



Projekt ÜLG20/2012C & 2013C
Projekt ÜLG28/2014B & 2015B

AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG

im Bereich Wörgl (T)

von

P. SLAPANSKY, K. MOTSCHKA, G. BIEBER, A. AHL, E. WINKLER,
I. SCHATTAUER, E. PAPP

221 S., 111 Abb., 30 Tab.

Wien, April 2017

PROJEKTLEITUNG:

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

MITARBEITER:

M. HEIDOVITSCH

TECHNIKER

Allen Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!

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

	ÜLG-20	ÜLG-28	ÜLG-35
2012A	BAD LEONFELDEN	BAD LEONFELDEN	JAHRESBERICHT
2012B	WEYER	WATTENER LIZUM	WATTENER LIZUM
2012C	WÖRGL		WEYER
2013A	BAD LEONFELDEN	BAD LEONFELDEN	JAHRESBERICHT
2013C	WÖRGL		WEYER
2013D	WEYER		
2014A	SEEWINKEL	SEEWINKEL	SEEWINKEL
2014B	GMÜND	WÖRGL	WEYER
2014C		WEYER	JAHRESBERICHT
2015A	SEEWINKEL	SEEWINKEL	SEEWINKEL
2015B	GMÜND	WÖRGL	JAHRESBERICHT

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

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts	4
2 Verwendete Messmethoden und allg. Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen	5
3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung	7
3.1 Messausrüstung	7
3.2 Fluglinien	9
3.3 Durchführung der Messungen	9
3.4 Personal	10
4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung	11
4.1 Aufgaben der ADV	11
4.2 Datenkontrolle	11
4.3 Flugwegdaten	12
4.4 Elektromagnetische Widerstandkartierungen	12
4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT).....	13
4.6 Radiometrische Kartierungen	14
4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung.....	14
4.6.2 Korrekturen der Messdaten	15
4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten.....	19
5 Methodenentwicklungen des aerogeophysikalischen Processings	21
5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen	21
5.2 Probleme der exakten Höhenbestimmung.....	23
6 Geologie des Messgebietes	25
6.1 Geologischer Überblick.....	25
6.2 Gesteinsbeschreibung	36
7 Magnetik.....	47
7.1 Karten der Isanomalien der magnetischen Totalintensität.....	47
7.2 Magnetische Suszeptibilität	53
7.3 Strukturelle Interpretationen	60
7.3.1 Magnetische Anomalien	60
7.3.2 Vergleich mit dem regionalen Magnetfeld.....	63
7.3.3 Geomagnetische 3D-Modellierung im Bereich des Marbachjochs (Kropfrader Joch).....	66
7.3.4 Magnetik und Satellitenbildlineamente	71
7.3.5 Anthropogene magnetische Anomalien	74
8 Elektromagnetik.....	78
8.1 Interpretationen der AEM-Daten mit dem Inversionsprogramm EM1DFM.....	86
8.2 GIS-Grundlagen	86
8.3 AEM-Auswertungen.....	87
8.3.1 AEM-Auswertung/Interpretation Gesamtüberblick Untersuchungsgebiet ..	87
8.3.2 Auswertung und Interpretation der Widerstandsverteilung in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche	97
8.3.3 Darstellung der Widerstandsverteilung aus der AEM entlang von AEM-Profilen	103
8.3.4 Geoelektrik	108
8.3.5 Auswertung der Widerstandsverteilung aus der AEM entlang von AEM-Profilen	108
8.3.6 Auswertung der AEM - Widerstandsverteilung im Brixenbachtal.....	129

8.3.7 Geologische und lithologische Diskussion der AEM- und Geoelektrikprofile im Brixenbachtal	134
8.3.8 Zusammenschau der Auswertung und Interpretation der AEM-Daten.....	135
9 Gammastrahlungsmessung	138
9.1 Elemente und Minerale.....	139
9.1.1 Der Einfluss von Vegetation, Bodenfeuchte und Bauwerken.....	142
9.2 Vergleichsdaten.....	142
9.3 Ergebnisse und Interpretation.....	152
9.3.1 Interpretation im Überblick.....	152
9.3.2 Kalium.....	154
9.3.3 Uran.....	160
9.3.4 Thorium	165
9.3.5 Ternäre und binäre Darstellungen	180
9.3.6 Dosisleistung	186
9.3.7 Cäsium-137 (Fallout nach Tschernobyl)	189
9.3.8 Regionaler Vergleich mit dem Geochemischen Atlas von Österreich.....	191
10 Literatur	196
ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter	207

Zusammenfassung

Mit der hubschraubergeophysikalischen Vermessung im Bereich Wörgl (ÖK-Blatt 90 und 121) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung erstellt werden.

Magnetik

Die Anomalie der magnetischen Totalintensität wurde gemäß der zur Geländeoberfläche parallelen topographischen Befliegung dargestellt.

Die magnetischen Strukturen im Messgebiet Wörgl lassen sich grundsätzlich in drei Anteile unterteilen:

- Der Regionaltrend der Berchtesgadener Anomalie an deren Westende sowie Einflüsse kleinerer, langwelliger regionaler Anomalien (etwa 30 – 50 nT), deren Ursachen im mittleren bis tieferen Untergrund liegen und deren geologische Zuordnung somit nicht eindeutig möglich ist.
- Die stärkste Anomalie im Messgebiet (Max. 354 nT, Min. -158 nT), die durch die am Marbachjoch anstehenden, ultrabasischen und basischen Gesteinsserien verursacht wird, lässt eine Fortsetzung dieser Serien bis unter das Brixental vermuten. Ein weiterer Zug von Anomalien, die im Messgebiet nur randlich angeschnitten sind, kann den Metabasitfolgen der Glemmtaleinheit zugeordnet werden.
- Eine Anzahl kleiner, kurzweiliger Anomalien mit z. T. hoher Amplitude (bis zu 116 nT) sind im gesamten Messgebiet verteilt. Bei einigen können anthropogene Ursachen wahrscheinlich gemacht werden, bei vielen sind solche allerdings auszuschließen, so dass kleinere, wahrscheinlich basische Störkörper der Schichtfolge der Grauwackenzone vermutet werden.

Elektromagnetik

Für die großflächige, zusammenhängende Darstellung der aeroelektromagnetischen (AEM) Aufnahme wurden die AEM-Daten als teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes als Homogener Halbraum und in den Tiefen von 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50 und 60 Metern in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche dargestellt.

Für die zweidimensionale Darstellung der Ergebnisse der AEM wurden an 12 ausgewählten Profilschnitten Tiefen – Widerstandsplot auf Basis des topographischen Reliefs (DHM) erstellt. Die Interpretation der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse wurde mit 8 Geoelektrikprofilen unterstützt.

Zusammenfassend betrachtet ist im Festgestein keine ausgeprägte Unterscheidung der Widerstandsverteilung für unterschiedliche geologische Einheiten ersichtlich. Eine lithologische Abgrenzung anhand der Widerstandsverteilung gestaltet sich daher schwierig. Vielmehr werden höher- und niederohmige Anomaliebereiche für weitere

Detailinterpretationen aufgezeigt. Im Talbereich gibt die, sowohl lateral als auch vertikal wechselhafte Abfolge von niederohmigen und höherohmigen Sequenzen einen Hinweis auf die Verbreitung und Ausbildung der pleistozänen Lockersedimente.

