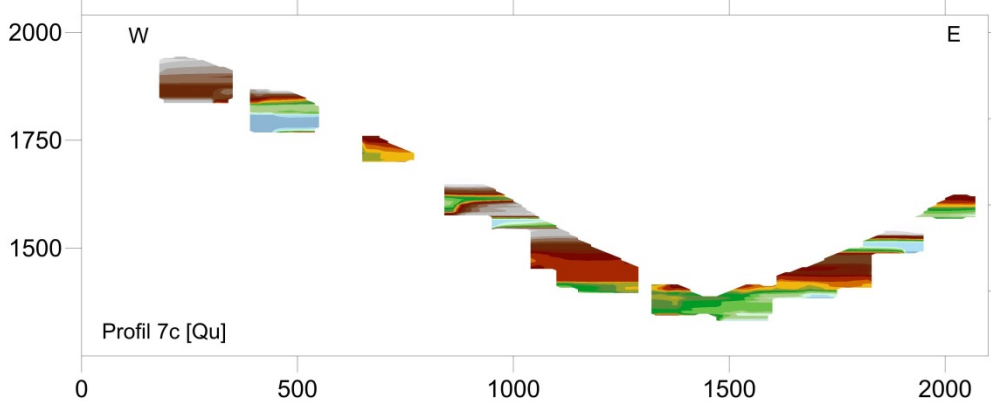
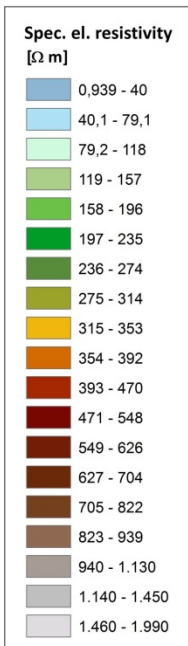


Abb. 8.26: AEM Profilschnitt 7: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).

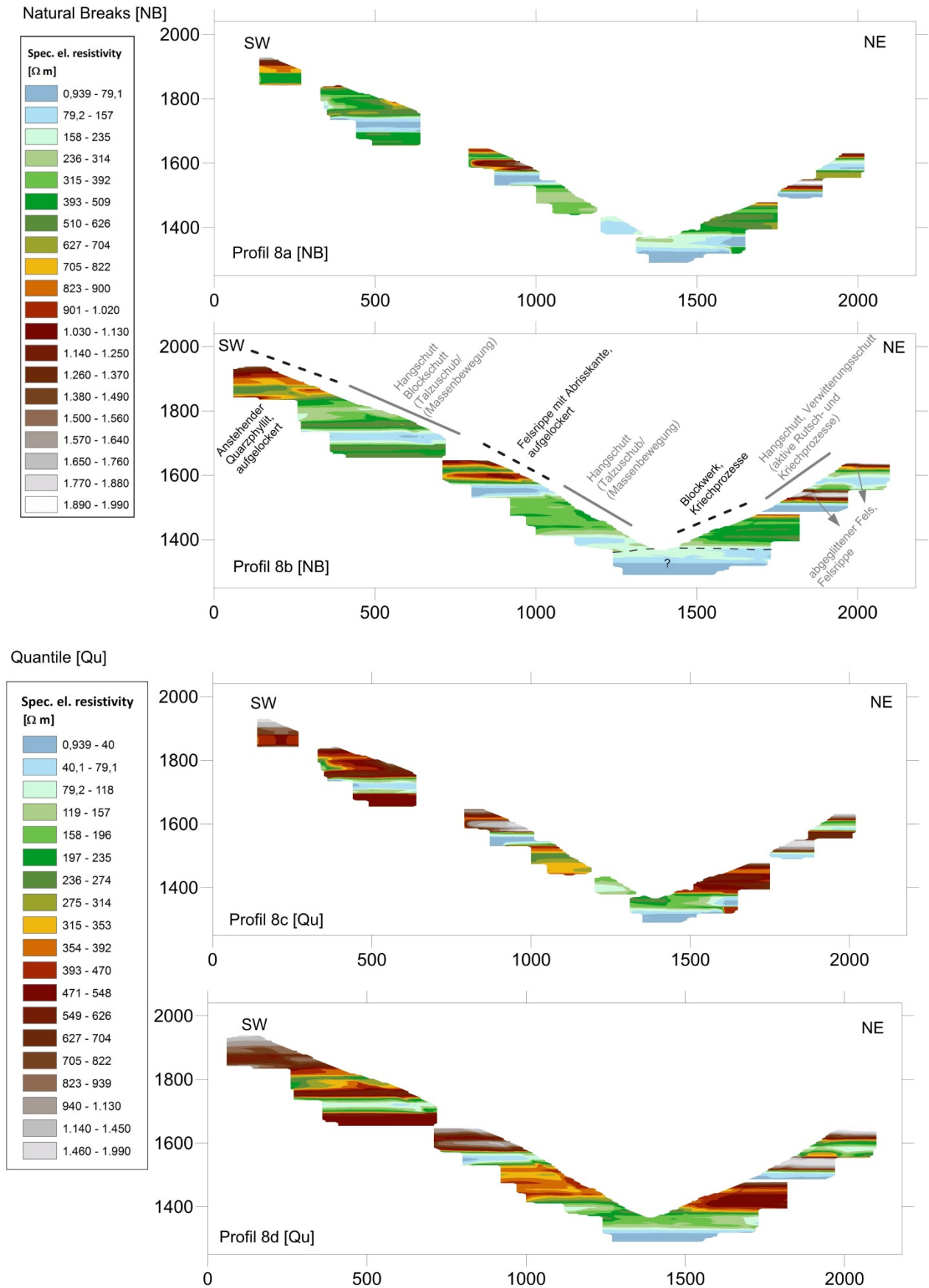
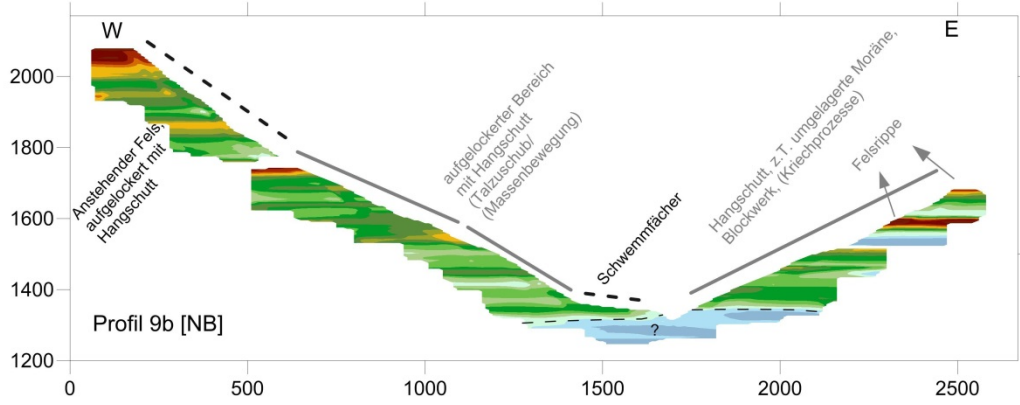
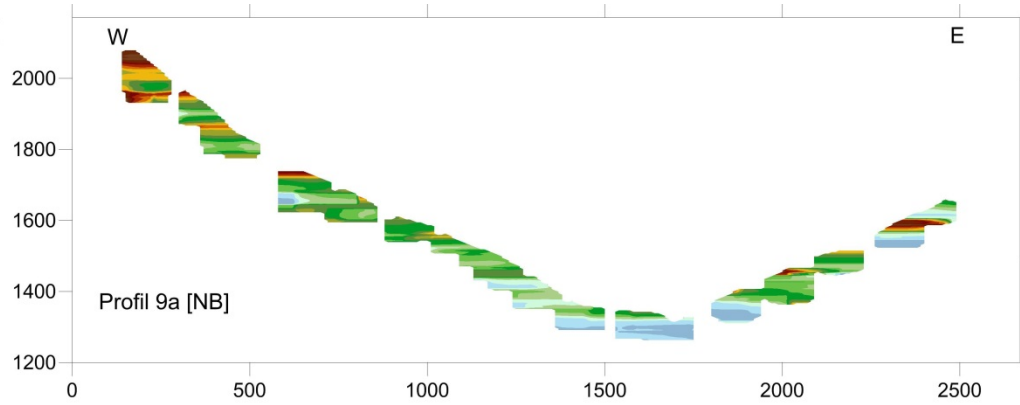
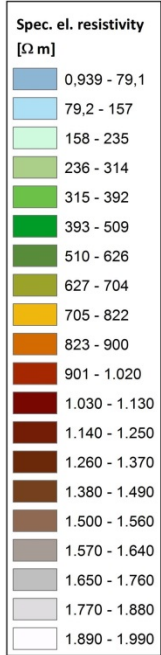


Abb. 8.27: AEM Profilschnitt 8: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).

Natural Breaks [NB]



Quantile [Qu]

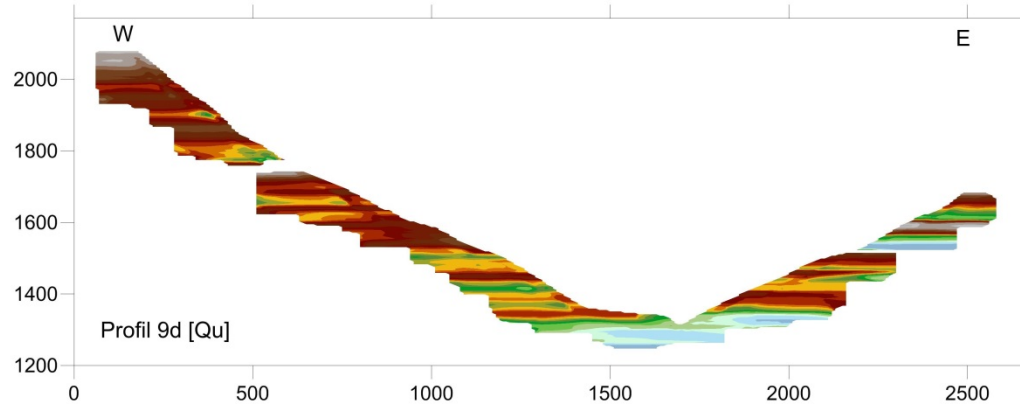
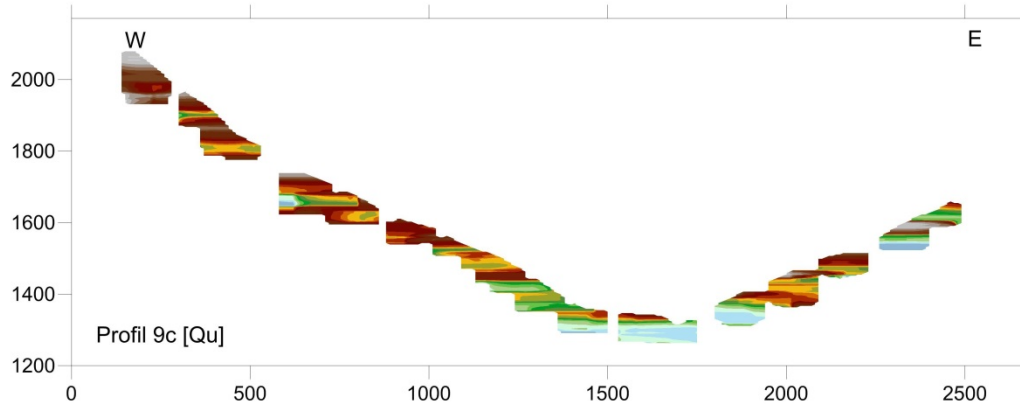
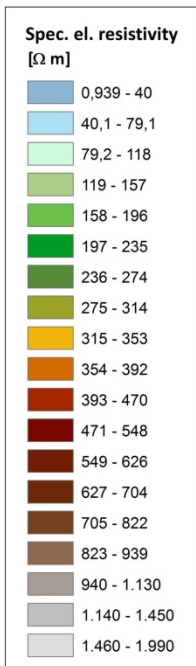


Abb. 8.28: AEM Profilschnitt 9: Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe als Inversionsergebnis der AEM-Daten, dargestellt mit unterschiedlichen Widerstandsklassen und Gridmodellen; geologische Interpretation basierend auf KREUS (2006), SCHUH (2008) und HÖRFARTER (2011).



## 8.4 Resümee

Während die Auswertung der Radiometrie eindeutige Unterschiede in der Lithologie erkennen lässt, zeigen die AEM-Ergebnisflächen den Unterschied in morphologischen Gegebenheiten wie Moränen, Massenbewegungen, anstehenden Fels und deren Grad der Zerlegung bzw. Feinanteil.

Folgende Punkte lassen sich korrelieren:

Anstehende, tiefgreifend aufgelockerte Felsformationen zeigen bis in große Tiefe (max. 10er Meter Mächtigkeit) mit rund  $>1200 \Omega\text{m}$  den höchsten Widerstand im Untersuchungsgebiet.

Blockschutt, Hangschutt, Schuttfächer, Lockergesteins- Massenbewegungen liegen, je nach Feinkornanteil, im Widerstandsbereich von 500–800  $\Omega\text{m}$ . Dazu zählen z.B. das große Blockschutt-Areal NW des Lagers Walchen und der Bereich des Mölser Niederlegers. Ausgedehnte Hangschuttkörper befinden sich vor allem westlich und östlich an den Talflanken im nördlichen Teil des Mölstales.

Rinnen und Mulden, gefüllt mit umgelagertem Hangschutt und Schwemmfächer liegen bei rund 100–400  $\Omega\text{m}$ . Bei den niederohmigen Flächenanteilen, welche vom Talschluss des Mölstales Richtung NE ziehen, nimmt der elektr. Widerstand auch mit der Tiefe etwas ab. Diese Anomalien lassen sich schwer interpretieren. Entweder handelt es sich um einen Bereich erhöhter Wasserwegigkeit, oder der Tonmineral- bzw. Feinanteil nimmt, auf Grund von Zusammenschwemmungen oder glazialen Transportmaterialies zu.

Die generelle Abnahme der Widerstandsverteilung aus der AEM in 20 bis 60 m Tiefe ist auch in der Geoelektrik nachvollziehbar (Profil 6/2010) und wird, speziell in diesem Abschnitt, als Quarzphyllit (durch Massenbewegungen aufgelockerter Quarzphyllit) angesprochen. Die Widerstandsbereiche aus der AEM liegen hier unter 500  $\Omega\text{m}$ . Eine Abgrenzung zu den niederohmigen Flächenanteilen, welche vom Talschluss des Mölstales Richtung NE ziehen, ist nicht möglich.

Die AEM aus dem Gebiet des „Lizumer Bodens“ und der angrenzenden östlichen Mölsbergseite weist äquivalente Messergebnisse auf wie aus dem Messgebiet Mölstal. Die glazialen bzw. postglazialen Sedimente in den Messgebieten (Moränenmaterial in situ und auch transportiert) lassen sich als Bereiche mit niedrigeren Widerstandswerten um 100 – 300  $\Omega\text{m}$  grob abgrenzen. Das trifft in erster Linie auf den Talboden Lizum zu, wo noch sichtbar Grundmoräne, End- und Seitenmoränenwälle und deren Ablagerungen zu finden sind.

Ebenso abgrenzbar sind, wie bereits für das Mölstal beschrieben, die grob aufgearbeiteten Gesteine des Quarzphyllites und der Karbonate des Tarntaler Mesozoikums als Blockwerk und Schuttkörper mit einem relativen hohen Widerstandswert bis zu mehr als 1000  $\Omega\text{m}$ . Dies ist besonders gut sichtbar im Areal südlich der Mölsbergspitze bis Schotteben und den Schuttkegeln und Blockgletscherresten am westlichen Lizumberoden sowie westlich der Kalkwand.

Die AEM-Messwerte von anstehendem Gestein – ob es sich dabei um karbonatische Mesozoika handelt oder um Quarzphyllit ist wie auch im Mölstal-Talschluss mit der AEM nicht zu unterscheiden – liegen in einem Bereich von 300 – 700  $\Omega\text{m}$ . Aufgrund der großflächigen Verbreitung dieses Widerstandsbereiches, vor allem gegen die Tiefe über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg, wird dieser Bereich als anstehendes Gestein interpretiert.

Einen zusätzlichen Beleg über die Reproduzierbarkeit der AEM-Ergebnisse liefern die Widerstandswerte im Bereich südöstlich der Mölsbergspitze und Schotteben, welcher an verschiedenen Tagen befliegen wurde (21. Juli und 22. Juli 2010) und übereinstimmende Ergebnisse liefert (siehe Abbildung 8.9 und 8.13).

## 9 Gammaspektrometrie

Die Messergebnisse der Gammastrahlenspektrometrie sind in Form der aus den Zählraten ermittelten Werte für Kalium (aus dem Zerfall von  $^{40}\text{K}$ ) in % K, der Äquivalentwerte eUran (aus dem Zerfall von  $^{214}\text{Bi}$ ) in ppm U und eThorium (aus dem Zerfall von  $^{208}\text{Tl}$ ) in ppm Th angegeben.

Aus diesen drei Werten wird die Dosisleistung berechnet. Die Mess- und Auswertemethodik ist in Abschnitt 4.6 beschrieben.

Die Ergebnisse liegen als Karten der Verteilung der Einzelelemente für Kalium (Abb. 9.3), eUran (Abb. 9.4), eThorium (Abb. 9.5), als Karte der ternären Verteilung Kalium-Uran-Thorium (Abb. 9.6), als Karten der binären Verteilungen Kalium-Uran, Kalium-Thorium und Uran-Thorium (Abb. 9.7, 9.8 und 9.9) und als Karte der aus den Einzelwerten der Elemente errechneten Dosisleistung (Abb. 9.11) vor.

Es wird bei den gammastrahlenspektrometrischen Messungen das gesamte an der Oberfläche vorhandene Material gemessen, das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt seinen Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie die Vegetationsbedeckung erfasst wird. Auch die Beschaffenheit des Bodens, die Bodenfeuchte und die Wetterverhältnisse vor und während der Messungen haben Einfluss auf die Messergebnisse, da die Strahlungsintensität insbesondere durch höhere Wassergehalte stark abgeschwächt wird.

Mit einer konstanten Flughöhe des Messgerätes von 80 m über Grund wird bei den Aeroradiometriemessungen pro Messpunkt eine Fläche mit einem Radius von etwa 50 m erfasst, wobei der Zentralbereich den wesentlichen Beitrag zu den Zählraten liefert. Die Eindringtiefe der Messungen hingegen beträgt nur wenige Dezimeter. Der Messpunktabstand entlang einer Fluglinie beträgt bei durchschnittlicher Fluggeschwindigkeit 30 m.

Da die Daten der Hubschrauberradiometrie über hunderte  $\text{m}^2$  integriert werden (BUCHER et al., 1999), können Einheiten, die auf engem Raum lithologisch komplex aufgebaut sind, nicht in ihrer lithologischen Vielfalt detailliert aufgelöst sondern nur insgesamt als Einheit erfasst werden. Durch Regenfälle können kurzlebige natürliche radioaktive Stoffe aus der Luft ausgewaschen und auf dem Boden abgelagert werden, was vor allem bei Niederschlägen nach längeren Trockenperioden zu allerdings nur sehr kurzzeitigen Messwerterhöhungen führen kann.

Die Einzelergebnisse für die Elemente Kalium, eUran und eThorium können mittels GIS Abfrage mit den in der digitalen geologischen Karte definierten lithologischen Einheiten verschnitten werden. Somit können den jeweils durch Polygone definierten geologischen Einheiten die gemittelten Median-Werte des Kalium- eUran- und eThorium-Gehaltes zugeordnet werden. Dieser Auswerteschritt wurde allerdings für das Messgebiet Wattener Lizum I noch nicht durchgeführt.

### 9.1 Elemente und Minerale

#### Kalium

Kalium ist ein gesteinsbildendes Hauptmineral der Erdkruste, das sich mit steigender Alkalisierung der Silikatmagmen in der oberen Erdkruste anreichert. Bei Verwitterung zeigt Kalium mäßig hohe Mobilität durch Sorption an Tonmineralen und Aufnahme durch pflanzliche Organismen.