Der Informationsgewinn in dieser heterogen ausgebildeten Widerstandsverteilung liegt daher in der Beurteilung und Interpretation des Internaufbaus und in der Abschätzung der Mächtigkeit dieser pleistozänen Sedimente (Eisrandsedimente, Grund und Endmoräne, Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerungen), wobei daraus direkt auch Informationen für rohstoffrelevante Fragestellungen und für die regionale geologische Kartierung abzuleiten sind.

Deutlich konnten sowohl im Hangendabschnitt als auch im Liegendabschnitt der pleistozänen Lockersedimentablagerungen lateral und vertikal unterschiedliche Widerstandswerte geologisch/lithologisch angesprochen und interpretiert werden.

Die Abgrenzung zum anstehenden Festgestein der Löhnersbachformation mit ihren Phylliten ist schwierig. Zum einen reicht die Eindringtiefe der AEM-Auswertung in vielen Fällen nicht an das Anstehende heran, zum anderen ist auch von ähnlichen, den feinklastischen pleistozänen Ablagerungen vergleichbaren, niederohmigeren (~ 100 Ω m) Widerstandswerten auszugehen.

Radiometrie

Es wurden Karten der Gehalte von Kalium, eUran und eThorium, der Dosisleistung, der ternären Verteilung K-U-Th, sowie der K/U-, K/Th- und U/Th-Verhältnisse dargestellt. Diese lassen Rückschlüsse auf die lithologische Zusammensetzung und deren räumliche Variabilität zu.

- Die höchsten K-Gehalte treten im Blasseneck-Porphyröid (2,78% K), im Schwazer Augengneis (2,57% K) und einzelnen Serien der Grauwackenzone (bis zu 2,8% K), entsprechend den Gehalten an K-Feldspat, Hellglimmer bzw. deren Mengenverhältnis in Bezug auf Quarz und Karbonatminerale, auf. Die niedrigsten K-Gehalte weisen die Karbonatgesteine der Nördlichen Kalkalpen (0,2 bis 0,44% K) auf. Die Sedimente des Quartärs zeigen je nach lithologischer Zusammensetzung mittlere Werte (1,86 – 2,34% K).
- Die höchsten eU-Gehalte finden sich im Hauptdolomit. Ansonsten ist die eU-Verteilung ziemlich einförmig und bewegt sich im niedrigen Bereich zwischen 1,4 und 2,2 ppm U. Lediglich der Wettersteindolomit weist mit 0,8 ppm U einen sehr geringen Wert auf.
- Die Verteilung des eThoriums 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. Die höchsten eTh-Werte weisen mit 8 bis 9,6 ppm Th die meisten Serien der Grauwackenzone und der Schwazer Augengneis auf. Lediglich Teile der „Wildschönauer Schiefer“ (7,3 ppm

Th) und die Metabasit-Gruppe (6,6 ppm Th) zeigen geringere Gehalte. Am niedrigsten sind die eTh-Gehalte in den Serien der Nördlichen Kalkalpen und zwar sowohl in siliziklastischen Lithologien (etwa 6 ppm Th) als auch in den Karbonatgesteinen (0,1 – 3,2 ppm Th). Die quartären Sedimente weisen Werte zwischen 6,9 und 8,2 ppm Th auf.

Die Mittelwerte der Elementverteilungen von K, eU und eTh sind bezogen auf die in den geologischen Karten (Geologische Karte von Salzburg 1:200.000, sowie Geofast Karte 121 Neukirchen am Großvenediger 1:50.000) definierten Gesteinsserien als Karte der Mittelwerte der einzelnen Polygone dargestellt. Die Mittelwerte der Gesteinseinheiten sind in Form von Tabellen (statistische Parameter: Anzahl der Messpunkte, Flächen der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung) dokumentiert.

Das Untersuchungsgebiet ist mit ^{137}Cs , das heute fast ausschließlich auf den Reaktorunfall von Tschernobyl zurückzuführen ist, gering belastet (90 % der Messwerte unter 23 kBq/m^2 , Mittelwert und Median 12 kBq/m^2).

1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschrauber-geophysikalischen Vermessung im Bereich Wörgl (ÖK-Blatt 90 und 121) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur

- Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung erstellt werden.



Abb. 1.1: Lage des Messgebietes (Karte aus AMap, rot Messgebiet Wörgl).

Die Messflüge im genannten Messgebiet - die Lage des Messgebietes kann der Abb. 1.1 entnommen werden - fanden in den Jahren 2012 und 2013 statt. Dabei wurde der Hubschrauberlandeplatz des österreichischen Bundesheeres in der Kaserne Schwaz verwendet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Herbst 2014 begonnen und im Herbst 2016 wurden diese abgeschlossen.

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 Profilabstand 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 Wörgl 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 μm bestimmt.
- Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220 und ein Laserhöhenmesser Riegl LD90-3800VHS-FLP. Letzterer misst sowohl die erste als auch letzte Reflexion und die Genauigkeit der

Flughöhenmessung kann dadurch erheblich verbessert werden (siehe auch Kapitel 5).

- Der Flugweg wird auf einer Breite von ± 100 m digital aufgezeichnet.
- Zwei DGPS-Navigationsanlagen (HEMISPHERE ECLIPSE) 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 (Plug-In, Industriestandard), an dem einige Modifikationen durchgeführt wurden, gesteuert. Die Datenaufzeichnung erfolgt auf einer Festplatte. Die Kontrolle der Messdaten während der Messflüge erfolgt über einen Farbgraphikschirm.