Im Kristallin kommen Glimmerminerale und Kalifeldspäte in Glimmerschiefern und Granitgneisen als K-Träger in Frage, weiters sind höhere K-Gehalte in feinkörnigen, tonig bis schluffigen Sedimenten häufig. Bei der Verwitterung zeigt Kalium mäßig hohe Mobilität infolge seiner Sorption durch Tonminerale (THALMANN et al., 1989).

Die Glimmerminerale Muskowit, Illit und Hydromuskowit sind relativ beständig. In Granitgebieten ist der K-Gehalt in der Feinfraktion vielfach geringer als in der Grobfraktion (THALMANN et al., 1989).

Nach dem Geochemischen Atlas von Österreich (THALMANN et al., 1989) treten in Teilen der Innsbrucker Quarzphyllite höhere Kaliumgehalte auf. Für das Tauernfenster werden nur am Nordrand des Tuxer Kernes, wobei allerdings ganz offensichtlich der Ahornkern gemeint ist, erhöhte Kaliumwerte bis zu 5,3 % K erwähnt (THALMANN et al., 1989). Für den Granatspitzkern liegen die Werte bei 3,8 % K, für sonstige granitoide Gesteine unter 3% (THALMANN et al., 1989). Für Zentralgneise (Salzburg) wird ein Wert von 4 % K (n=27) angegeben.

### Uran

Uran ist ein lithophiles Spurenelement mit Tendenz zu Anreicherung bei der Alkalisierung der Magmen in der kontinentalen Kruste. Es ist ein Begleitelement des Thoriums, eine Abtrennung erfolgt jedoch durch hydrothermale und sedimentäre Prozesse (THALMANN et al., 1989).

Uran besitzt unter oxidierenden Bedingungen in der Form von  $U^{+6}$  hohe Mobilität in sauren und karbonatreichen Lösungen, während  $U^{+4}$  kaum mobil ist (THALMANN et al., 1989). Unter reduzierenden Bedingungen ist U in allen Oxidationsstufen immobil. Es kommt zu Sorption an Humusstoffen und Fe-Oxiden. In klastischen Sedimenten ist Uran an verwitterungsbeständige Schwerminerale gebunden (THALMANN et al., 1989).

Nach dem Geochemischen Atlas von Österreich (THALMANN et al., 1989) finden sich in den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters nur bereichsweise etwas erhöhte Urangehalte. Erst gegen E, im Bereich der Sulzbachungen und des Habachkerns finden sich öfters erhöhte Werte. Erhöhte Urangehalte treten auch im mittleren Tauernfenster im Granatspitzkern und östlich im Sonnblick- und Ankogel-Hochalm-Kern auf (THALMANN et al., 1989). Für Zentralgneise (Salzburg) wird ein Wert von 4 bis 8 ppm U (n=4) angegeben.

### Thorium

Thorium ist ein lithophiles Spurenelement, das in magmatischen Gesteinen vorwiegend an akzessorische Minerale gebunden ist, in Assoziation mit Uran und Elementen der Seltenen Erden. Hohe Konzentrationen treten in Pegmatiten (gemeinsam mit Uran), in Alkaligesteinen und in Seifenlagerstätten auf. Bei der Verwitterung ist die Mobilität des Thoriums aufgrund extrem verwitterungsbeständiger Minerale sehr gering, es findet eine Konzentration in der Schwermineralfraktion statt (THALMANN et al., 1989).

Nach dem Geochemischen Atlas von Österreich (THALMANN et al., 1989) finden sich im Ahornkern und im Tuxer Kern N des Olperer erhöhte Th-Gehalte. In den übrigen Zentralgneisen finden sich erhöhte Werte vorzugsweise im Siglitzlappen und im Mureckgneis (THALMANN et al., 1989). Für Zentralgneise (Salzburg) wird ein Wert von 20 ppm Th (n=27) angegeben.

## Akzessorische Schwerminerale und ihre U- und Th-Gehalte

Eine Liste der wichtigsten akzessorische Schwerminerale und ihrer Th- und U-Gehalte ist in Tab. 9.1 angegeben (nach SCHÖN, 1983).

Mineral	U (ppm)	Th (ppm)
Monazit	500 - 3000	10 000 - 300 000
Zirkon	100 - 6000	100 - 10 000
Epidot	20 - 50	50 - 500
Orthit (= U-hältiger Epidot)	300 - 40 000	( - " - )
Xenotim	500 - 35 000	k. A.

Tab. 9.1: Thorium- und Urangehalte (in ppm) in häufig vorkommenden Schwermineralen (SCHÖN, 1983).

## Der Einfluss von Vegetation, Bodenfeuchte und von Gebäuden bzw. Bauwerken auf die Gammaskpektrometriemesswerte

Es wird das gesamte an der Oberfläche vorliegende Material erfasst, das heißt, das Gestein samt Verwitterungs- und Bodenbildungen (grobblockige Verwitterung, eluvialer Verwitterungshorizont oder tiefgründige Zersetzung), wobei auch die Beschaffenheit des Bodens, die Bodenfeuchte sowie die Vegetation und nicht zuletzt die Witterungsbedingungen vor und während der Messflüge bedeutenden Einfluss haben können.

Auch zusammenhängende bebaute Gebiete größerer Ortschaften sind radiometrisch öfters durch verringerte Intensitäten der natürlichen Gammastrahlung gekennzeichnet.

## 9.2 Vergleichsdaten

Charakteristische Werte der Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinstypen, die in der Literatur angegeben sind, sind als Vergleichswerte in der Tabelle 9.2 aufgelistet.

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
Magmatite			
Granit <sup>(a) (c) (i)</sup> , Granit/Rhyolit <sup>(b)</sup> , (low-Ca) Granit <sup>(d)</sup> , granitische Gesteine <sup>(h)</sup> , Granodiorit <sup>(a) (c)</sup> , Granodiorit/Dazit <sup>(b)</sup>	3,4 - 4,2	3,0 - 7,0	15,0 - 40,0
saure Magmatite <sup>(g)</sup>	2,3 - 2,6	2,1 - 2,3	8,3 - 9,0
intermediäre Magmatite <sup>(g)</sup>	3,2	3,5	12,6
basische Magmatite <sup>(g)</sup>	2,8	1,5	3,9
Diorit <sup>(a)</sup> , Diorit, Qu-Diorit/Andesit <sup>(b)</sup>	0,6	0,8	1,9
Gabbro <sup>(h)</sup> , Gabbro, Diabas <sup>(a)</sup> , Gabbro/Basalt <sup>(b)</sup>	1,1 - 1,8	1,7 - 2,4	6,0 - 8,0
Dunit, Pyroxenit <sup>(a)</sup> , Peridotit <sup>(b)</sup> , Dunit <sup>(b)</sup> , Ultramafitite <sup>(d) (h)</sup> , Ultrabasite <sup>(g)</sup>	0,4 - 0,7	0,5 - 0,84	1,69 - 3,8
	0,0009 - 0,15	0,0001 - 0,5	0,004 - 0,4
Metamorphite			
Amphibolit <sup>(a)</sup>	0,6-0,8	0,7-1,0	1,8-4,0
Marmor <sup>(a)</sup>	0,2	1,1	2,2
Kristalliner Schiefer <sup>(a)</sup>	3,1	2,6	10
granitische Gneise <sup>(h)</sup>	-	3,5	12,9
Granulite <sup>(h)</sup>	-	1,6	7,2
Sedimentgesteine			
Sandstein <sup>(a) (c) (d) (g) (h) (i)</sup>	1,07 - 1,48	0,45 - 1,7	1,7 - 10,4
schiefrige Sandsteine <sup>(i)</sup>	2,7	3,7	12
Quarzit <sup>(b)</sup>	0,9	0,6	1,8
Arkose <sup>(b) (i)</sup>	2 - 3	1-2	2 - 5
Grauwacke <sup>(b)</sup>	1,3	2,0	7,0
rezenter Strandsand <sup>(i)</sup>	< 1	3	6
Argillit, Ton, Tonschiefer <sup>(a)</sup> , Tone <sup>(f)</sup> , Tonsteine <sup>(g)</sup>	2,7-3,0	3,7 - 4,3	11,5 - 13,6
Tonschiefer <sup>(c)</sup> , Tonschiefer (shale) <sup>(d) (h)</sup> , Tonschiefer und Siltstein <sup>(b)</sup>	2,66 - 2,7	3,2 - 3,7	11,7 - 12,0
Schwarzschiefer <sup>(b)</sup>	2,6	20,2	10,9
Kalkstein <sup>(a)</sup> , Kalk <sup>(b)</sup> , Kalke <sup>(f)</sup>	0,1 - 0,3	1,5 - 2,0	0,5 - 1,8
Karbonatgestein <sup>(c) (d) (h) (i)</sup> , Carbonate <sup>(g)</sup>	0,27 - 0,31	1,8 - 2,2	1,1 - 2
Dolomit <sup>(a) (b)</sup>	0,4 - 0,7	1,0 - 3,7	0,8 - 2,8
Böden			
(illitischer) Boden <sup>(c)</sup>	1,4	1,0	13,0
Böden <sup>(g)</sup>	1,68	3,2	10,3
Böden <sup>(i)</sup>	1,5	1,8	9

Tab. 9.2: Charakteristische Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinstypen nach SCHÖN (1983)<sup>(a)</sup>, RYBACH, (1988)<sup>(b)</sup>, THALMANN et al. (1989)<sup>(c)</sup>, TUREKIAN (1972)<sup>(d)</sup> (nach VAN SCHMUS, 1995), TAYLOR & McLENNAN (1985)<sup>(e)</sup> (nach VAN SCHMUS, 1995), D'ARNAUD GERKENS (1989)<sup>(f)</sup>, KEMSKI et al. (1996)<sup>(g)</sup>, WEDEPOHL (1974)<sup>(h)</sup> (nach FAURE, 1986), EISENBUD & GESELL (1997)<sup>(i)</sup>.

Die Tabelle 9.3 gibt eine Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K<sub>2</sub>O, U und Th in Böden, Bach- und Flusssedimenten sowie in Wässern. Die Werte sind dem „Geochemical Atlas of Europe“ (DE VOS et al., 2006) entnommen. In der jeweils letzten Zeile der Tabelle 9.3 sind die Werte aus dem Messgebiet Wattener Lizum eingetragen, die allerdings nicht differenziert sind, sondern das gesamte gemessene Spektrum umfassen. Das Kalium ist in dieser Tabelle, anders als im übrigen Bericht, in % K<sub>2</sub>O angegeben.

Die Probindichte für die Erstellung des „Geochemical Atlas of Europe“ war im Durchschnitt ein Probenpunkt pro 4700 km<sup>2</sup> (SALMINEN et al., 2005) wobei die Punkte mittels eines komplexen



statistischen Verfahrens ausgewählt wurden. In Österreich lagen insgesamt nur 20 Probenpunkte (SALMINEN et al., 2005).

Im Vergleich mit gesteinscharakteristischen Lithologien bzw. dem Geochemischen Atlas von Europa weisen die gammaspektrometrisch gemessenen leicht höheren K-Gehalte auf die z. T. granitische Zusammensetzung des Untersuchungsgebietes hin (Tab. 9.3 und Tab 9.4).

Auffällig sind allerdings die niedrigen U-Gehalte in den Daten des Messgebietes Wattener Lizum.

Die Th-Gehalte wiederum korrelieren sehr gut mit den aufgrund des bekannten Gesteinsspektrums erwarteten Werten, die im Mittel etwas über dem europäischen Durchschnittswert liegen.

Material	Einheit	Min	Median	Mean	$\sigma$	Percentile 90	Max
<b>Kalium (% K<sub>2</sub>O)</b>							
Oberboden	% K <sub>2</sub> O	<0.01	2.02	2.13	1.02	3.43	6.05
Unterboden	% K <sub>2</sub> O	0.026	1.92	2.02	0.954	3.25	6.13
Wasser	µg/l	<0.01	1.60	3.07	7.35	6.83	182
Bachsediment	% K <sub>2</sub> O	0.05	2.01	2.08	0.865	3.21	5.79
Überflutungssed.	% K <sub>2</sub> O	0.11	2.00	2.06	0.877	3.20	5.10
Wattener Lizum	% K <sub>2</sub> O	0	3.31	3,57	1.85	6,52	13,85
<b>Uran (ppm U)</b>							
Oberboden	ppm U	<0.1	2.03	2.45	2.34	3.94	30.3
Unterboden	ppm U	0.21	2.00	2.36	2.35	3.76	53.2
Wasser	µg/l	<0.002	0.32	0.889	1.69	2.43	21.4
Bachsediment	ppm U	<1.0	2.00	3.73	6.52	7.00	98.0
Überflutungssed.	ppm U	<1.0	2.00	2.10	3.80	4.00	89.0
Wattener Lizum	ppm U	0	0,95	1.74	2,28	5,21	24,14
<b>Thorium(ppm Th)</b>							
Oberboden	ppm Th	0.16	7.63	8.7	6.29	14.4	71.7
Unterboden	ppm Th	0.3	7.24	8.24	6.15	14.2	75.9
Wasser	µg/l	<0.002	0.009	0.025	0.039	0.066	0.37
Bachsediment	ppm Th	<1.0	10.0	13.9	20.5	20.0	253
Überflutungssed.	ppm Th	<1.0	8	8.5	4.7	14	38
Wattener Lizum	ppm Th	0	10.97	12.3	7.28	22.5	71.7

Tab. 9.3: Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K<sub>2</sub>O, U und Th in Böden, Bach- und Überflutungssedimenten sowie in Gewässern (entnommen dem „Geochemical Atlas of Europe“ (DE VOS et al., 2006)). In der jeweils letzten Zeile sind die entsprechenden Werte aus dem Messgebiet Wattener Lizum eingetragen.

Vergleichsdaten für das Tauernfenster selbst sind derzeit in Arbeit. Es liegen mehrere hundert aus der Literatur gesammelte geochemische Analysen an Gesteinsproben vor, die Werte von K-, U- und Th-Gehalten beinhalten. Die Kompilation dieser Daten wurde überwiegend von der Abteilung Hydrogeologie der GBA im Rahmen des Projekts „Natürliche Radionuklide in den Grundwässern Österreichs“ durchgeführt (BERKA et al., 2012). Diese Daten werden nun an der Geophysikabteilung nach tektonischen Gesichtspunkten entsprechend der Nomenklatur von SCHMID et al. (2013)

geordnet und sollen dann als Vergleichsbasis für die Aeroradiometriemessungen zur Verfügung stehen.

## 9.3 Ergebnisse und Interpretation

### 9.3.1 Interpretation im Überblick

In der Tab. 9.4 sind einige statistische Parameter für die einzelnen Elemente und die Dosisleistung aus dem gesamten Untersuchungsgebiet zusammengefasst. Die Häufigkeitsverteilungen für das gesamte Messgebiet sind in der Abb. 9.1 als Histogramme dargestellt.

	Kalium (% K)	Uran (ppm U)	Thorium (ppm Th)	Dosisleistung (nSv/h)
Minimum	0	0	0	0.1
1. Quartil	1.98	0.28	7.88	59.9
Median	2.75	0.95	11.0	81.9
Mittelwert	2.96	1.74	12.3	93.6
SD $\sigma$	1.54	2.3	7.28	56.1
3. Quartil	3.65	2.6	15.5	114
Perzentil 90	5.41	5.2	22.5	180
Maximum	11.50	24.1	71.7	507

Tab. 9.4: Statistische Parameter der Verteilungen von Kalium, Uran, Thorium und der Dosisleistung im gesamten Messgebiet Wattener Lizum.

Die K-Gehalte sind hoch im Zentralgneis des Ahornkerns, im Zentralgneis des Tuxer Kerns und den Serien der Schönachmulde sind sie deutlich niedriger. Sehr niedrige Werte finden sich in der Wolfendorndecke und den Bündner Schiefern, die Werte der Modereckdecke liegen etwa dazwischen. Die U-Gehalte und auch die Th-Gehalte folgen im Wesentlichen diesem Verteilungsmuster.

Die Innsbrucker Quarzphyllite weisen im Vergleich mittlere Kalium-, niedrige Uran- und mittlere Thoriumgehalte auf.

Die Belastung mit Cs ist im Vergleich zum gesamten Bundesgebiet als niedrig bis mittel einzustufen. Die Verteilung ist im Untersuchungsgebiet im Detail sehr inhomogen.

Eine detaillierte Auswertung der Gammastrahlenspektrometrie bezüglich einzelner Gesteinstypen und lithologischer Einheiten wird in einem folgenden Bericht gegeben werden, wenn auch die Daten der Messflüge bis 2014 vorliegen.

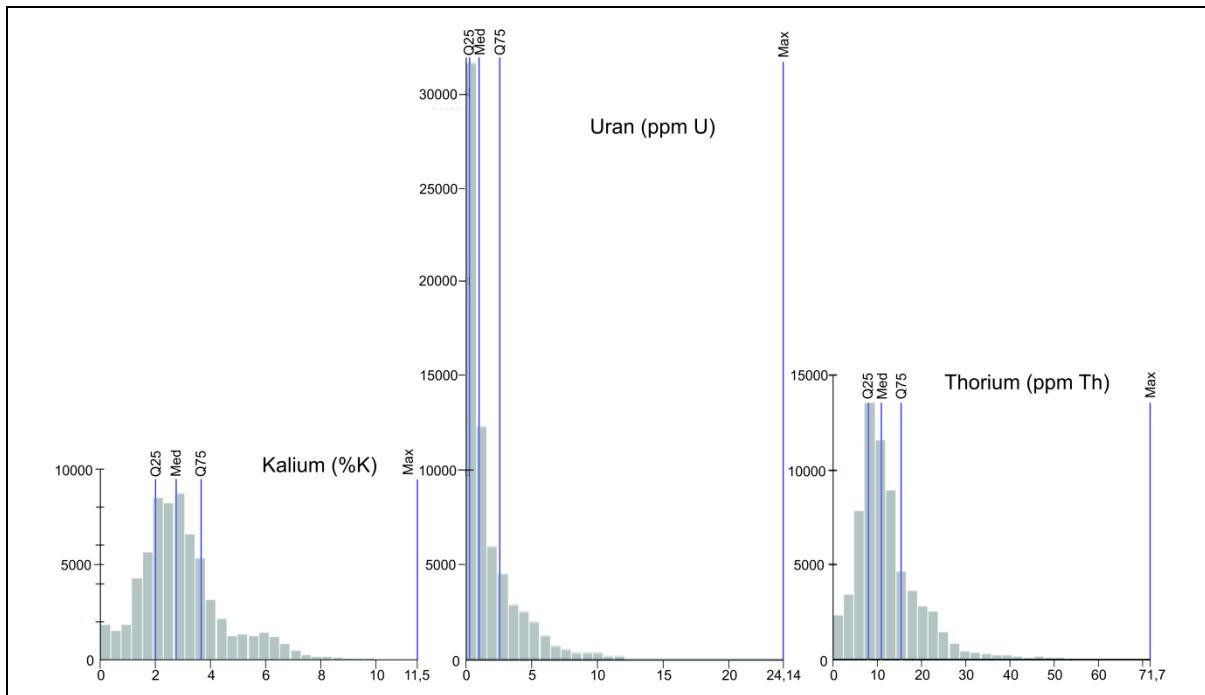


Abb. 9.1: Verteilungskurven der Elemente Kalium (% K), Uran (ppm U) und Thorium (ppm Th) des Messgebietes Wattener Lizum (Befliegungen 2010 und 2011).

Die tektonische Kartenskizze in der Abbildung 9.2 entspricht den tektonischen Linien, die in den Abbildungen der Elemente, der Verhältnisswerte u.s.w. (Abb. 9.3 bis 9.11) eingetragen sind.