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

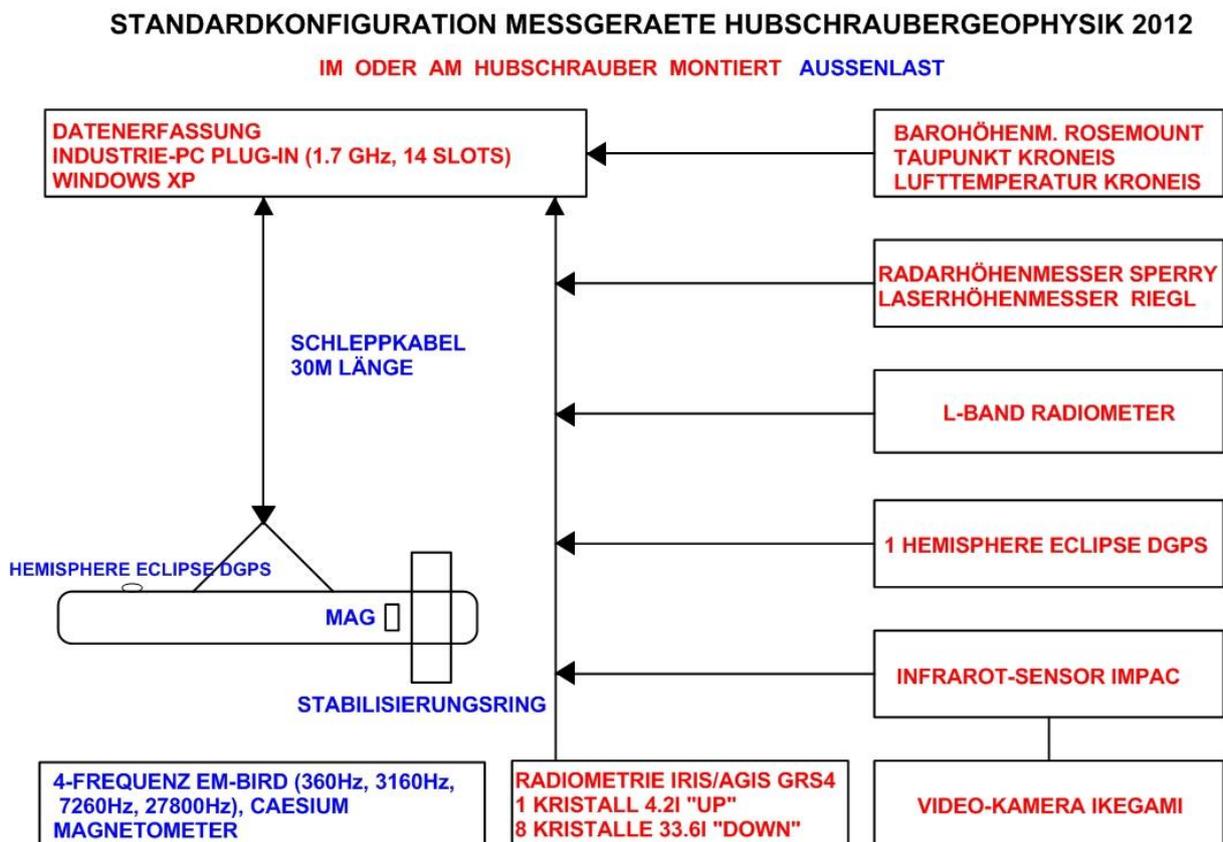


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems.

3.2 Fluglinien

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien und teilweise in Form von Konturlinien mit einem geplanten Sollabstand von einhundert Metern. Dabei wurden in den Jahren 2012 und 2013 1400 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.

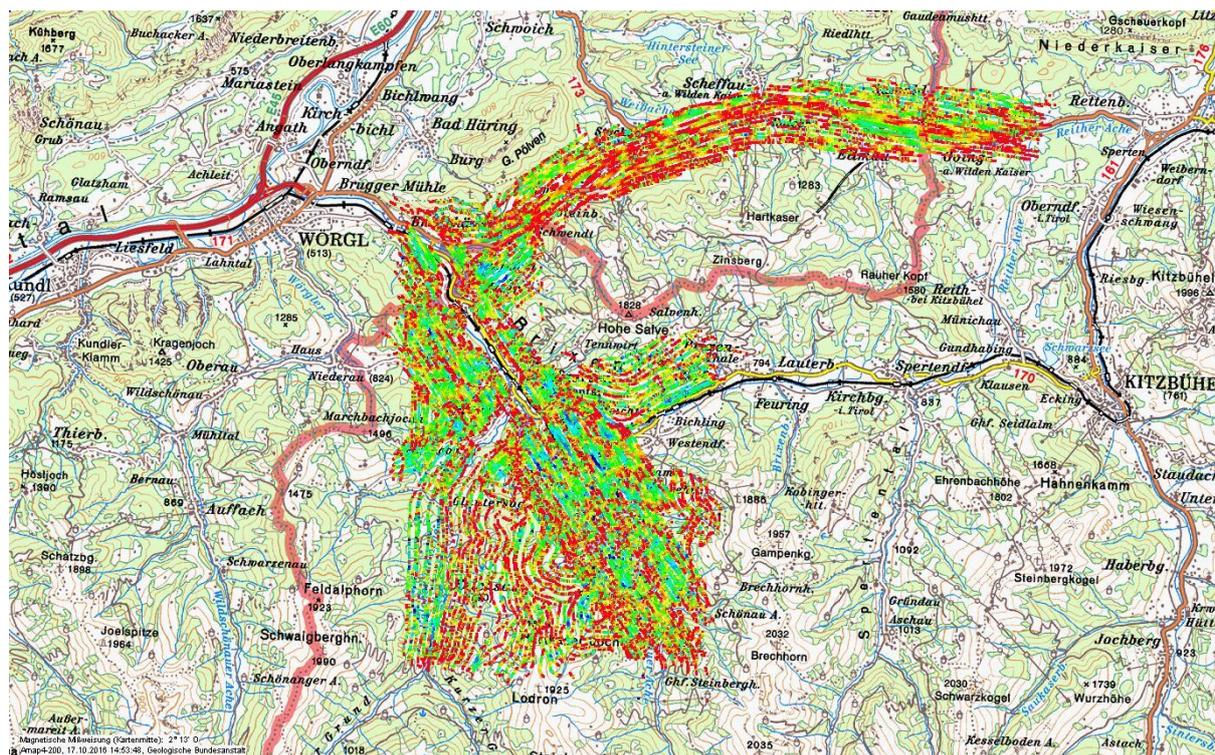


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile (eingefärbt nach Flughöhe) im Messgebiet Wörgl (Karte aus AMap).

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 Gammastrahlspektrometers mit einer Thoriumquelle (^{208}Tl) (Abb. 3.3) durchgeführt. Dabei wird die richtige Lage des für das Thorium charakteristischen Energiesummenfensters (2.42 – 2.83 MeV) überprüft.

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

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

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

In den Wenden zwischen den Messprofilen ist es notwendig, für jeweils ca. 3 min auf etwa 350 m 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.

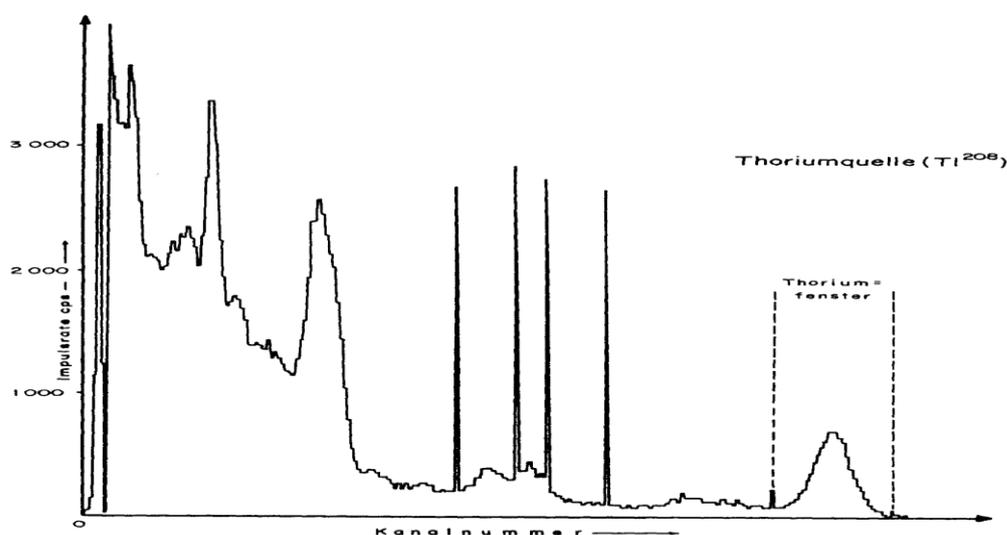


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle (^{208}Tl).

3.4 Personal

An der Durchführung der aerogeophysikalischen Arbeiten im Messgebiet Wörgl 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 Aufgaben 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 die 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 Widerstandkartierungen

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.

Gestörte, für die geophysikalische Auswertung unbrauchbare Intervalle der Registrierungen werden ausgeschieden und bei der weiteren Datenverarbeitung nicht mehr verwendet.

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

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

- Bestimmung des Nullniveaus für R und Q (an so genannten Stützstellen) in den Registrierungen bei großer Flughöhe vor und nach jedem Messprofil,
- Umrechnung der Messsignale auf das Nullniveau,
- Inversion der Werte R und Q in
 - einen Ergebnisparameter des homogenen Halbraummodells, nämlich
 - den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_a
 - oder in 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. 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. Mehr Informationen findet man unter <http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/sftwrdocs/em1dfm/bg.pdf>.