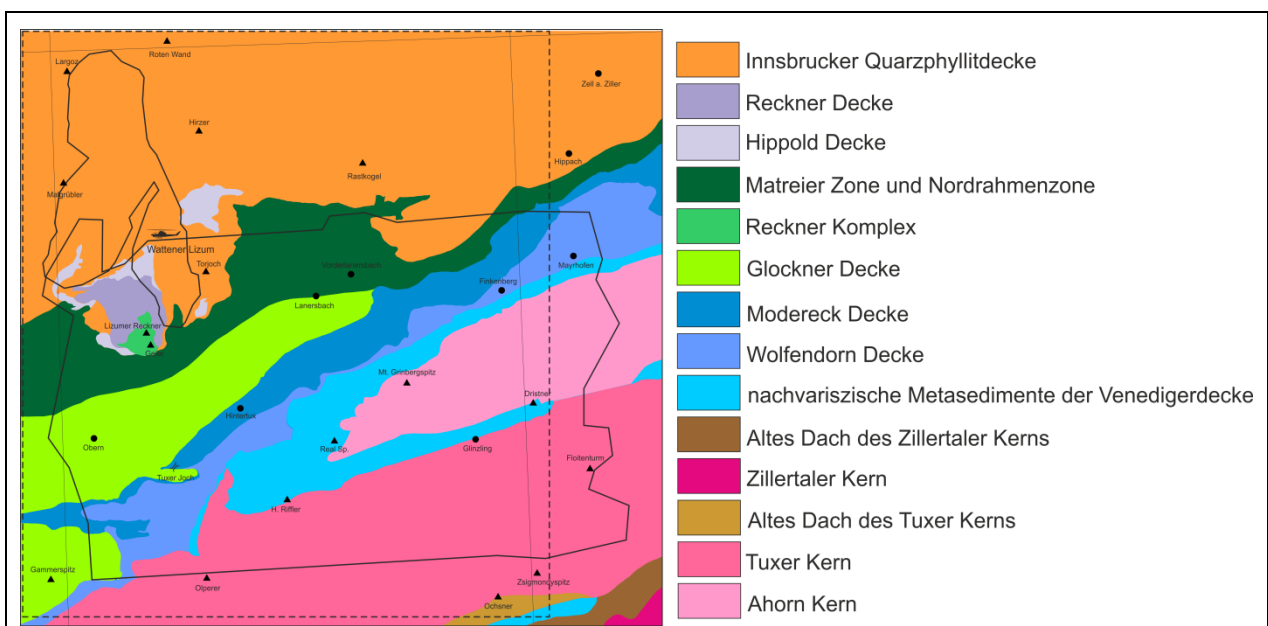


Abb. 9.2: tektonische Karte des Untersuchungsgebietes nach KREUSS (2006), MOSER et al. (2005) und ROCKENSCHAUB & NOWOTNY (2009), leicht modifiziert nach SCHMID et al. (2013). Die Farbgebung ist angelehnt an die von SCHMID et al. (2013). Die Grenzen der Messgebiete 2010 und 2011 sind als durchgezogene Linien eingetragen. Die strichlierte Linie bezeichnet den Kartenausschnitt, der in den folgenden Abbildungen der Radiometrie dargestellt ist.



## Kalium

Die räumliche Verteilung des Kaliums an der Oberfläche im Messgebiet Wattener Lizum ist in Abb. 9.3 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 1.98 und 3.65 % Kalium. der Median ist 2.75, der arithmetische Mittelwert 2.96 %. Das Maximum liegt bei 11.5 %, allerdings sind 90 % der Messwerte kleiner als 5.41 % Kalium.

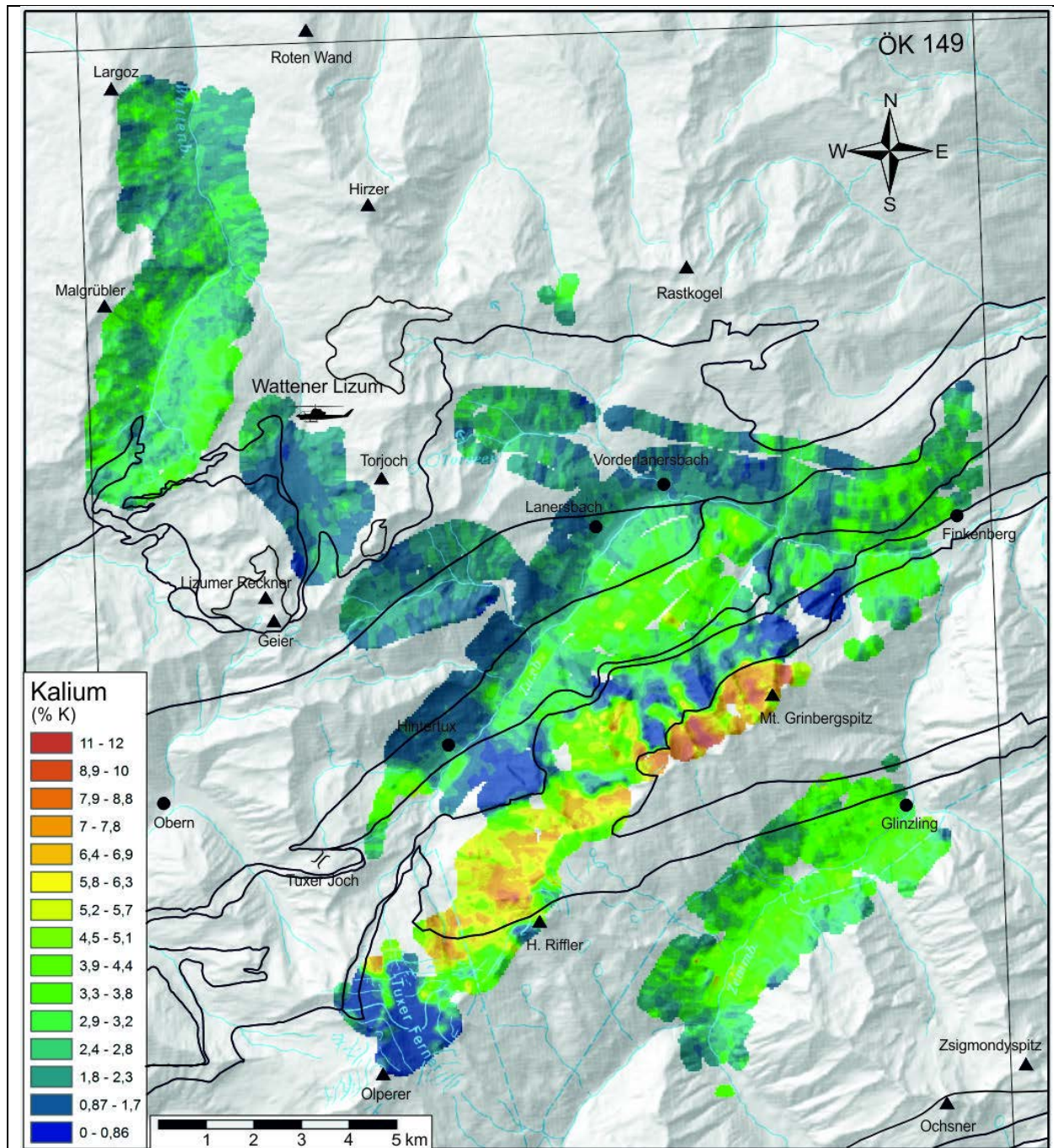


Abb. 9.3: Karte der Kaliumgehalte (% K) der Gammaskopie im Untersuchungsgebiet. Es sind ein grobes Geländereief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.

## Uran

Die Verteilung des Urans im Messgebiet Wattener Lizum ist in Abb. 9.4 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 0.28 und 2.56 ppm Uran (Mittelwert 1.74, Median 0.95 und Maximum 24.14 ppm Uran). Der Wert des Maximums mit 24.14 ppm liegt allerdings deutlich abseits der tatsächlichen Verteilung, wobei 90 % der Werte kleiner als 5.21 ppm Uran sind.

Die Thorium- und Urankonzentrationen der Oberkruste werden in der Literatur mit 15 ppm und 3.6 ppm (WEDEPOHL, 1981) respektive mit 10.7 ppm Thorium und 2.8 ppm Uran (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) angegeben. Wie Tab. 9.2 zeigt, liegen die entsprechenden Konzentrationen in den Graniten des südböhmischen Plutons generell über diesen Durchschnittswerten. Dies wurde auch von GÖD et al. (1996) beobachtet.



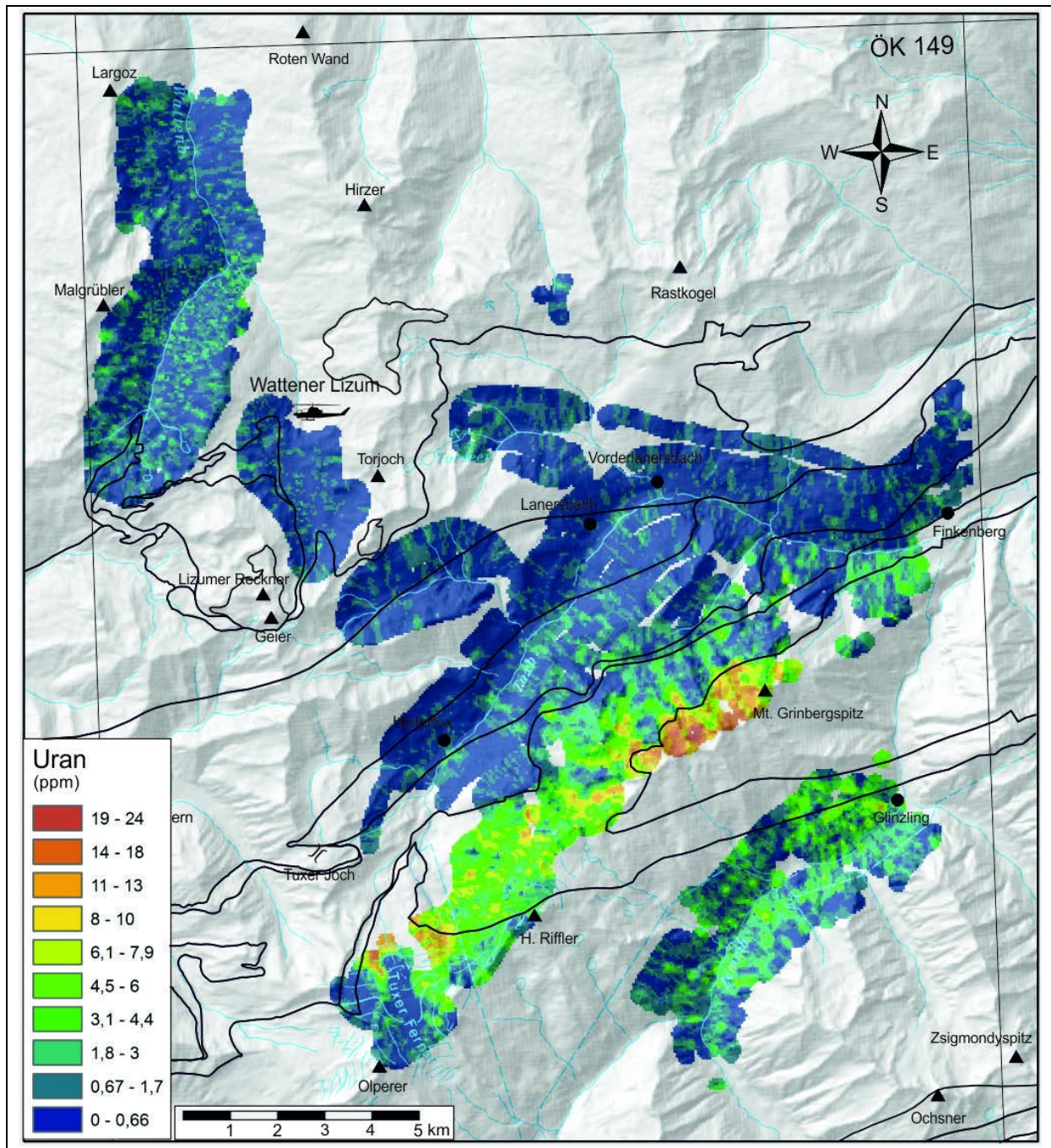


Abb. 9.4: Karte der Urangelhalte (ppm U) der Gammaskopie im Untersuchungsgebiet. Es sind ein grobes Geländere relief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.

## Thorium

Die Verteilung des Thoriums an der Oberfläche im Messgebiet Wattener Lizum ist in Abb. 9.5 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 7.88 und 15.47 ppm Thorium (Mittelwert 12.29, Median 10.97 ppm und Maximum 71.73 ppm Thorium). Wie beim Uran liegt auch beim Thorium der Maximalwert deutlich abseits der Gesamtverteilung. 90 % der Werte sind kleiner als 22.5 ppm Th.



Die Verteilung des Thoriums ist generell gesehen recht ähnlich der des Kaliums mit Maxima und Minima etwa in denselben Bereichen. Dementsprechend stimmt sie auch mit der Verteilung der Gesamtdosisleistung gut überein.

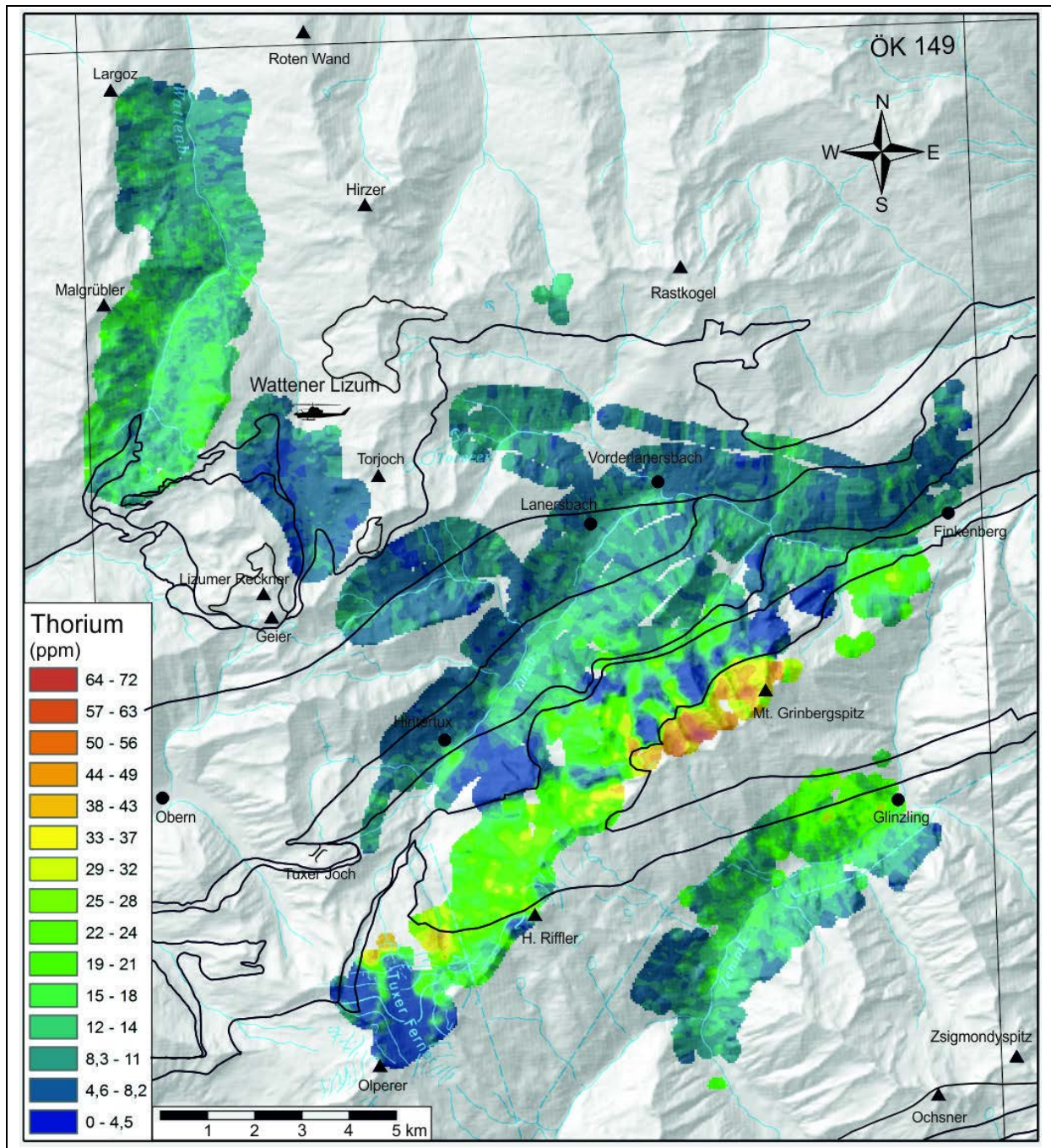


Abb. 9.5: Karte der Thoriumgehalte (ppm Th) der Gammaskopie im Untersuchungsgebiet. Es sind ein grobes Geländeerief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.

### 9.3.2 Ternäre Darstellung K-U-Th und binäre Darstellungen K-U, K-Th und U-Th

Die Verhältnisdarstellungen aller drei oder jeweils zweier Elemente bieten den Vorteil, dass etwaige lokal begrenzte Dämpfungseffekte wie z. B. erhöhte Bodenfeuchte oder unterschiedliche Vegetation dabei keine Rolle spielen, da diese Effekte für alle drei Elemente einen etwa gleich starken Einfluss haben. Dies gilt natürlich ebenso für vergleichsweise Verstärkung der Strahlung

gegenüber der Umgebung durch völlige Vegetationslosigkeit z. B. in größeren Steinbrucharealen oder Schotterabbauen.

Kalium ist in rot, Uran in grün und Thorium in blau eingetragen. Eine Zusatzinformation gibt die Helligkeit des Farbtones. Je heller der Farbton ist, desto höher, je dunkler, desto niedriger sind die Elementgehalte. Bei Annäherung an schwarz sind beide / oder alle drei Elemente in nur geringen Mengen vorhanden. Angaben über Absolutgehalte sind aus dieser Darstellung aber nicht ableitbar. Was in dieser Darstellung sehr klar zum Ausdruck kommt, sind Homogenitätsbereiche innerhalb der einzelnen lithologischen Einheiten.



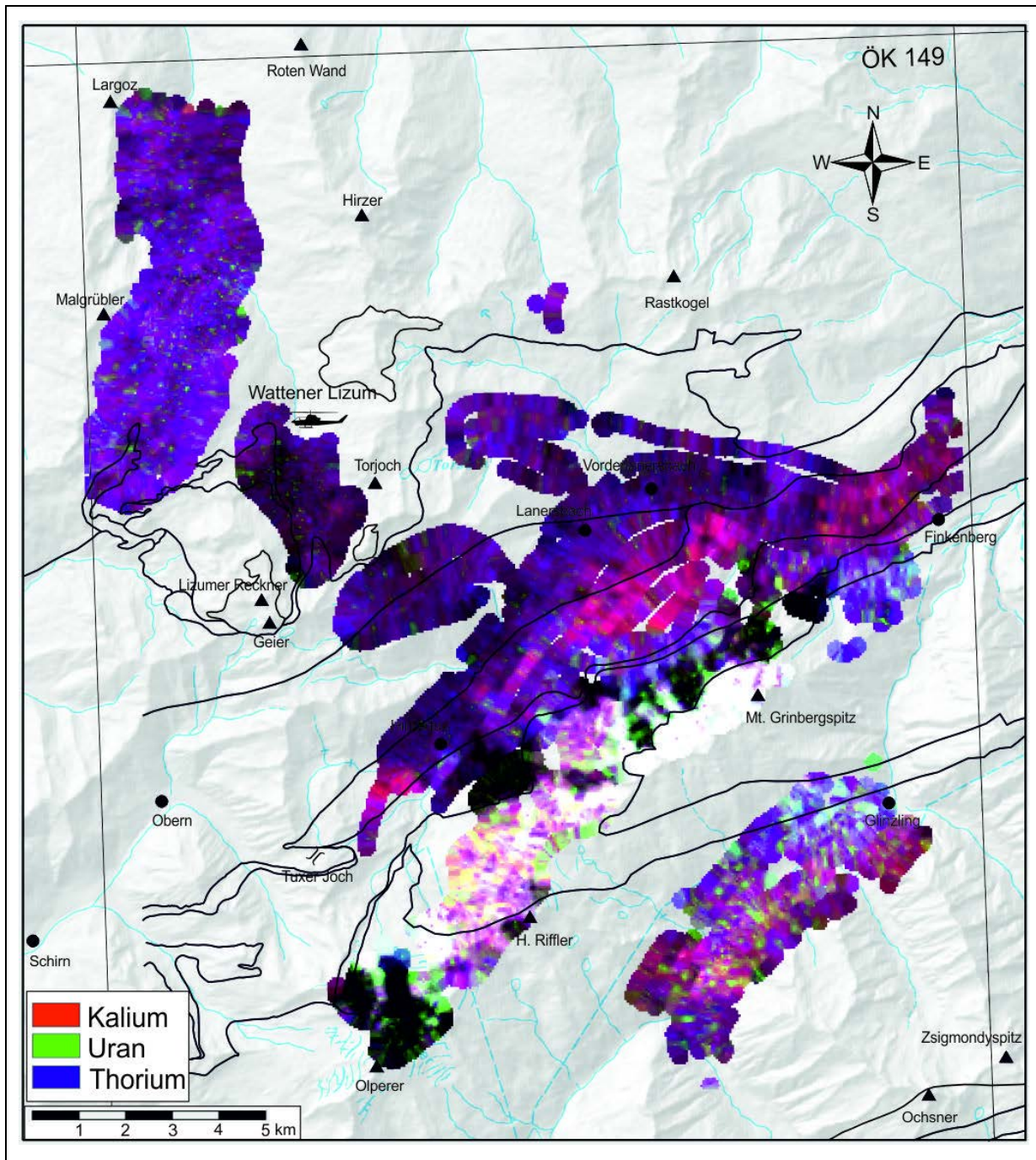


Abb. 9.6: Ternäre Darstellung des Kalium-, eUran- und eThorium-Gehaltes. Es sind ein grobes Geländere relief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.



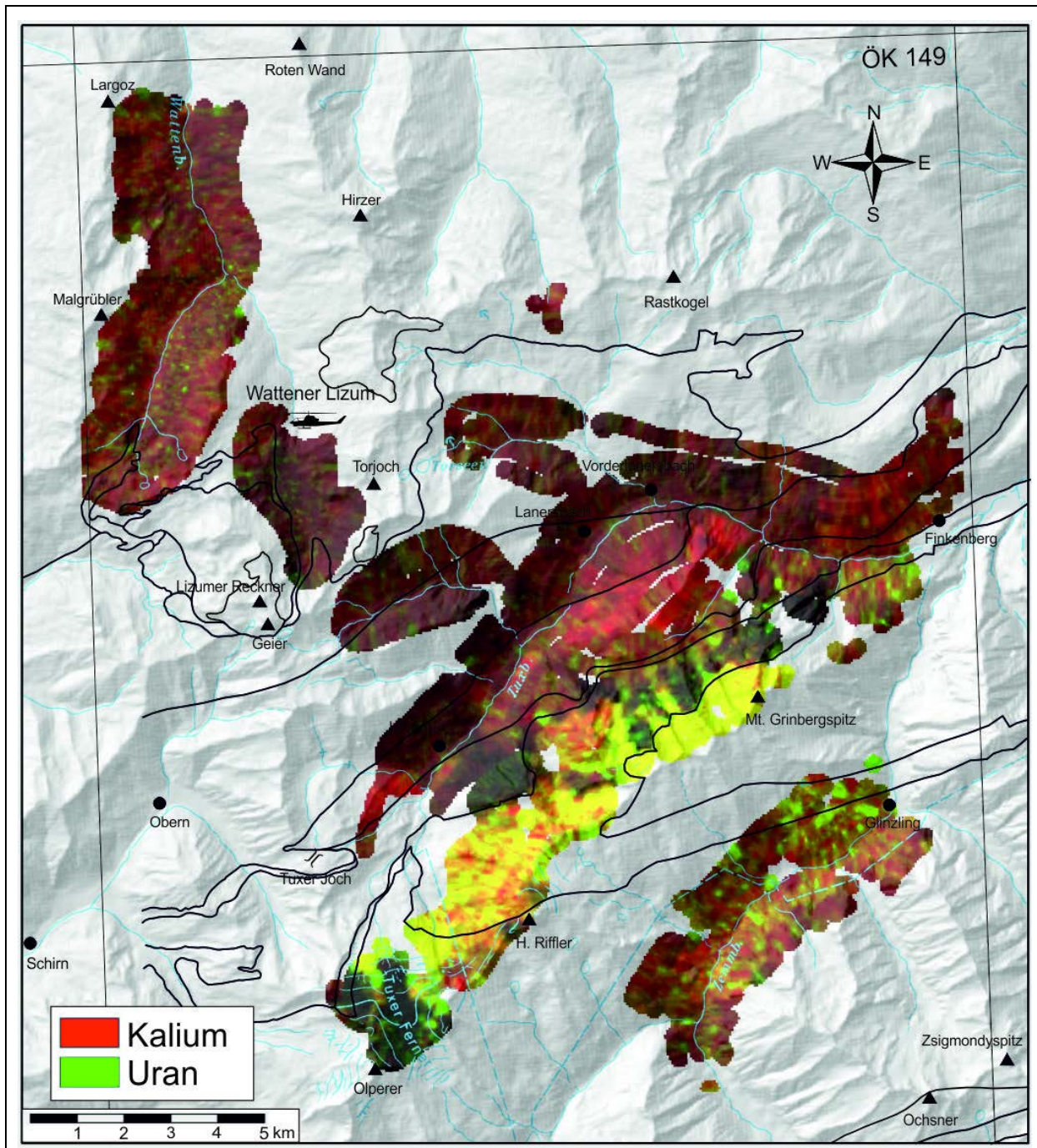


Abb. 9.7: Binäre Darstellung des Kalium- und eUran-Gehaltes. Es sind ein grobes Geländere relief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.



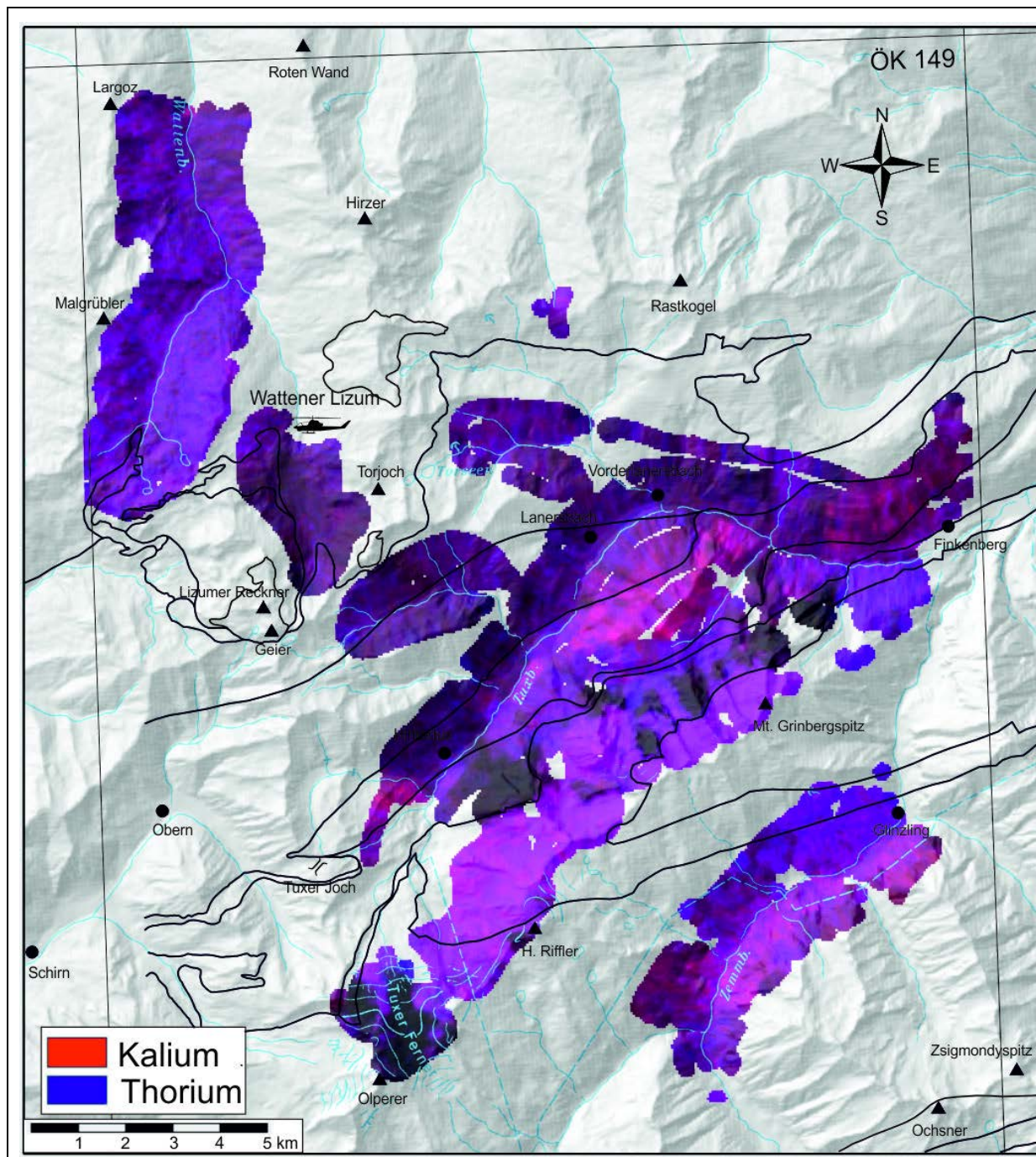


Abb. 9.8: Binäre Darstellung des Kalium- und eThorium-Gehaltes. Es sind ein grobes Geländereief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.



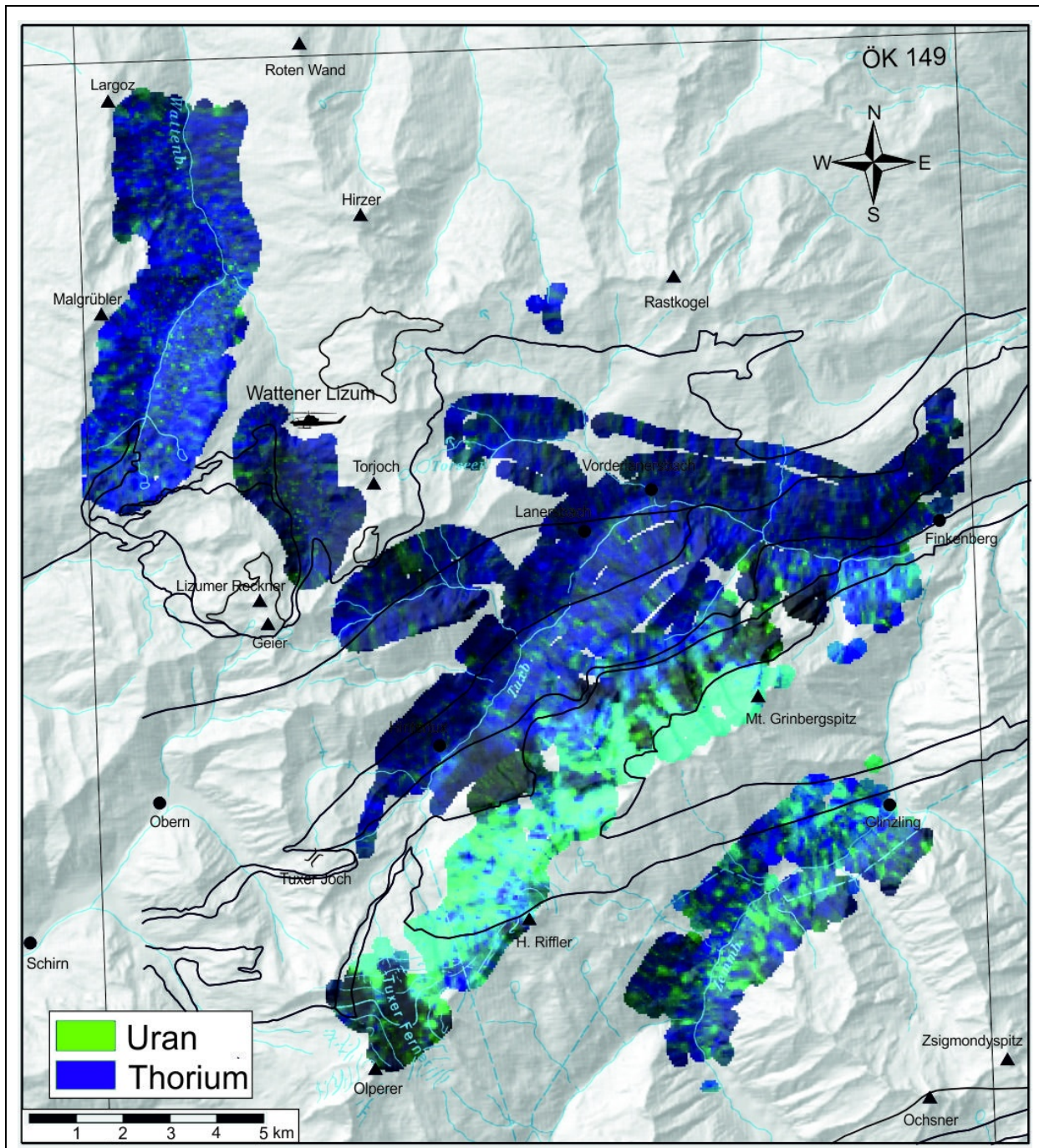


Abb. 9.9: Binäre Darstellung des eUran/eThorium Gehaltes. Es sind ein grobes Geländere relief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.

### 9.3.4 Dosisleistung

Die Dosisleistung wird als die gewichtete Summe der Gehalte von Kalium, Uran und Thorium errechnet. Sie findet Anwendung im Bereich des Strahlenschutzes und gibt die pro Zeiteinheit aufgenommene Strahlendosis an.

Die in Form der Dosisleistung berechnete natürliche Strahlungsbelastung liegt im gesamten Untersuchungsgebiet Messgebiet Wattener Lizum I weit unter 1 mSv/Jahr. 90 % der Werte liegen zwischen 60 und 114 nSv/Stunde, der Median bei 82, der Mittelwert bei 94 und der Maximalwert



bei 180 nSv/Stunde. 114 nSv/Stunde entsprechen 1 mSv/Jahr. Die statistische Verteilung der Messwerte ist als Histogramm in Abb. 9.10 dargestellt.

Laut der Homepage der AGES (Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit) beträgt die durchschnittliche äußerliche Strahlenexposition (ohne Inhalation und Ingestion) der österreichischen Bevölkerung 1 mSv/Jahr = 114 nSv/Stunde (Quelle: Homepage der AGES).

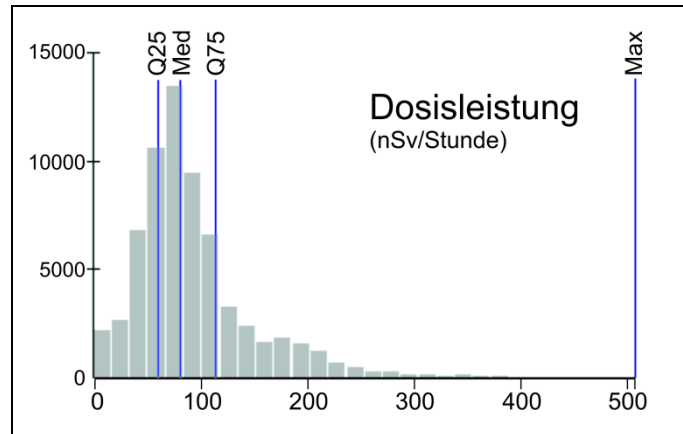


Abb. 9.10: Statistische Verteilung der Werte der Dosisleistung (in nSv/Stunde). Es sind Median, erster und dritter Quartilwert gekennzeichnet.

Gemessene Ortsdosisleistungen (natürliche Strahlung der Umgebung) des österreichischen Strahlenfrühwarnsystems zeigten beispielsweise als Durchschnittswert von vier willkürlich ausgewählten Tagen zwischen April und Juli 2013 folgende Werte:

Messstelle	Dosisleistung (nSv/Stunde)
Innsbruck	$89 \pm 2$
Hinterriß	$90 \pm 7$
Obergurgl	$129 \pm 23$
Schwaz	$103 \pm 2$
Krimml	$89 \pm 5$
Kufstein	$72 \pm 3$
Kitzbühel	$110 \pm 4$
St. Jakob in Defreggen	$95 \pm 3$

Tab. 9.5: Ausgewählte Ortsdosisleistungen des österreichischen Strahlenfrühwarnsystems (Quelle: Homepage des Bundesministerium für Land-, Forst-, Umwelt und Wasserwirtschaft).



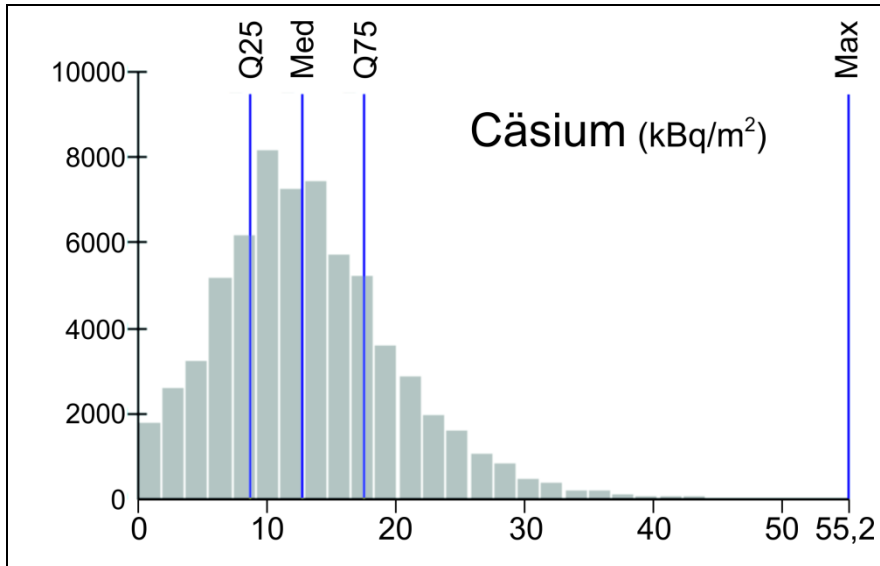


Abb. 9.12: Verteilung der Cäsiummesswerte (in kBq/m<sup>2</sup>). Es ist Median, erstes und drittes Quartil eingetragen.



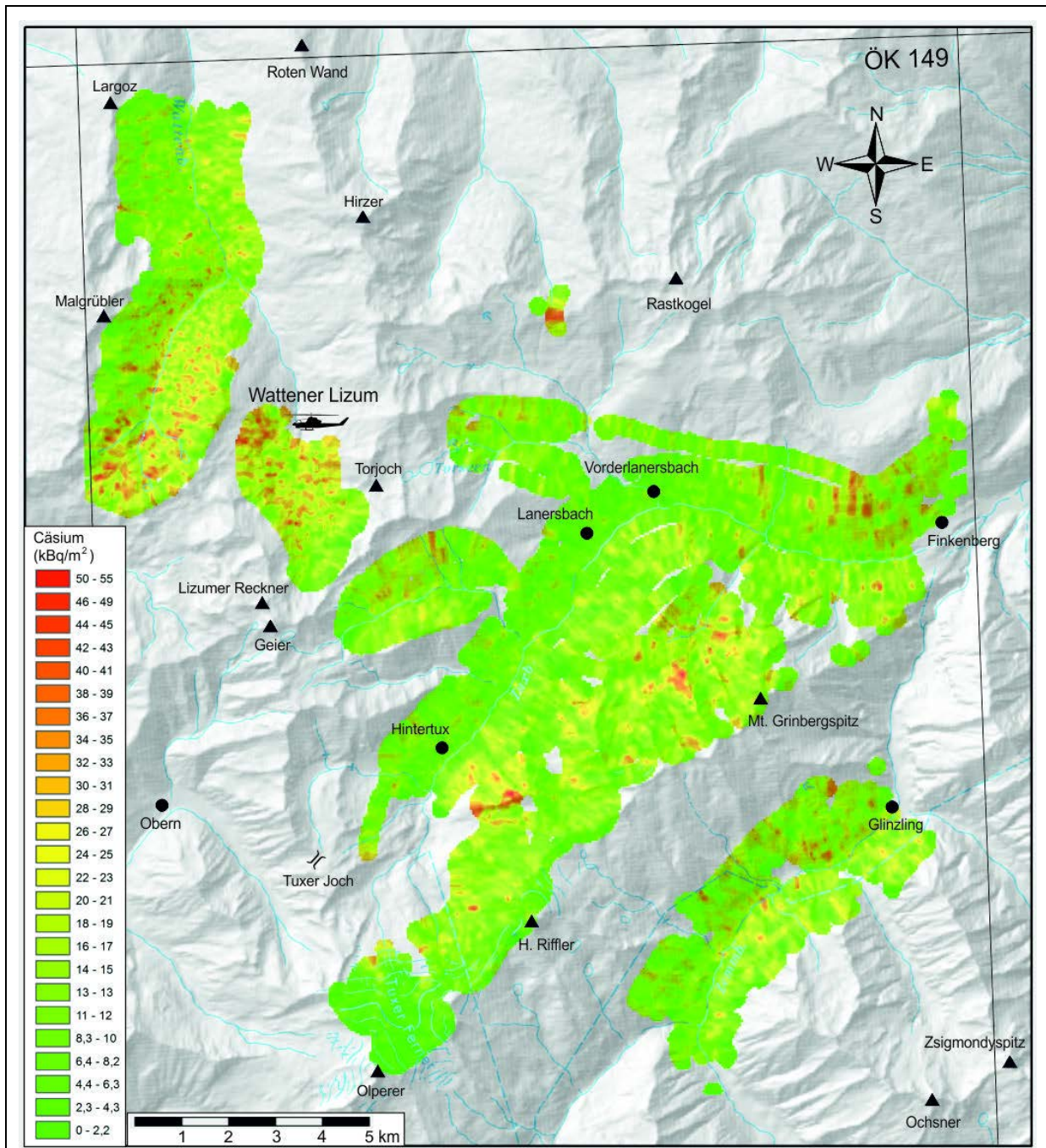


Abb. 9.13: Karte der Verteilung von <sup>137</sup>Cs. Es sind ein grobes Geländere relief (erstellt aus AmapFly), die wichtigsten Gewässer und einige topographische Anhaltspunkte eingetragen. Die eingetragenen geologischen Grenzen entsprechen der Kartenskizze Abb. 9.2.