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 (ΔT)

Die Isanomalien der Totalintensität stellen die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld dar, wobei letzteres durch das "Internationale Geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) definiert wird. Da das Magnetfeld auch zeitlich veränderlich ist,

stellt sich der anomale Feldanteil (ΔT), der von den unterschiedlich magnetisierbaren Gesteinen herrührt, wie folgt dar:

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

mit

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

Die zeitlichen Variationen $T(t)$ werden durch ortsfeste Stationen beobachtet, wobei im Rahmen des vorliegenden Messprogrammes eine lokale Basisstation in der Kaserne Schwaz verwendet wurde.

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

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

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

4.6 Radiometrische Kartierungen

4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung

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

Mit dem Gammastrahlenspektrometer GRS410 wird in jeweils 256 Kanälen die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0.2 und 3.0 MeV für die "downward looking" und "upward looking" Kristalle aufgezeichnet. In einem zusätzlichen Kanal (3.0 – 6.0 MeV) werden jene Gammastrahlenimpulse registriert, die von der Höhenstrahlung herrühren. Neben den Gesamtspektren, die jeweils mit einer

Wiederholungsrate von einer Sekunde gemessen und abgespeichert werden, werden zusätzliche Energiefenster, die in den Bereichen der wichtigsten natürlichen Photopeaks (^{40}K – 1.46 MeV, ^{214}Bi – 1.76 MeV, ^{208}Tl – 2.62 MeV) des Kaliums, des Urans und des Thoriums liegen, sowie die Gesamtzählrate (0.2 – 3.0 MeV) für spätere Kontrollen aufgezeichnet:

- Kalium - Kanal: 1.36 - 1.56 MeV
- Uran - Kanal: 1.67 - 1.87 MeV
- Thorium - Kanal: 2.42 - 2.83 MeV

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

4.6.2 Korrekturen der Messdaten

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

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

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

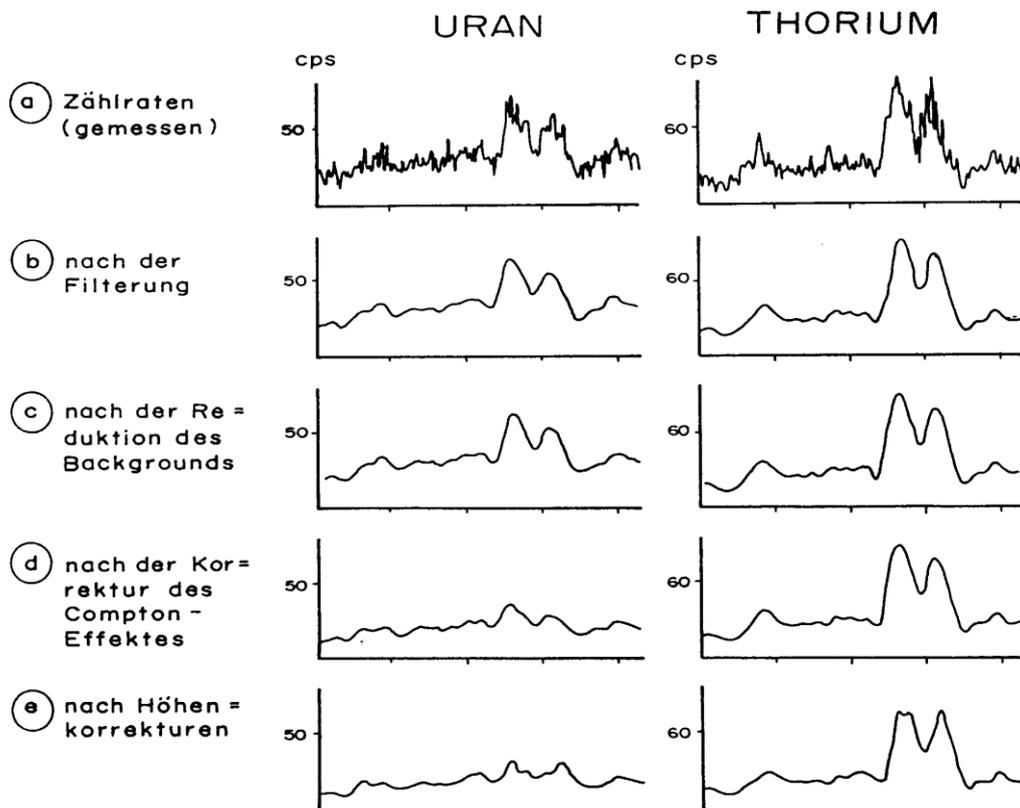


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie.

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

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

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

Compton-Streuungskoeffizienten:

S_{UTh} (Th in den U-Kanal):	0.30
S_{ThU} (U in den Th-Kanal):	0.06
S_{KTh} (Th in den K-Kanal):	0.34
S_{KU} (U in den K-Kanal):	0.73

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

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

geschieht.

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

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

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

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

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

μ (Total)	0.0066
μ (Kalium)	0.0061
μ (Uran)	0.0098
μ (Thorium)	0.0070

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

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

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

Abb. 4.1e zeigt die Wirkung dieser Höhenkorrektur.

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

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

Kalium	47.2 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 (¹⁰³Ru: 0.49 MeV; ¹³⁷Cs: 0.66 MeV; ¹³⁴Cs: 0.61 MeV; ¹³⁴Cs: 0.80 MeV). Aus diesem Grund werden bei den aeroradiometrischen Messungen nur die Zählraten in den Kanälen bis ca. 1.0 MeV durch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl beeinträchtigt.

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

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

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

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

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}Cs -Kontaminationen, so sind es derzeit nur noch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl.