## 10 Literatur

- AHL, A., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Unveröff. Bericht ÜLG-28/00-01 Teil 1.- 106 S., 116 Abb., 5 Tab., 4 Beil.; Wien. (GBA Archiv Nr. A 13320-R).
- AHL, A., BIEBER, G. (2010): Correction of the attenuation effect of vegetation on airborne gamma-ray spectrometry data using laser altimeter data. – Near Surface Geophysics Vol. 8, No. 4, pp. 271-278.
- AHL, A., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., PIBER, A., SEIBERL, W., ZECHNER, M. & MAURITSCH, H. J. (2007): Regional Distribution of Magnetic Susceptibilities and 3 D Modelling of Aeromagnetic Anomalies in the Central Eastern Alps (Western Tauern Window), Austria.- Austrian J. Earth Sci., 100, 138-151, 18 Abb.; Wien.
- AMT DER TIROLER LANDESREGIERUNG (2012): „DGM Raster aus Airborne Laserscanning Daten Tirol“. Stand 09 Oktober 2013.  
[http://gis.tirol.gv.at/inspire/downloadservice/DigitalesGelaendemodell\\_10Meter\\_ETRS89UTM\\_32N.zip](http://gis.tirol.gv.at/inspire/downloadservice/DigitalesGelaendemodell_10Meter_ETRS89UTM_32N.zip)
- BERKA, R., ECKER, M., HÖRFARTER, CH., HÖRHAN, TH., KATZLBERGER, CH., KORNER, M., LAHODYNSKY, R., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PHILIPPITSCH, R., PIRKL, H., SCHMIDT, R. & SCHUBERT, G. (2012): Natürliche Radionuklide in den Grundwässern Österreichs – Verteilung und geologische Grundlagen.- Unveröff. Zwischenbericht zu Werkvertrag BMLFUW-UW.3.1.4/0123-VII71/2009, 124 S., 30 Abb., 24 Tab., Anh.; Wien.
- BLAUMOSER, N. H. (1992a): Die Transformation von Potentialfelddaten am Beispiel von Magnetfeldanomalien ( $\Delta T$ ) in Österreich.- Leobener H. Angew. Geophys., 4, 180-194, 2 Abb., 2 Tab., 1 Anh.; Leoben.
- BLAUMOSER, N. H. (1992b): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 84, 185-203, 5 Abb., 2 Tab.; Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly.- Geol. Rundschau, 65, 756-767, 4 Fig.; Stuttgart.
- BRANDNER, R., REITER, F. & TÖCHTERLE, A. (2008): Überblick zu den Ergebnissen der geologischen Vorerkundung für den Brenner-Basistunnel.- Geo.Alp, 5, 165-174, 4 Abb.; Innsbruck.
- BUCHA, V., SEIBERL, W. & TRAPP, E. (1978): Zusammenfassende Bearbeitung der geomagnetischen Landesaufnahme von Österreich und der Tschechoslowakei.- Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 27, 183-194, 9 Abb.; Wien.
- BUCHER, B., RYBACH, L. & SCHWARZ, G. (1999): Environmental Mapping: Comparison of ground and airborne gamma spectrometry results under alpine conditions.- [in:] K. Motschka, G. Oberlercher, W. Seiberl & R. Supper: Auswertung aerogeophysikalischer Messungen, Unveröff. Bericht ÜLG-20/98: S. 1-6, 3 Fig.; Wien. (GBA Archiv Nr. A 11369-R)
- BUCHROITHNER, M. F. (1984): Karte der LANDSAT-Bildlineamente von Österreich 1:500.000. Wien (GBA).
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. – Bericht Umweltbundesamt; Wien.
- CĚRMÁK, V. (1989): Crustal heat production and mantle heat flow in Central and Eastern Europe.- Tectonophysics, 159, 195-215.

- CĚRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density.- In: Freemann, R. & Mueller, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse - Atlas of compiled data, 49-57, 4 Fig., Atlas Map 13; Cambridge.
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen.- Jb. Geol. B.-A., **81**, 533-636, 3 Textfig., 15 Taf., 1 geol. Kt.; Wien.
- D'ARNAUD GERKENS, J.C. (1989): Foundation of Exploration Geophysics. - Methods in Geochemistry and Geophysics, 25, 667 S., Amsterdam.
- DE VOS, W., DEMETRIADES, A., MARSINA, K., OTTESEN, R.T., REEDER, S., PIRC, S., SALMINEN, R. & TARVAINEN, T. (2006): Comparison of Elements in All Sample Media, General Comments and Conclusions.- In: DE VOS, W. (Ed.), TARVAINEN, T. (Hrsg.): Geochemical Atlas of Europe. Part 2: Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps, and Related Publications, 45-432, Ill.; Espoo (Geol. Survey Finland).
- DINGELDEY, CH. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters - Hochdruckmetamorphose im Unterostalpin?.- Dissertation Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, V + 308 S., zahlreiche Abb. und Tab.; Wien.
- DINGELDEY, CH., DALLMEYER, R. D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.-J. (1997): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the "Tarntaler Berge" NW of the Tauern Window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps.- Contrib. Mineral. Petrol., **129**, 1-19, 8 Fig., 3 Tab.; Berlin, Heidelberg.
- EISENBUD, M. & GESELL, T. (1997): Environmental Radioactivity from Natural, Industrial and Military Sources. - 639 S., Academic Press; San Diego.
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology. - 589 S., J. Wiley & Sons, New York.
- FINGER, F. & STEYRER, H. P. (1988): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) - Some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes.- Geodynamica Acta, **2**, 75-87, 9 Fig., 1 Tab.; Paris.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., VON QUADT, A., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A. O. & STEYRER, H. P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith.- In: J. F. von Raumer & F. Neubauer: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 375-391, 8 Fig., 2 Tab.; Berlin etc. (Springer).
- FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol).- Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 287-336, 10 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Wien.
- FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner - Gerlospaß).- Mitt. Geol. Ges. Wien, **66-67**, 9-20, 2 Abb.; Wien.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westl. Tuxer Hauptkamm).- Verh. geol. Bundesanst., 1974, 201-221, 5 Abb.; Wien.
- FRISCH, W. (1984): Metamorphic History and Geochemistry of a Low-grade Amphibolite in the Kaserer Formation (Marginal Bündner Schiefer of the Western Tauern Window, the Eastern Alps).- Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **64**, 193-214, 10 Fig., 3 Tab.; Zürich.



- FRISCH, W., VAVRA, G. & WINKLER, M. (1993): Evolution of the Penninic of the Eastern Alps.- In: J.F. von Raumer & F. Neubauer: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 349-360, 2 Fig., 1 Tab.; Berlin etc. (Springer).
- GILD, C. & HASTIK, R. (2008): Bodenkartierung im hinteren Wattental. Praktikumsbericht, BFW, Institut für Naturgefahren, Innsbruck, unveröffentlicht.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation.- *Geol. Carpathica*, **44**, 135-142, 4 Fig., 3 Tab., 1 Plate; Bratislava.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich.- In: Geoatlas Österreich (Hrsg. Th. Hofmann & H. P. Schönlaub), 66-67, 2 Abb.; Wien (Böhlau).
- GRASTY, R. L., CARSON, J. M., CHARBONNEAU, B. W. & HOLMAN, P. B. (1984): Natural Background Radiation in Canada. - Geological Survey of Canada, Bulletin 360.
- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland.- Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., 6 Tab., 8 Kt., 1 Anh. mit Tabellen; München.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages.- *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 197-216, 13 Fig., 2 Tab.; Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht).- Unveröff. Bericht Institut f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien, 32 S., 5 Abb., 1 Beil., 1 Anh.; Wien.
- HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit.- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 1-40, 11 Abb., 13 Taf.; Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the lower Austroalpine Innsbruck quartzphyllite.- In: Schneider, H.J. (Edt): Mineral deposits of the Alps.- Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, p. 51-59.
- HAENEL, R. (1976): Geothermische Untersuchungen im Bereich der Geotraverse München/Salzburg - Verona/ Trieste.- *Geologische Rundschau*, **65**, 710-715, 2 Abb.; Stuttgart.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window.- *Tectonophysics*, **163**, 25-33, 6 Abb.; Amsterdam.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window.- *Mém. Soc. géol. France*, **156**, 123-128, 4 Fig.; Paris.
- HEINZ, H., PESTAL, G., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1988): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Tirol: Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Tirol.- Unveröff. Bericht Bund / Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-011/85, 16 Bl., 3 Abb., 4 Beil.; Wien.
- HÖCK, V. (1968): Ein Beitrag zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). - Diss. Univ. Wien: 209 S.; Wien.
- HÖCK, V. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol) .- *Jb. Geol. B.-A.*, **112** (1969), 153-195, 8 Abb., 3 Taf., Wien.
- HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Mesozoic Ophiolitic Sequences and Non - Ophiolitic Metabasites in the Hohen Tauern.- In: H. W. Flügel & P. Faupl (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 16-33, 7 Fig., 4 Tab.; Wien (Deuticke).

- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1967): Genese und Alter der Scheelit- Magnesit-Lagerstätte Tux. – Bayer. Akad. Wiss., Sitz.-Ber. math.-natw. Kl., 1–11, München.
- HÖRFARTER, CH. (2010): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen in Volders, der Wattener Lizum und Umgebung auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2229 Fulpmes.- Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 151, S. 161 – 163, Geol. B.-A., Wien 2011
- HÖRFARTER, CH. (2010): Manuskriptkarte der geologische Aufnahme in Volders, der Wattener Lizum und Umgebung auf Blatt 2223 Innsbruck und Blatt 2229 Fulpmes.- Geol. B.-A., Wien.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA) (1979): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. - Techn. Rep. Series No. 186; Wien.
- JAKITS, R. (1991): Geologische Untersuchungen am Neukirchner Sonnberg (Unter-/Mittelostalpin, Salzburg).- Diplomarbeit Univ. Salzburg, 51 S, 8 Abb., 1 Beil.; Salzburg.
- KEMSKI, J., KLINGEL, R. & SIEHL, A. (1996): Die terrestrische Strahlung durch natürliche radioaktive Elemente in Gesteinen und Böden. - In: Siehl, A. (Hrsg.): Umweltradioaktivität, 69-96, Ernst & Sohn, Berlin.
- 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.
- KNEIDL, V. (1971): Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). - Diss. Univ. Erlangen: 75 S.; Erlangen.
- KOLLER, F., DINGELDEY, CH. & HÖCK, V. (1996): Hochdruckmetamorphose im Recknerkomplex/Tarntaler Berge (Unterostalpin) und Idalm-Ophiolit/Unterengadiner Fenster: Exkursion F.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 141, 305-330, 13 Abb., 4 Tab.; Wien.
- KOVACS, A., HOLLADAY, J. S. & BERGERON, C. J. (1995): The footprint/altitude ratio for helicopter electromagnetic sounding of sea-ice thickness: Comparison of theoretical and field estimates. - Geophysics, Vol. 60, No. 2.
- KREUSS, O. (2006): Geofast – Provisorische geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 -149 Lanersbach: Stand 2005 (Wien, 2006).
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster.- Jb. Geol. B.-A., 129, 51-67, 13 Abb.; Wien.
- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps).- Geol. Rundschau, 77, 143-156, 13 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol).- Geol. Rundschau, 65, 436-459, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- LAMMERER, B. & WEGER, M. (1998): Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe.- Tectonophysics, 285, 213-230, 13 Fig.; Amsterdam.
- LAMMERER, B., SCHMIDT, K. & STADLER, R. (1981): Zur Stratigraphie und Genese der Penninischen Gesteine des südwestlichen Tauernfensters.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1981, 678-696, 8 Abb.; Stuttgart.
- LAMMERER, B., GERBRANDE, H., LÜSCHEN, E. & VESELÁ, P. (2008): A crustal-scale cross-section through the Tauern Window (Eastern Alps) from geophysical and geological data.- Geological Society London Special Publication, 298, 219-229, 9 Fig.; London.

- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze).- Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal, 58, V + 147 S., 71 Abb., 16 Tab., 3 Anh.; Clausthal-Zellerfeld.
- LEDOUX, H. (1982): Die Geologie des inneren Tuxertales (Tirol, Österreich).- naturwiss.Diss Univ. Münster, V + 225 Bl., 64 Abb., 8 Anl.; Münster.
- LEDOUX, H. (1984): Paläogeographische und tektonische Entwicklung im Penninikum des Tauern-Nordwestrandes im oberen Tuxer Tal.- Jb. Geol. B.-A., 126, 359-368, 8 Abb.; Wien.
- MARKART, G., RÖMER, A., BIEBER, G., PIRKL, H., KLEBINDER, K., HÖRFARTER, C., AHL, A., ITA, A., JOCHUM, B., KOHL, B., MEIBL, G., MOTSCHKA, K., OTTOWITZ, D., SCHATTAUER, I., SOTIER, B., STRASSER, M., SUNTINGER, K. & WINKLER, E. (2013): Abschätzung der Bandbreiten von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten: Endbericht 3. Projektjahr - Österreichische Akademie der Wissenschaften (ÖAW), Kommission für Hydrologie, 164 S., 106 Abb., 27 Tab., Wien
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraint from geochemistry.- Lithos, 65, 69-112, 15 Fig., 3 Tab.; Amsterdam.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik.- Freiburger Forschungshefte C 352, 314 S., 180 Abb., 29 Tab., 1 Faltblatt; Leipzig.
- MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F. (1984): Der Nordwestrand des Tauernfensters - stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen.- Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 135, 627-644, 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- MORTEANI, G. (1971): Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillupptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol).- Verh. Geol. B.-A., 1971, 287-314, 8 Abb.; Wien.
- MOSER, M., PAVLIK, W. & BAYER, I. (2005): Geofast - Provisorische geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 ÖK150 Mayrhofen: Stand 2005; Wien.
- MOSTLER, H., HEISSEL G. & GASSER, G. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte.- Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. Wien, 1, p. 77-83.
- NEUBAUER, F. & SASSI, F. P., (1993): The Austro-Alpine Quartzphyllites and Related Palaeozoic Formations.- In: J.F. von Raumer & F. Neubauer: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 423-439, 7 Fig., 3 Tab.; Berlin etc. (Springer).
- OEHLKE, M., WEGER, M. & LAMMERER, B. (1993): The „Hochfeiler Duplex,, - Imbrication Tectonics in the SW Tauern Window.- Abh. Geol. B.-A., 49, 107-124, 17 Fig., 1 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.
- PEARCE, J. A. HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks.- Journal of Petrology, 25, 956-983, 8 Fig., 4 Tab.; Oxford.
- PITCHER, W. (1982): Granite Type and Tectonic Environment.- In: Hsü, K. (ed.): Mountain building processes, 19-40, 7 Fig., 1 Tab.; London (Academic Press).
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen - Tirol - Vorarlberg; Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes.- Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung : Unveröff. Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A - Aeromagnetik Alpen, 27 S., 5 Anl.; Hannover.



- REICH, H. (1949): Geophysikalische Probleme im bayrisch-schwäbischem Donau-Raum.- Erdöl und Kohle, H. 3, (zitiert nach GRAENGER, 1954).
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den Nördlichen Kalkalpen.- Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 82 S., Anh, zahlr. Abb. und Tab.; Leoben.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1990): Biostratigraphischer Nachweis von Unterordovizium in der Innsbrucker Quarzphyllitserie (Ostalpen).- Jb. Geol. B.-A., 133, 603-610, 1 Abb., 2 Taf.; Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. & NOWOTNY, A. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, ÖK 148 Brenner: Geol. B.-A. (Hrsg.); Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003): Das westliche Tauernfenster.- In: M. Rockenschaub (Red.): "Brenner": Arbeitstagung der GBA 2003, Trins im Gschnitztal: (Geologische Kartenblätter 148 Brenner, 175 Sterzing), 7-38, 17 Abb., 3 Tab.; Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin.- In: M. Rockenschaub (Red.): "Brenner": Arbeitstagung der GBA 2003, Trins im Gschnitztal: (Geologische Kartenblätter 148 Brenner, 175 Sterzing), 41-58, 5 Abb., 1 Tab.; Wien.
- RYBACH, L. (1988): Determination of Heat Production Rate. - In: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L. (Eds.): Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. - 125-142, Kluwer Akad. Publ., Dordrecht.
- SACHSENHOFER, R. F. (2001), Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps, Geologische Rundschau, 90, 579 - 592, 5 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- SALMINEN, R. [ED.], BATISTA, M.J., BIDOVEC, M., DEMETRIADES, A., DE VIVO, B., DE VOS, W., DURIS, M., GILUCIS, A., GREGORAUSKIENE, V., HALAMIC, J., HEITZMANN, P., LIMA, A., JORDAN, G., KLAVER, G., KLEIN, P., LIS, J., LOCUTURA, J., MARSINA, K., MAZREKU, A., O'CONNOR, P.J., OLSSON, S.A., OTTESEN, R.T., PETERSELL, V., PLANT, J.A., REEDER, S., SALPETEUR, I., SANDSTROM, H., SIEWERS, U., STEENFELT, A. & TARVAINEN, T. (2005): Geochemical Atlas of Europe: Part 1: Background Information, Methodology and Maps. 525 S., Ill.; Espoo (Geol. Survey Finland).
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R., (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen.- Eclogae geol. Helv., 97, 93-117, 3 Abb., 1 Taf.; Basel.
- SCHMID, S. M., SCHARF, A., HARDY, M. R. & ROSENBERG, C. L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross sections and a tectonometamorphic synthesis.- Swiss J. Geosci., 106, 1-32, 6 Fig., 1 Tab.; Basel.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen.- 405 S., 194 Abb., 70 Tab.; Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHUH, M. (2008): Bericht zu den geomorphologischen Aufnahmen im Hinteren Wattental. Projektbericht im Auftrag des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft (BFW), Innsbruck, unveröffentlicht, 25 p + Kartenbeilagen.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000,000 (Isanomalien der Totalintensität).- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation.- In: Kröll, A., Gnojek, I., Heinz, H., Jiříček, R. Meurers, B., Seiberl, W., Steinhauser, P., Wessely, G. & Zych, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, S. 4-7; Wien.

- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps.- *Tectonics*, **4**, 687-704; Washington.
- SOFFEL, H. C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus, XI + 276 S., 219 Abb.; Berlin u. A.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): *The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks.* - 312 S., Blackwell, Oxford.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989 a): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000. Böhmisches Massiv und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente <0.18mm).- 36 Blatt; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989 b): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000. Böhmisches Massiv und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente <0.18mm), Textteil. 142 S., 47 Abb., 5 Tab., 6 Taf. (Beil.); Wien (Geologische Bundesanstalt).
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern: Zwischenbericht und Diskussion über Arbeiten auf Blatt Lanersbach, Tirol.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 230-244, 1 Abb.; Wien.
- THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **117**, 55-74, 2 Abb., 2 Taf.; Wien.
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol).- *Geologische Rundschau*, **65**, 410-421, 2 Abb.; Stuttgart.
- TÖCHTERLE, A. (2011): Aspects of the geological Evolution of the northwestern Tauern Window: Insights from the geological Investigations for the planned Brenner Base Tunnel.- Dissertation Univ. Innsbruck (2011), 102 S., 30 Fig., 3 App.; Innsbruck.
- TUREKIAN, K.K. (1972): *Chemistry of the Earth. (Physical Science and Technology Series.)* - 131 S., Holt, Rinehart & Winston, New York.
- VAN SCHMUS, W.R. (1995): Natural Radioactivity of the Crust and Mantle. - In: AHRENS, T. J.: *Global earth physics: a handbook of physical constants*, 283-291, Washington DC.
- VESELÁ, P., LAMMERER, B., WETZEL, A., SÖLLNER, F. & GERDES, A. (2008): Post-Variscan to Early Alpine sedimentary basins in the Tauern Window (eastern Alps).- In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B. & Froitzheim, N. (eds) *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. Geological Society London Special Publication*, **298**, 83-100, 9 Fig., 1 Tab.; London.
- VESELÁ, P., SÖLLNER, F., FINGER, F. & GERDES, A. (2011): Magmato-sedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zircon dating and geochemistry.- *Int. J. Earth Sci.*, **100**, 993-1027, 14 Fig., 8 Tab.; Stuttgart.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1976): Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol).- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* **23**, 1-22, 10 Abb., 3 Tab.; Wien.
- WEDEPOHL, K.H. (1974): *Handbook of Geochemistry*, Vol. II-5 Bd., Springer Verlag, Heidelberg.
- WEDEPOHL, K. H., (1981): Der primäre Erdmantel (Mp) und die durch Krustenbildung verarmte Mantelzusammensetzung (Md).- *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih. 1, 203-205, Stuttgart.
- WONIK, T., GALDÉANO, A., HAHN, A. & MOGUE, P. (1992): Magnetic anomalies.- In: Freeman, R. & Mueller, S. (Hrg.): *A continent revealed. The European Geotraverse - Atlas of compiled data*, 31-34, 1 Fig., Atlas Map 10; Cambridge.

## ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter

Abbildung A1: Dosisleistung	140
Abbildung A2: Kalium	141
Abbildung A3: Uran	142
Abbildung A4: Thorium	143
Abbildung A5: Ternäre Darstellung Radiometrie	144
Abbildung A6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 2 Meter Tiefe	145
Abbildung A7: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 6 Meter Tiefe	146
Abbildung A8: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe	147
Abbildung A9: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 20 Meter Tiefe	148
Abbildung A10: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 40 Meter Tiefe	149
Abbildung A11: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 60 Meter Tiefe	150
Abbildung A12: Isanomalien der magnetischen Totalintensität in Bezug zur Topographie des Befliegungshorizontes	151
Abbildung A13: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 4000 Meter und polreduziert	152



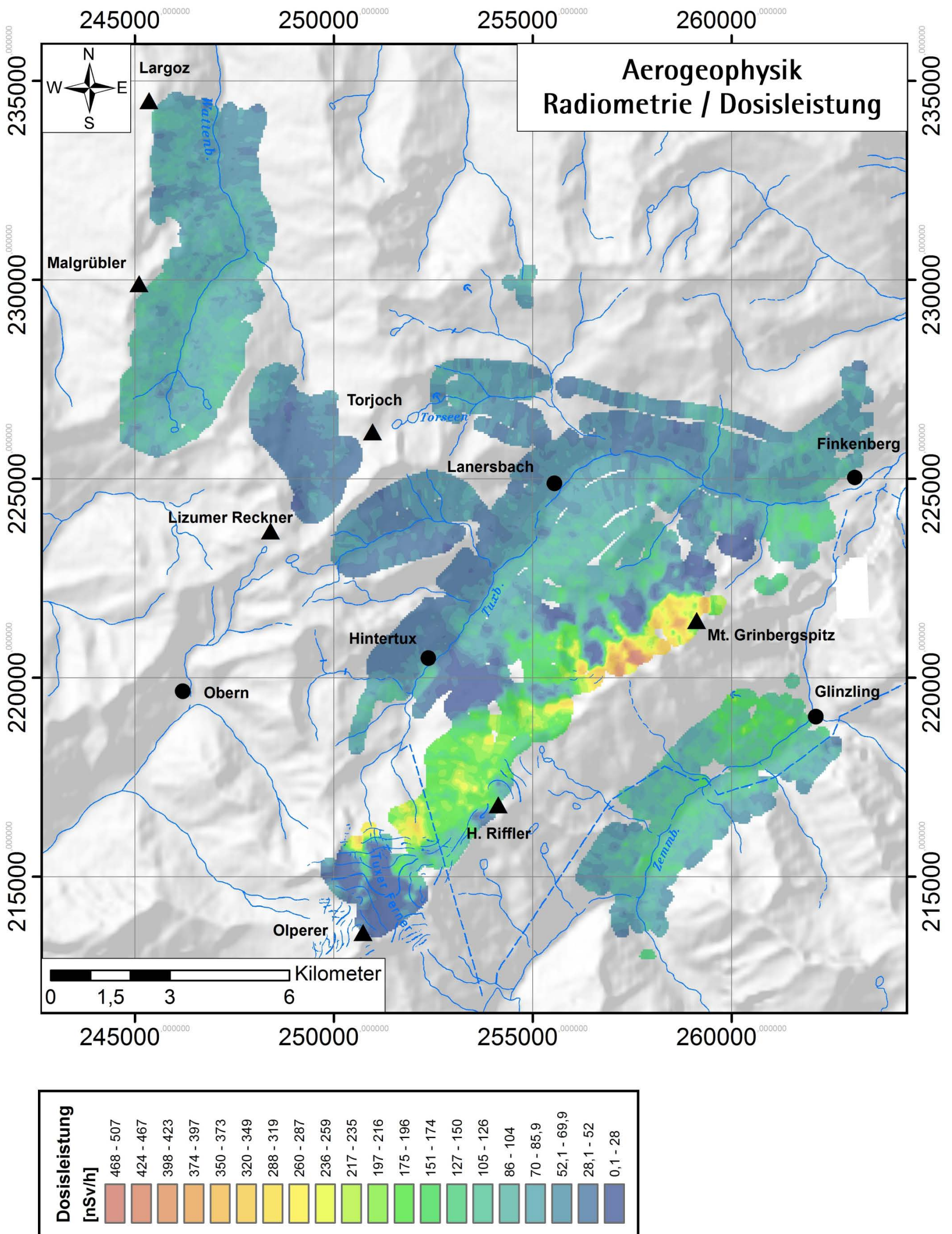


Abbildung A1: Dosisleistung



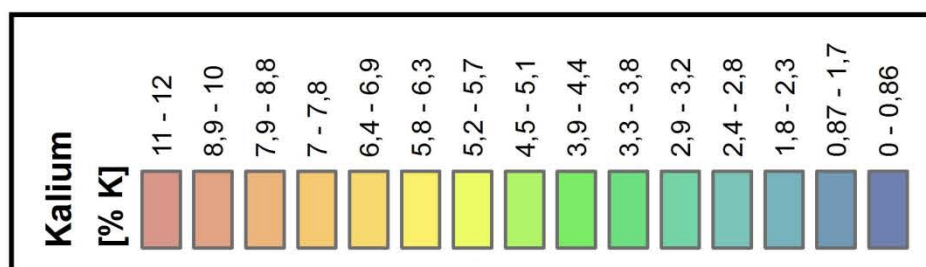
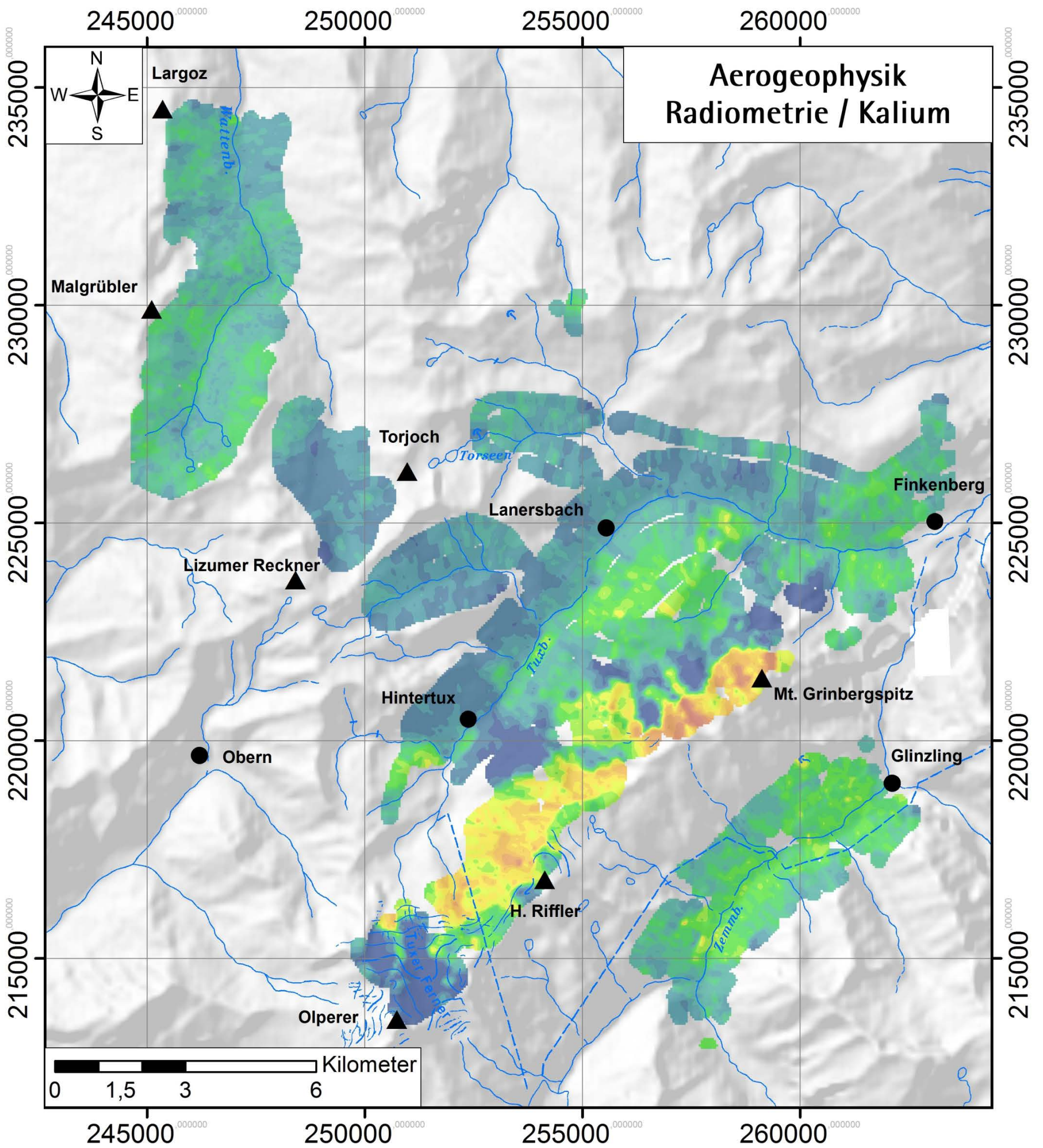