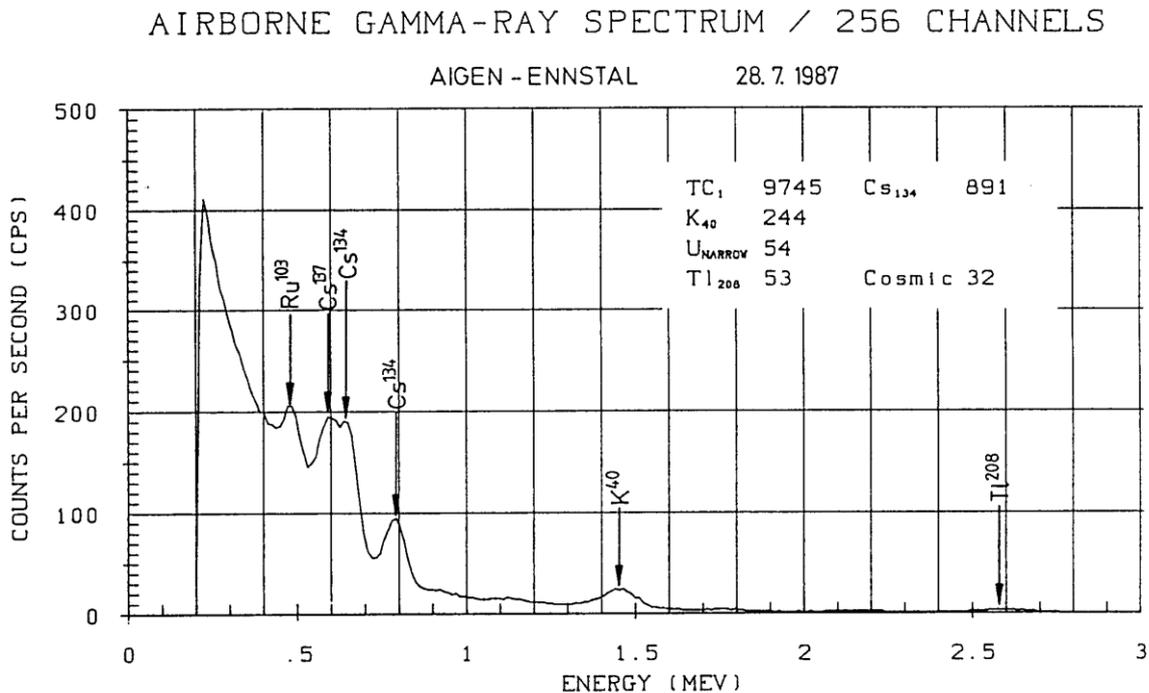


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten

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

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

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

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

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

5 Methodenentwicklungen des aerogeophysikalischen Processings

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

5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen

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

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

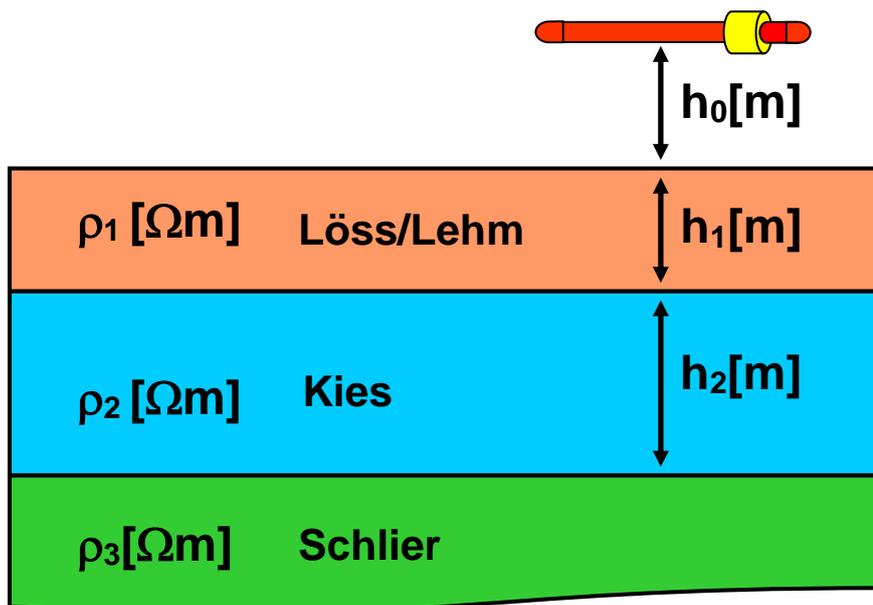


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes.

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

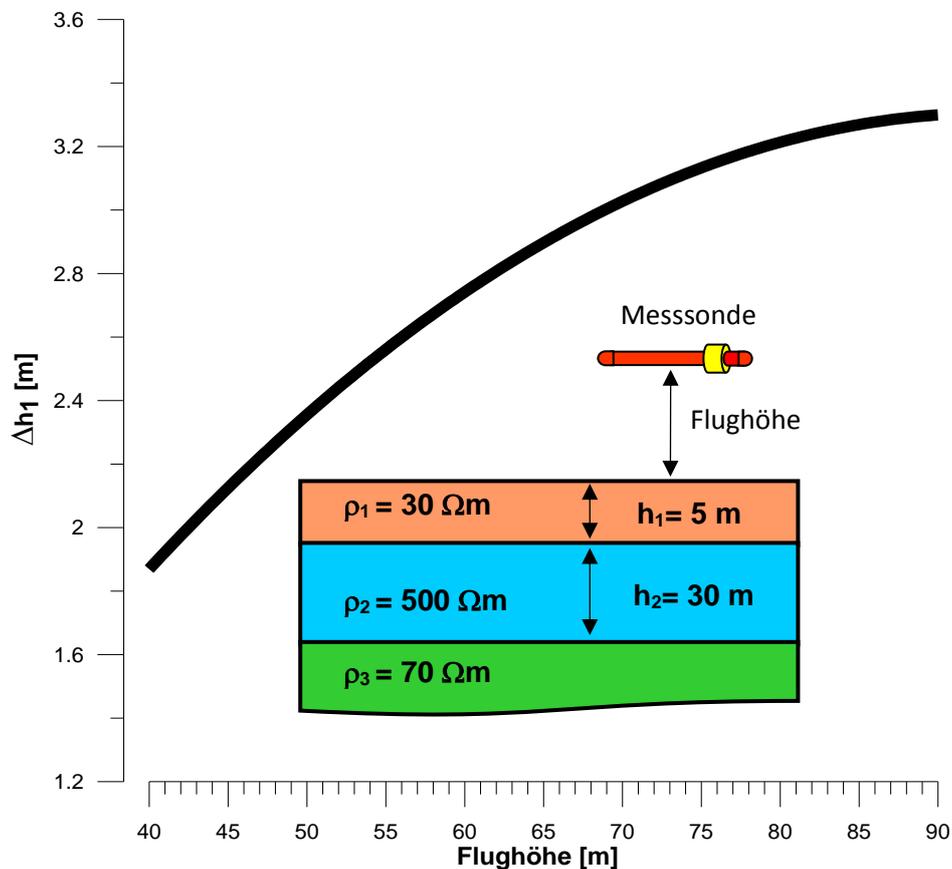


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht (ϵ_{h_1}) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000 Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

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

Geländeneigung und Vegetationsbedeckung vergrößern sich auch die Fehler der Inversionsergebnisse.