Abbildung A2: Kalium



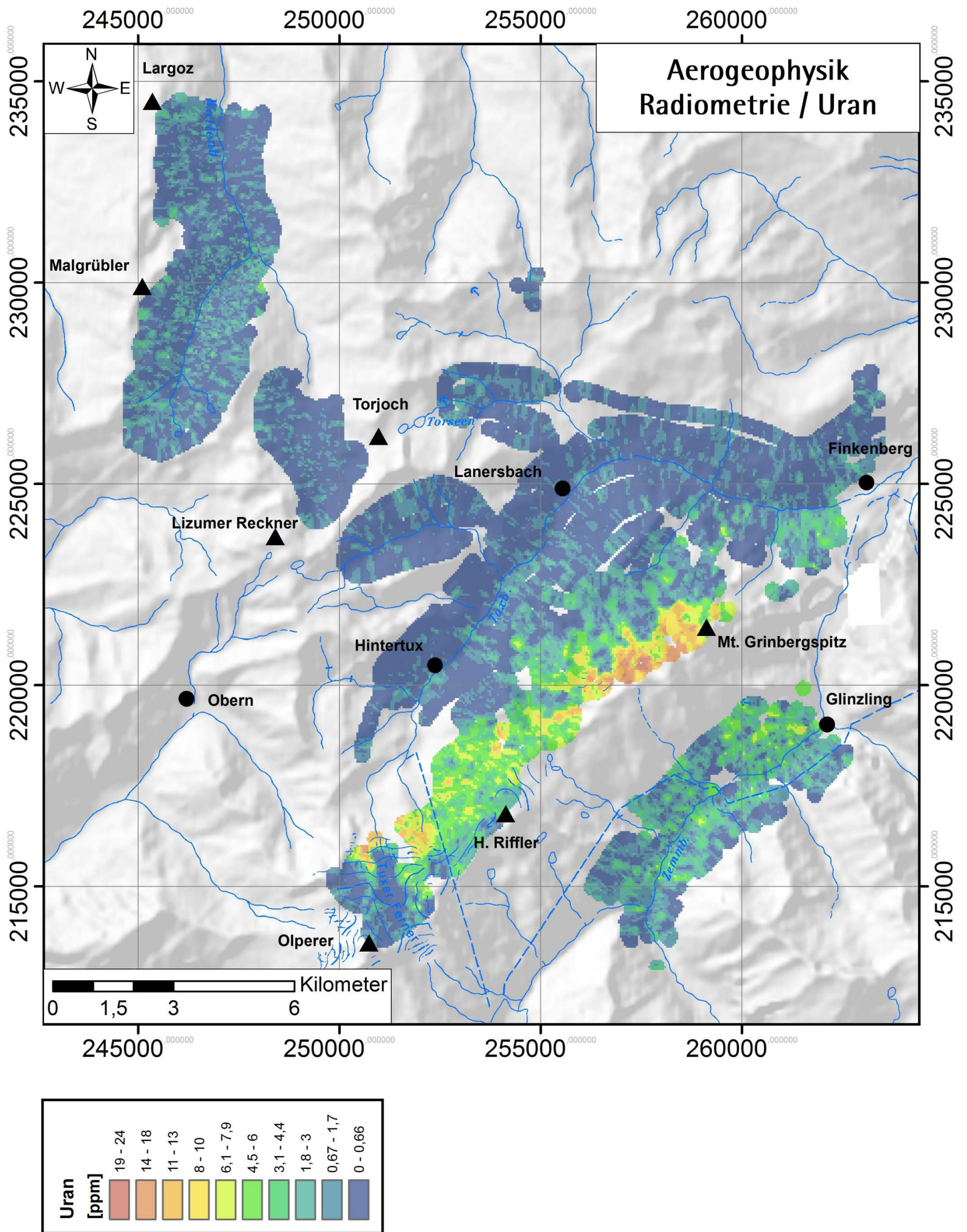


Abbildung A3: Uran



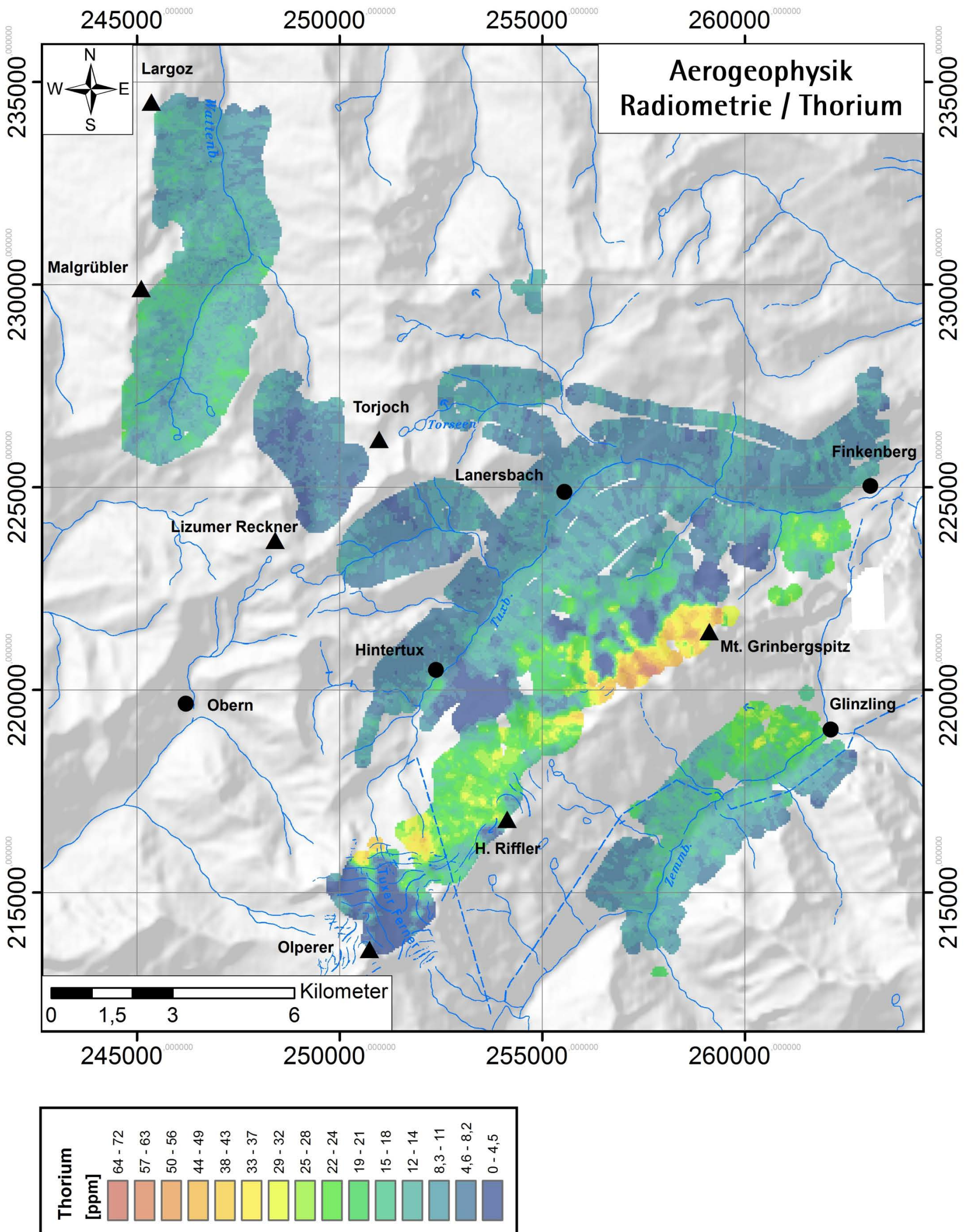


Abbildung A4: Thorium



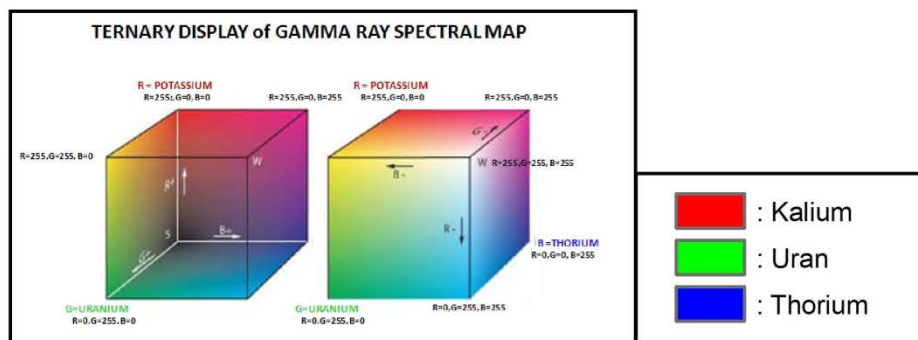
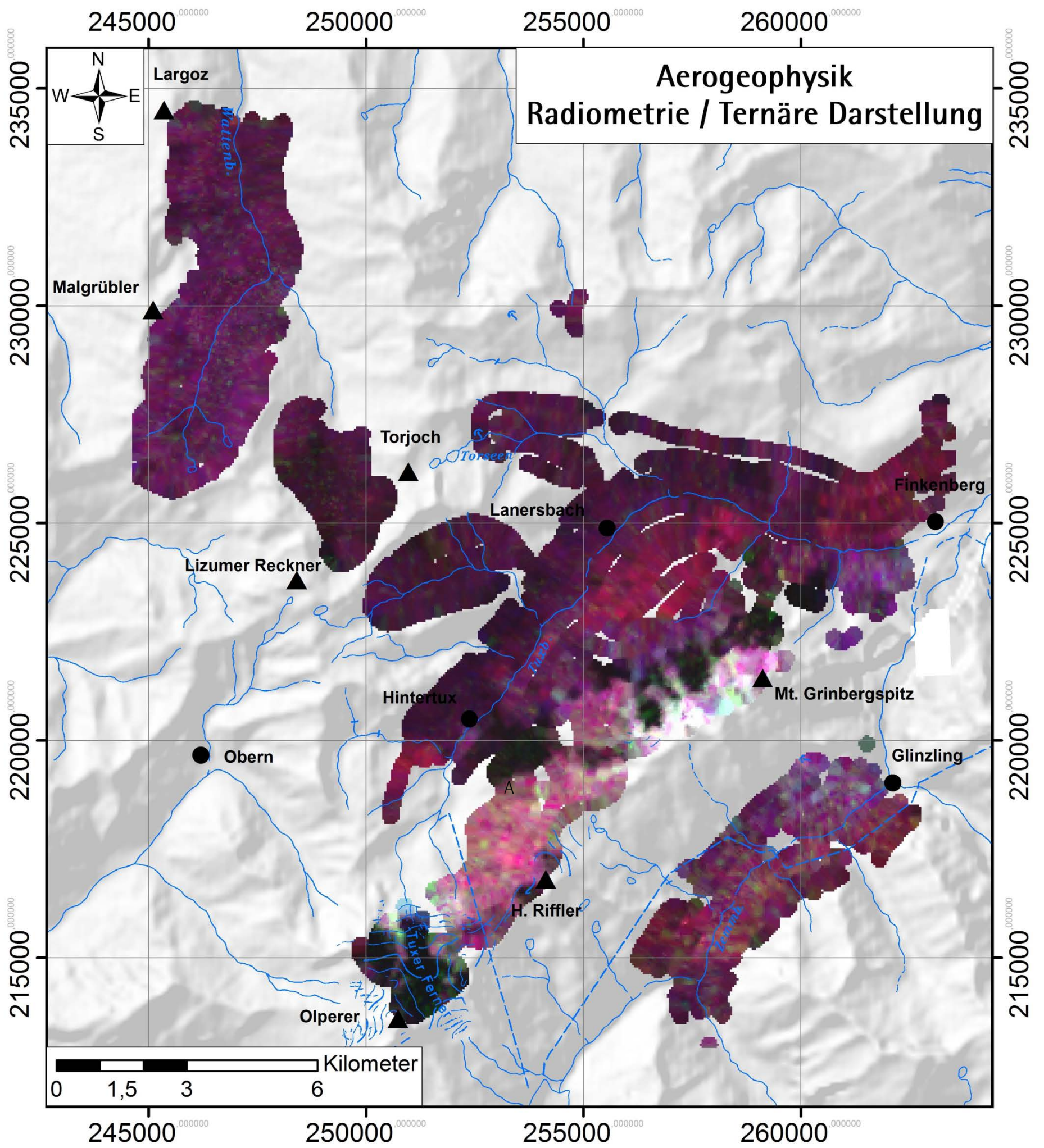
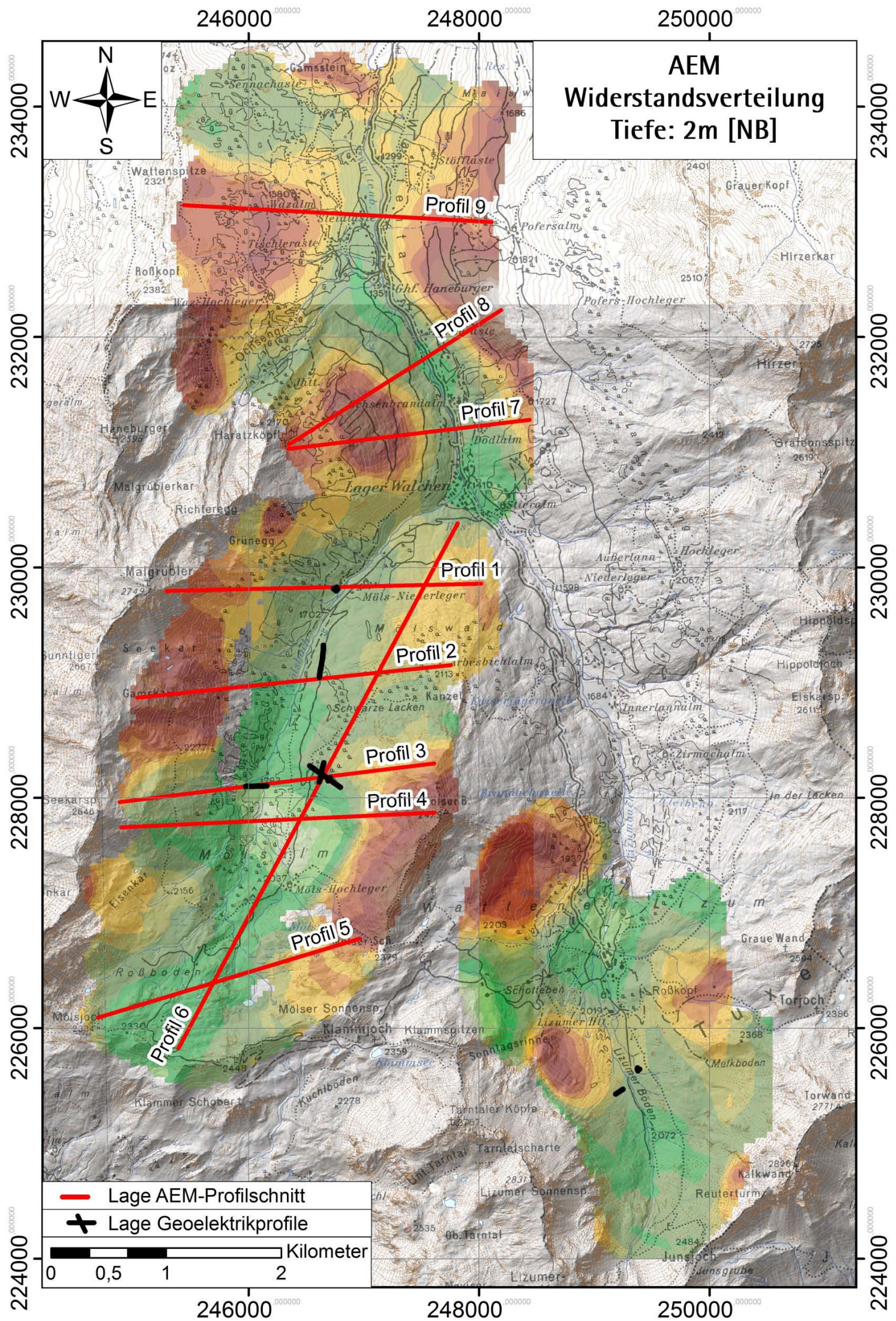


Abbildung A5: Ternäre Darstellung Radiometrie





Spec. El. Resistivity [ $\Omega\text{m}$ ]

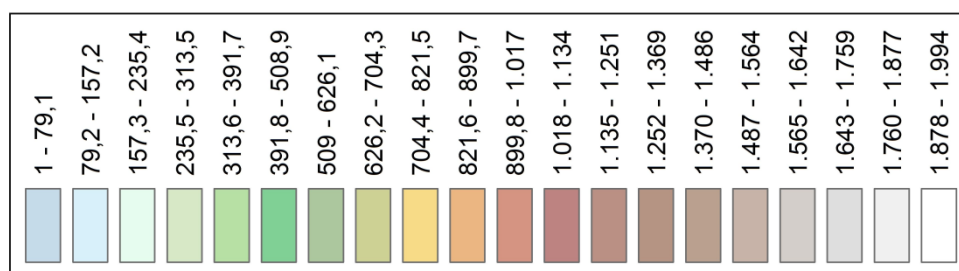
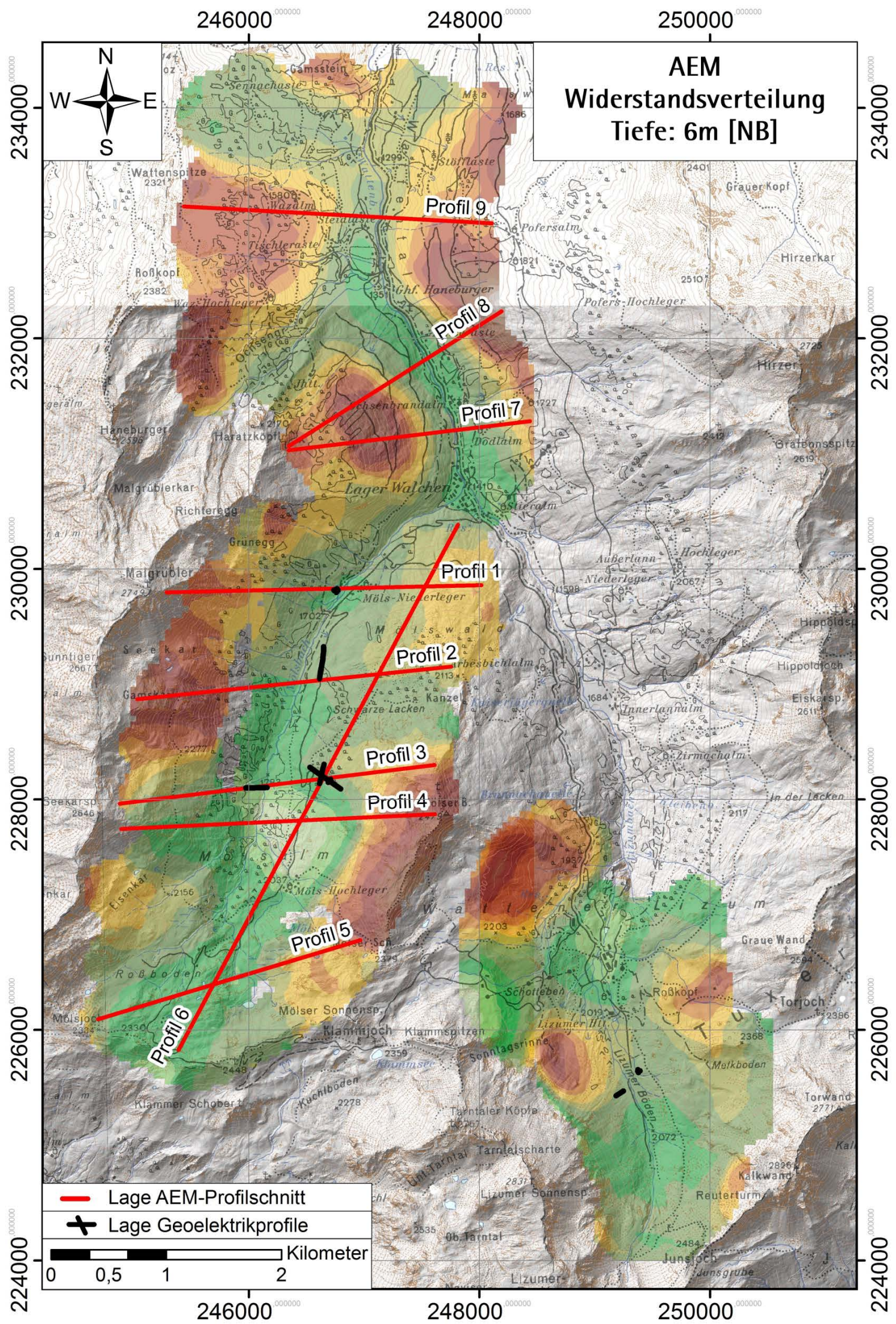


Abbildung A6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 2 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (schwarz) und Profilschnitte aus der AEM (rot)





Spec. El. Resistivity [ $\Omega$ m]

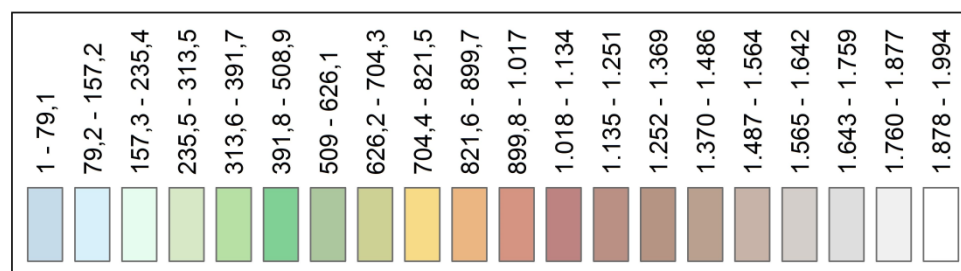
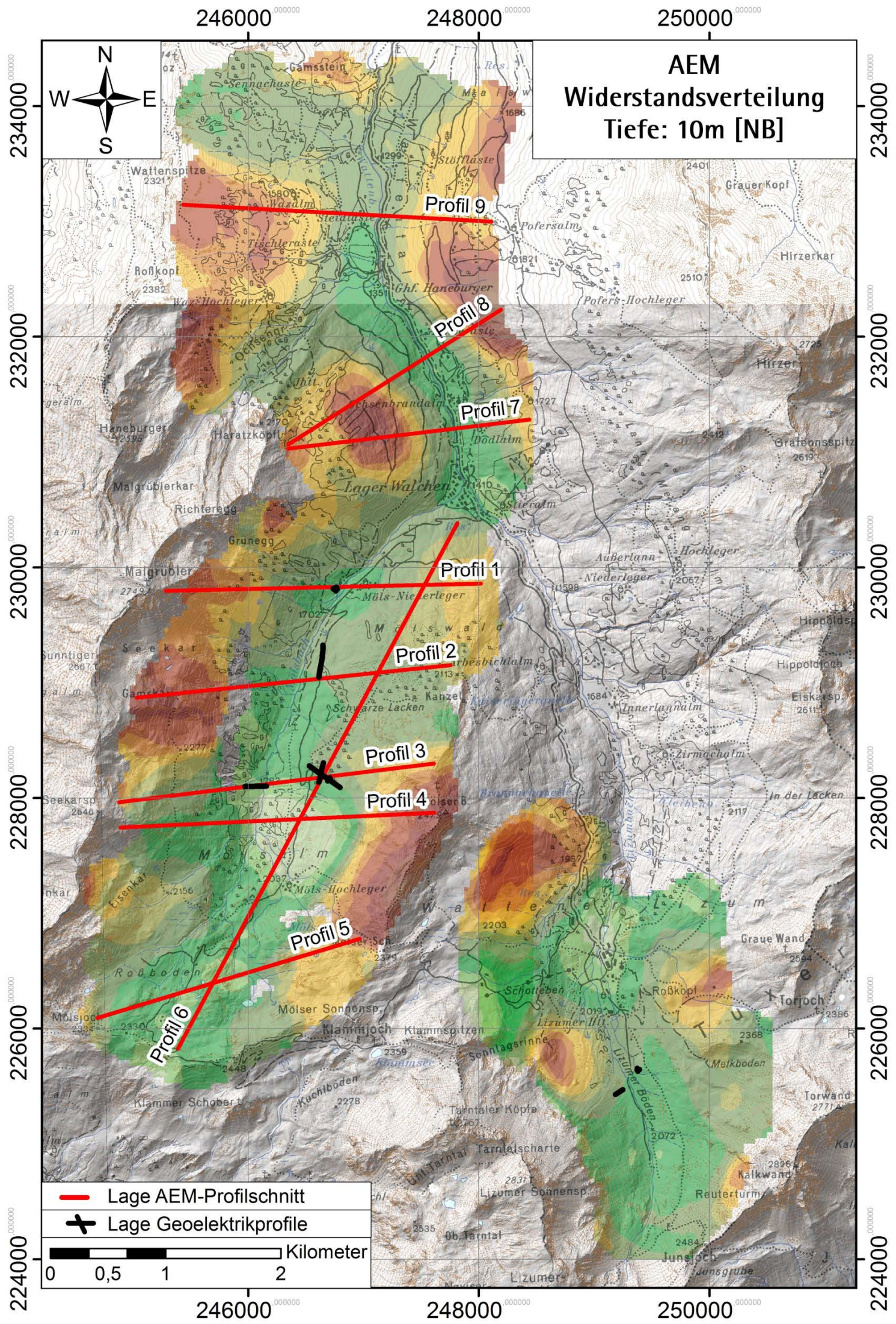


Abbildung A7: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 6 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (schwarz) und Profilschnitte aus der AEM (rot)





Spec. El. Resistivity [ $\Omega m$ ]

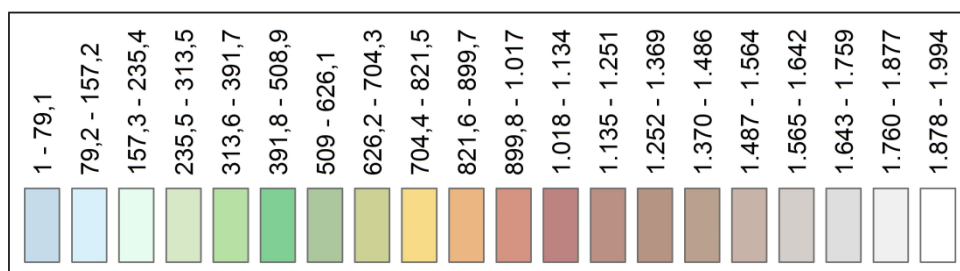
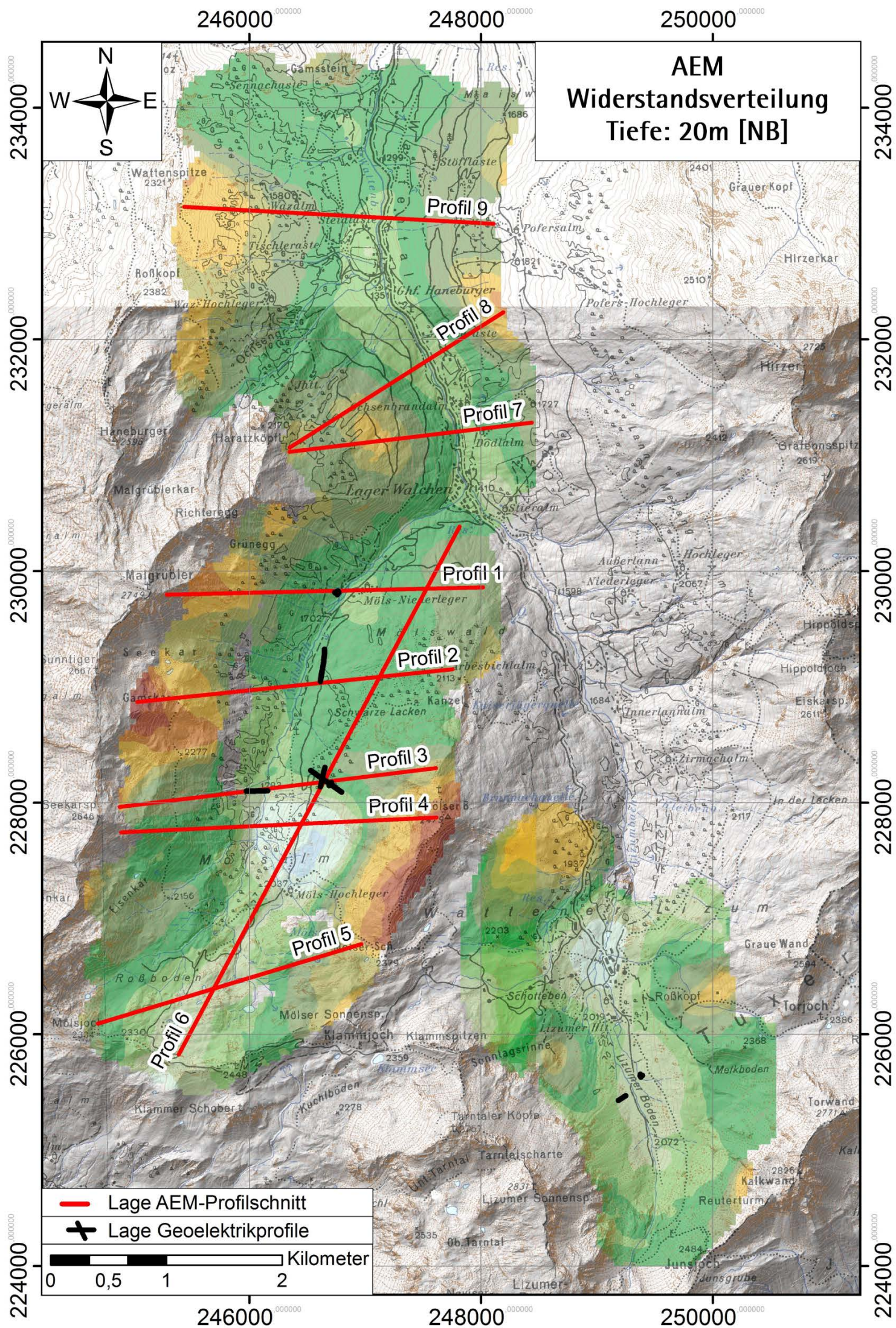