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

5.2 Probleme der exakten Höhenbestimmung

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

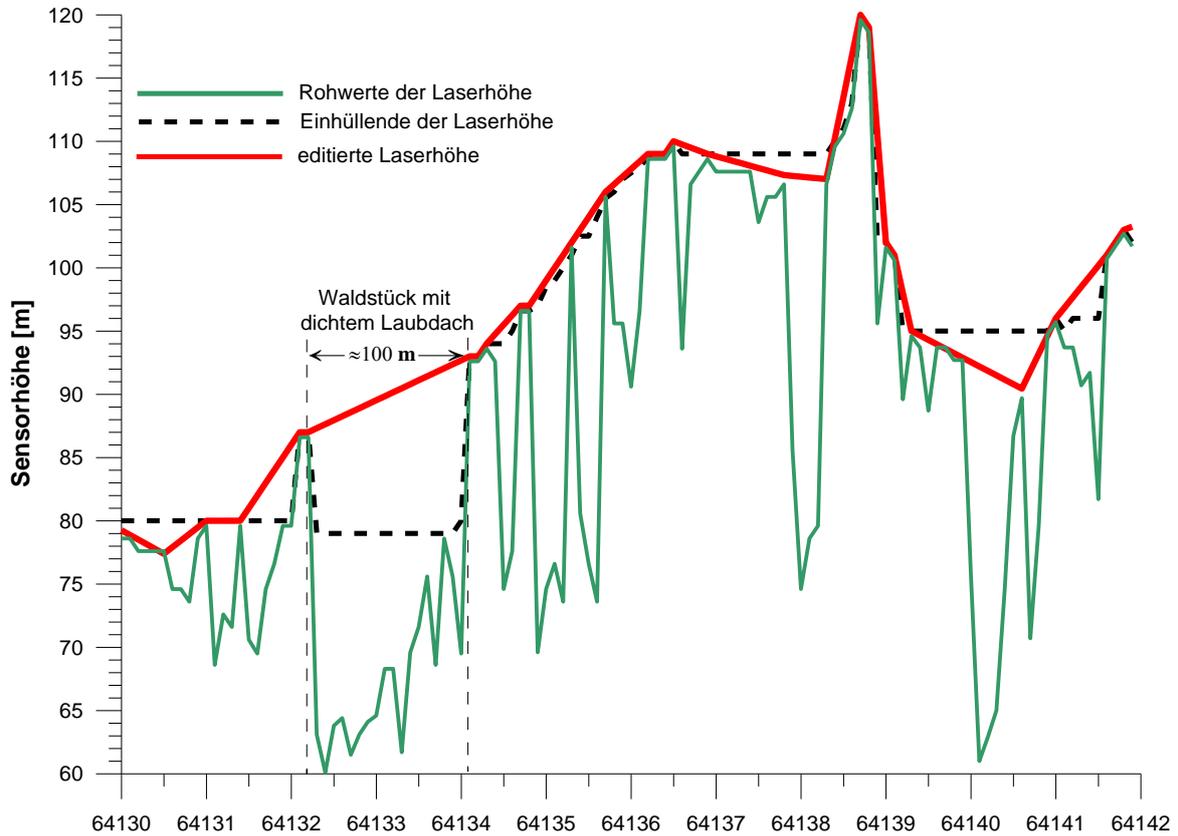


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet.

6 Geologie des Messgebietes

6.1 Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im NW der Kitzbüheler Alpen südlich des Wilden Kaisers. Das Stadtgebiet von Wörgl selbst liegt am Westrand gerade außerhalb der Messgebietsgrenze. Das Messgebiet umfasst das Sölllandl, das ist die von Luecher Bach, Weißsache und Goinger Hausbach in drei Richtungen entwässernde Talfurche von Söll - Scheffau am Wilden Kaiser - Ellmau bis Going, das Brixental, sowie dessen südliche Seitentäler Kelchsautal und Windautal, die sich im Becken von Hopfgarten vereinigen (Abb. 6.1).

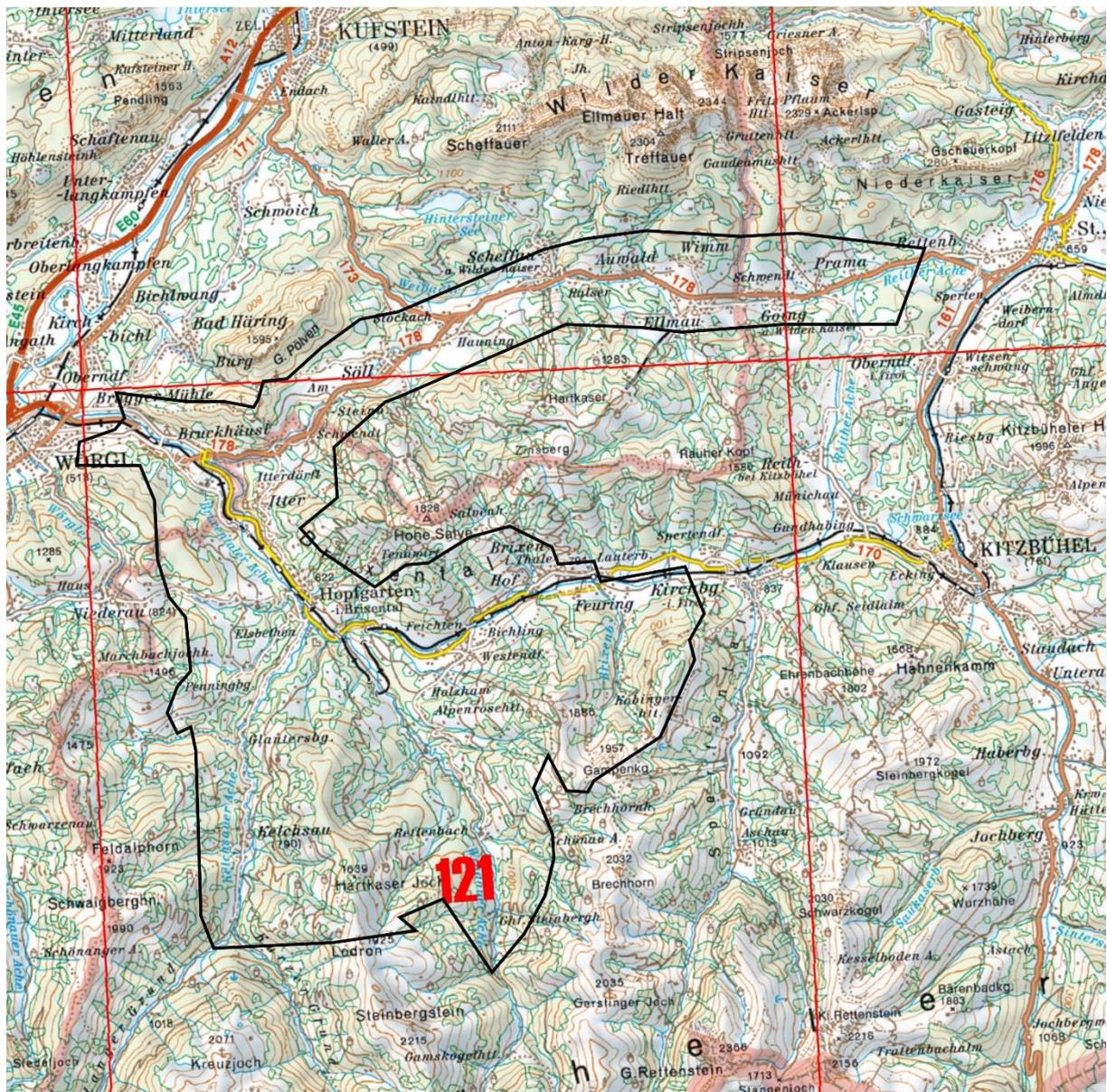


Abb. 6.1: Geographische Lage des Messgebiets, das Brixental mit den Seitentälern Kelchsautal und Windautal, sowie die Talfurche Söll – Scheffau – Ellmau – Going.

Geologisch umfasst das Messgebiet Anteile der Grauwackenzone und im Norden die basalen Schichtglieder der Nördlichen Kalkalpen. Im Bereich des Gaisbergs, S Kirchberg in Tirol, liegt eine Deckscholle der Nördlichen Kalkalpen auf der Grauwackenzone vor (Abb. 6.2). In der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005, Abb. 6.2) ist ein beträchtlicher Anteil im SW des Messgebiets als Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex ausgeschieden. Diese als Halbfenster von Windau bezeichnete Struktur existiert nach neueren geologischen Kartierungen (HEINISCH, 2006, HEINISCH & PANWITZ, 2007) nicht, vielmehr handelt es sich um Serien der Grauwackenzone mit stärkerer duktiler Deformation, was zur Verwechslung mit Innsbrucker Quarzphyllit führte. Der eigentliche Innsbrucker Quarzphyllit tritt erst südlich außerhalb des Messgebiets auf (HEINISCH, 2011, HEINISCH & PANWITZ, 2011). Die Abb. 6.4 zeigt das Messgebiet in Bezug zu den neueren geologischen Karten 1:50.000 (Geofast und GK 50), in denen die neue Interpretation bereits übernommen ist.

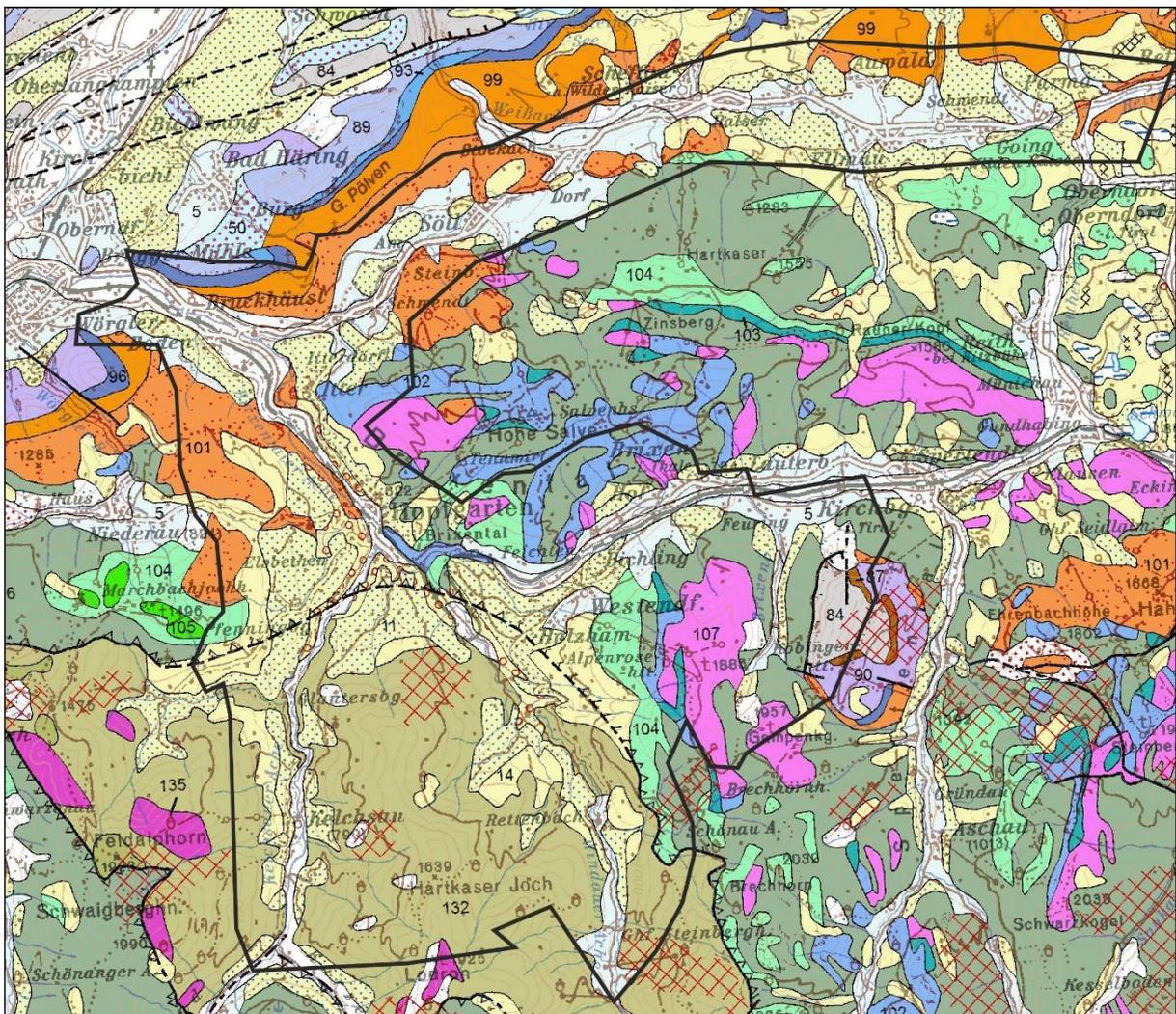


Abb. 6.2: Geologie des Messgebiets. Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005). Legende zur Karte in Abb. 6.3.

QUARTÄR

HOLOZÄN

2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	Auelehm, Schluff, Sand, Kies, z.T. Steine
---	---	---

PLEISTOZÄN (WÜRM SPÄTGLAZIAL) – HOLOZÄN

5	Schwemmkegel, Murenkegel	Kies, schluffig – sandig, Steine, z.T. Blöcke
---	--------------------------	---

PLEISTOZÄN

12/13	Drumlin, Moränenwall	Schluff, Sand, Kies, z.T. Blöcke
-------	----------------------	----------------------------------

WÜRM

11	Eisrandsediment, Kame	Kies, Sand, Schluff
----	-----------------------	---------------------

14	Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien)	Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert
----	--	---

15	Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung	Kies, Sand
----	--	------------

ALPIDISCHE MOLASSE

INNERALPINE MOLASSE

UNTERINNTAL-TERTIÄR

50	Paissberg-Formation und Unterangerberg-Formation (inkl. Schichten von Reit im Winkl), marin; Rupelium	Mergelstein und turbiditischer Sandstein
----	---	--

OSTALPIN

TIROLISCH – NORISCHES – DECKENSYSTEM

STAUFEN-HÖLLENGEBIRGE-DECKE (Permomesozoikum)

84	Hauptdolomit; Oberes Karnium – Norium	Dolomit, gut gebankt, grau bis braun, z.T. bituminös
----	---------------------------------------	--

87	Nordalpine Raibler Schichten, Unteres Karnium	Mergelstein, dunkel, Sandstein, Schiefertonschiefer, Rauwacke, örtlich Gips, untergeordnet Dolomit und Kalkstein
----	---	--

89	Wettersteinkalk; Ladinium – Unteres Karnium	Kalkstein, massig – gebankt, hell
----	---	-----------------------------------

90	Wettersteindolomit (Ramsaudolomit); Ladinium – Unteres Karnium	Dolomit, massig, zuckerförmig, hellgrau
----	--	---

93	Reiflinger Kalk; Mittleres Anisium – Unteres Karnium	Kalkstein, wellig – schichtig, bankig, grau, Hornstein führend
----	--	--

96	Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium	(96) Kalkstein, Dolomit, massig, hellgrau – bankig schwarz
97		(97) Rauwacke, örtlich Gips

99	Alpiner Buntsandstein, Untertrias	Quarzsandstein, rot und hellgrau
----	-----------------------------------	----------------------------------

101	Prebichl-Formation, Gröden-Formation; Perm	Konglomerat, Grobsandstein, Tonstein, häufig rot
-----	--	--

STAUFEN-HÖLLENGEBIRGE-DECKE (Paläozoikum)

102	Spielbergdolomit-Gruppe, Unterdevon – Mitteldevon	Dolomit, hell, dickbankig und massig, roter Flaserdolomit, Kalkmarmor, weiß, Dolomit- bzw. Kalkmarmor-Siltstein-Wechselfolge
-----	---	--

103	Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg. (inkl. Klingler-Kar-Formation und Dolomit-Kieselschiefer-Komplex)	Dolomit, Kalkmarmor, Kalkschiefer, untergeordnet Lydit und Schwarzschiefer
-----	--	--

104	Metabasit-Gruppe; Altpaläozoikum	Metabasalt, Metatuff, Metatuffit, Metagabbro
-----	----------------------------------	--

105	Ultrabasit	Pyroxenit, Serpentin
-----	------------	----------------------

106	Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation; Ordovizium – Devon, –?Karbon	Sand-, Silt- und Tonstein, Schwarzschiefer, Phyllit, untergeordnet Konglomerat und Brekzie
-----	--	--

107	Blasseneck-Porphryoid; Oberordovizium	Rhyolitische Ignimbrit und epiklastisches Porphyrmaterial
-----	---------------------------------------	---

KORALPE – WÖLZ – DECKENSYSTEM

INNSBRUCKER QUARZPHYLLIT-DECKE

132	Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex, Altpaläozoikum	Quarzphyllit, Phyllit, untergeordnet Phyllonit, quarzitischer Schiefer und Schwarzphyllit
-----	--	---

135	Schwazer Augengneis	Granitischer Augengneis
-----	---------------------	-------------------------

Abb. 6.3: Legende zur Karte Abb. 6.2 (Ausschnitt der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005)).