Abbildung A8: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (schwarz) und Profilschnitte aus der AEM (rot)





Spec. El. Resistivity [ $\Omega m$ ]

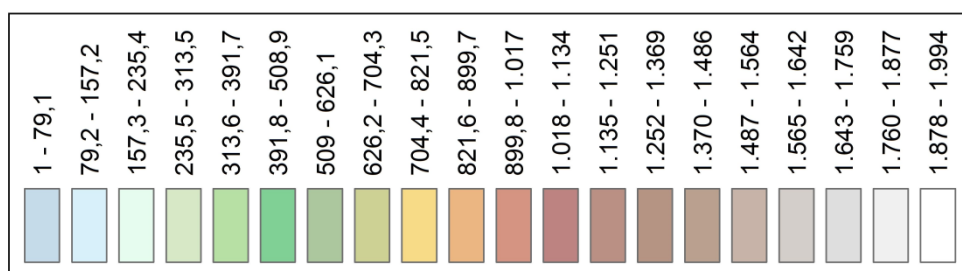
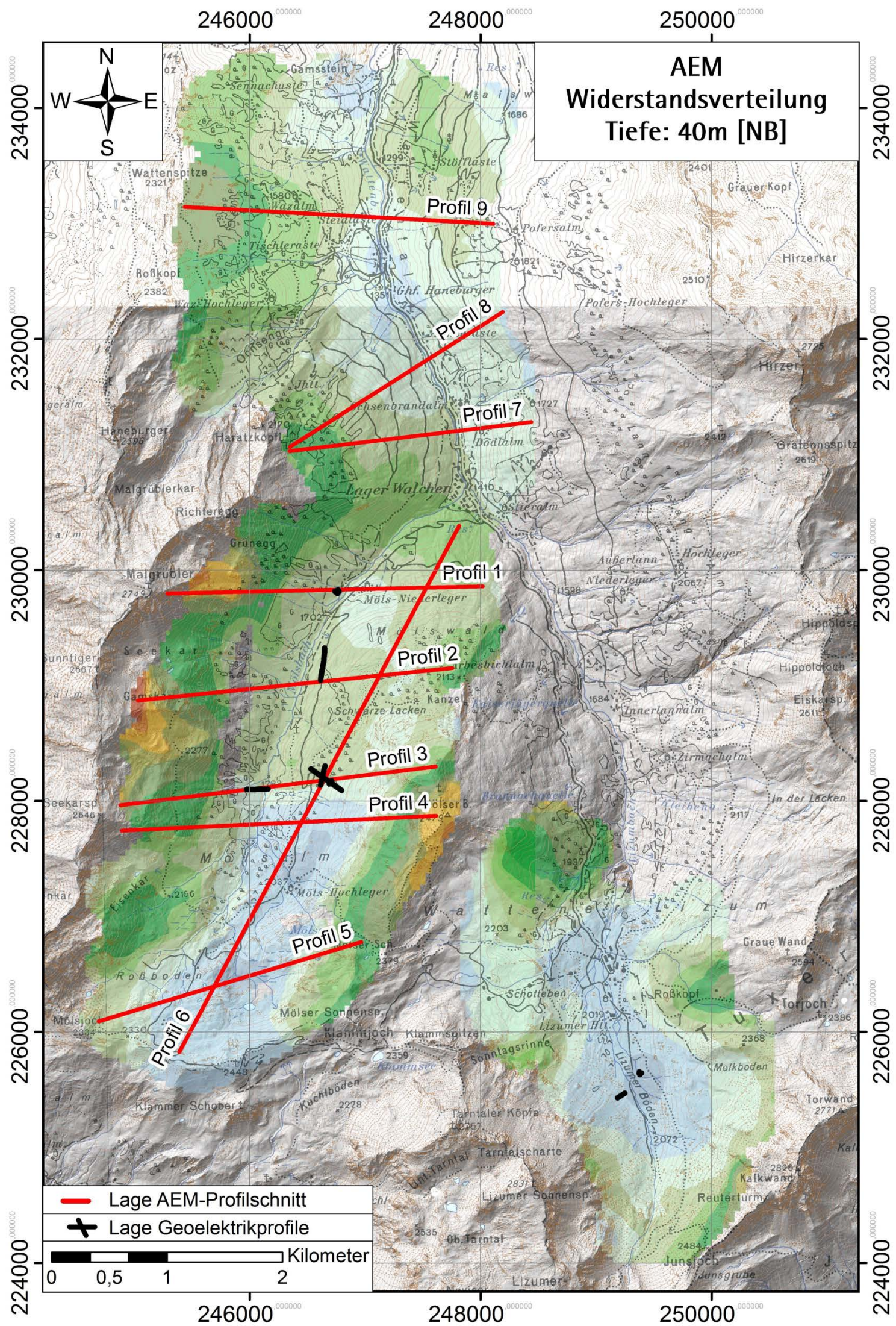


Abbildung A9: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 20 Meter Tiefe mit Lage der Goelektrikprofile (schwarz) und Profilschnitte aus der AEM (rot)





Spec. El. Resistivity [ $\Omega$ m]

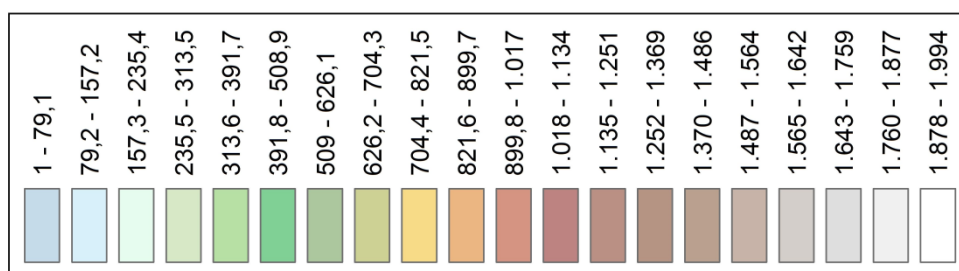
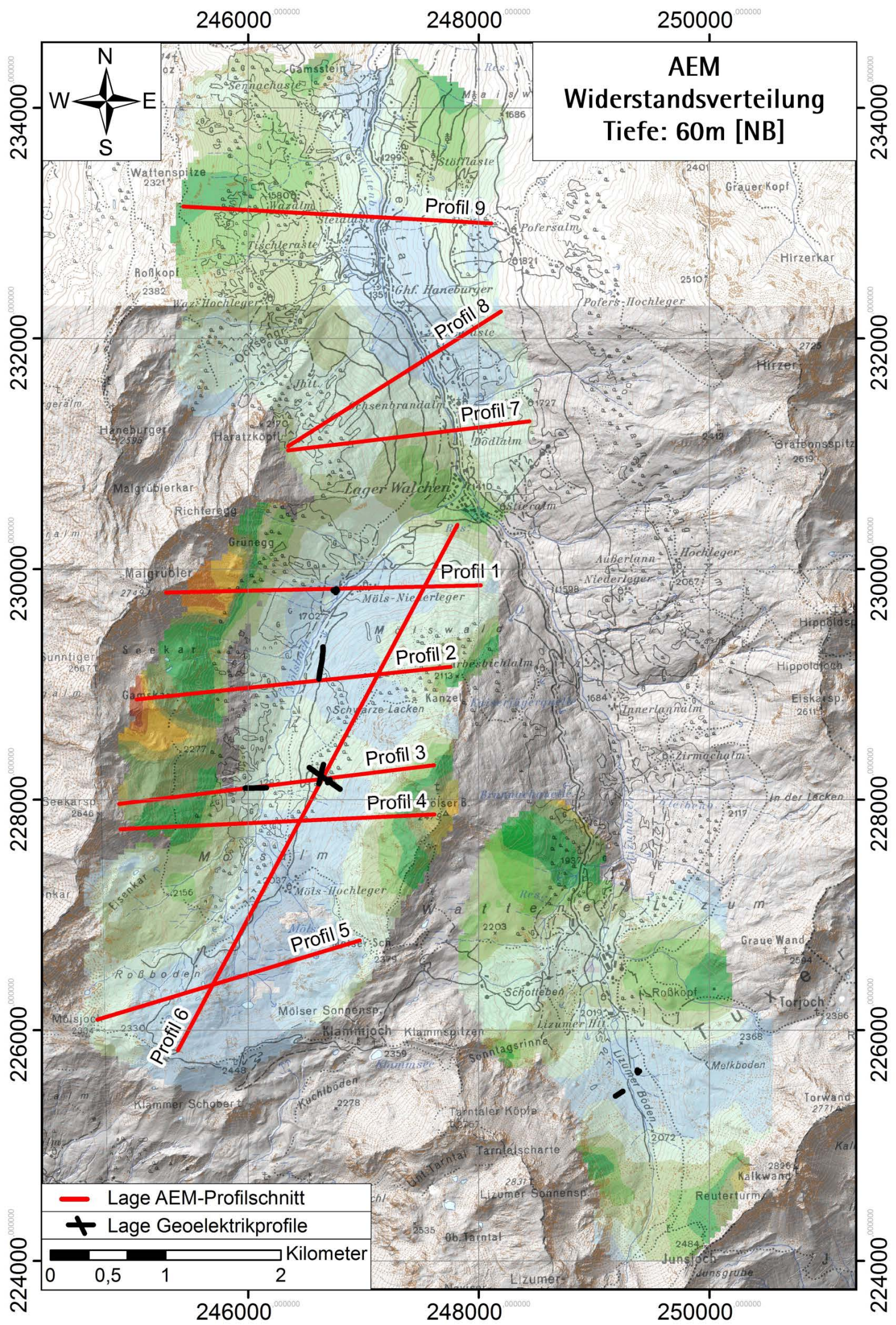


Abbildung A10: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 40 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (schwarz) und Profilschnitte aus der AEM (rot)





Spec. El. Resistivity [ $\Omega\text{m}$ ]

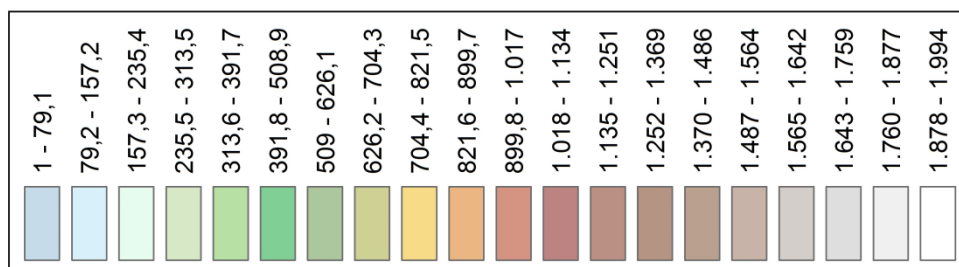


Abbildung A11: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 60 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (schwarz) und Profilschnitte aus der AEM (rot)



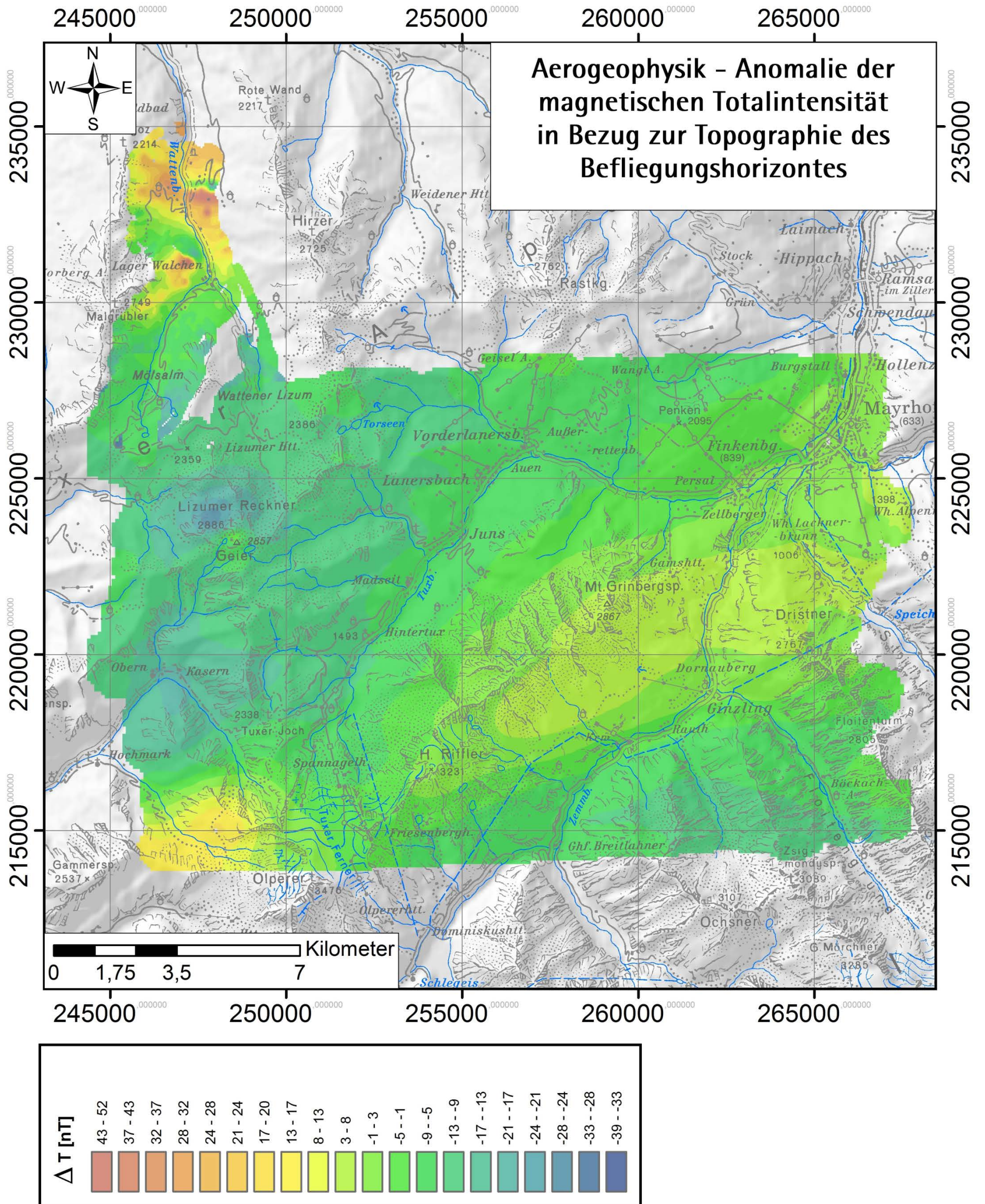


Abbildung A12: Isanomalien der magnetischen Totalintensität in Bezug zur Topographie des Befliegungshorizontes (Abb.: 7.6.b und 7.7.b)



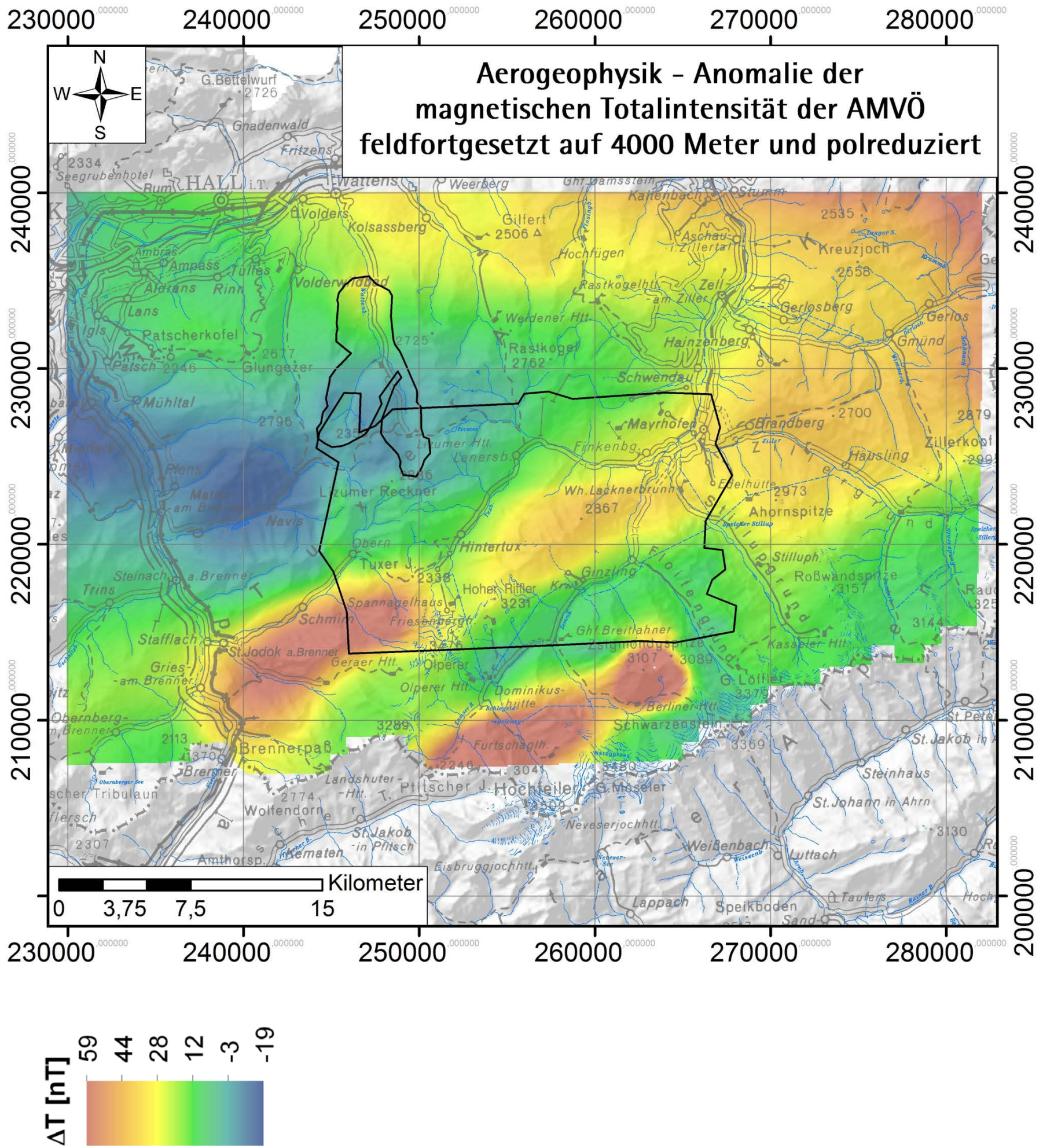


Abbildung A13: Isanomalen der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 4000 Meter und polreduziert