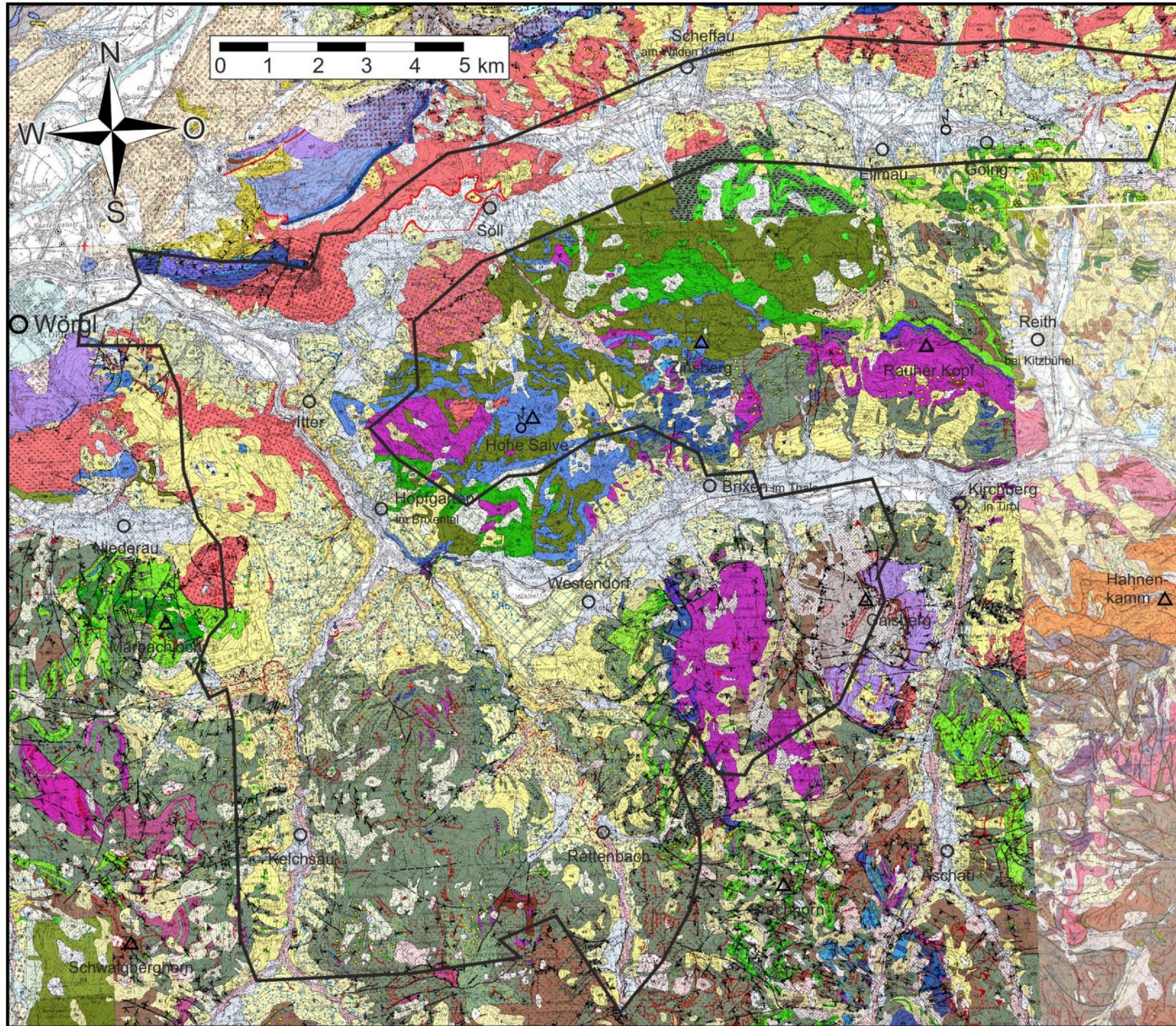


Abb. 6.4: Ausschnitt aus den Geofast Karten 1:50.000 ÖK 90 Kufstein (PAVLIK, 2006a), ÖK 91 St. Johann in Tirol (PAVLIK, 2006b), ÖK 120 Wörgl (KREUSS, 2008b) und ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger (KREUSS, 2008a) sowie der Geologischen Karte von Österreich 1: 50.000 GK122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003). Diese Abbildung soll im Wesentlichen der Orientierung bezüglich des Messgebiets dienen. Für detaillierte Betrachtungen und zur Legende sei auf die Originalkarten verwiesen.

Tirolisch-Norisches Deckensystem:

Die Einheiten der salzburgisch-tiroler Grauwackenzone sind mit der Norischen Decke der steirisch-niederösterreichischen Grauwackenzone zu parallelisieren (SCHUSTER et al., 2009; SCHUSTER & PESTAL, 2011). Ein stratigraphisch-fazielles Entwicklungsschema der Norischen Decke ist in Abb. 6.5 dargestellt. Die Norische Decke besteht aus paläozoischen Gesteinseinheiten mit dem chronostratigraphischen Umfang Ordovizium bis Karbon. Darüber folgt mit z. T. erhaltenen Transgressivkontakten die permische bis triassische Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen, die hier zur Staufen-Höllengebirge-Decke des Tirolikums zu stellen ist.

Die Schichtfolge der Norischen Decke beginnt über basalen Schuppenzonen mit zumeist mächtig ausgebildeten siliziklastischen Metasedimenten, in die bereichsweise auch Metabasite eingelagert sind (Jausern- Formation). Darüber folgt der Blasseneck-Porphyröid aus dem Oberordovizium, der einen bedeutenden Leithorizont bildet. Die siliziklastischen Schattberg- beziehungsweise Löhnersbach- Formationen enthalten teils mächtige Metabasite. Ab dem mittleren Silur, vor allem aber im Devon, entwickelten sich neben den siliziklastischen Gesteinen in bestimmten Abschnitten des Schelfs, überwiegend über der mächtigen Porphyroidplattform, Karbonatgesteine (Spielbergdolomit-Gruppe).

Die Gesteinseinheiten der Norischen Decke im Bereich Tirols und Salzburgs werden aufgrund genetisch-fazieller Kriterien lithostratigraphisch in die Wildseeloder-Einheit und die Glemmtal-Einheit unterteilt (HEINISCH, 1986). Die Wildseeloder-Einheit umfasst im Wesentlichen den Bereich des mehrere hundert Meter mächtigen, ordovizischen Blasseneck-Porphyröids und die Karbonatgesteine (überwiegend Flachwasserdolomite) des oberen Silurs und des Devons. Die Glemmtal-Einheit besteht überwiegend aus mächtigen altpaläozoischen siliziklastischen Ablagerungen. Dies sind einerseits flyschartige Sandsteine beziehungsweise Siltsteine, die reichlich mit Sedimenten aus einem kristallinen Festland (z. B. über ein Flussdelta) versorgt wurden und andererseits feinklastische hemipelagische Beckensedimente. In den siliziklastischen Gesteinen sind zahlreiche und vielfältige basische Metamagmatite und Karbonatgesteine pelagischer Tiefseeschwellen eingelagert. Darüber hinaus tritt auch der Blasseneck-Porphyröid in Form umgelagerter, lediglich geringmächtiger Einschaltungen auf. Die Glemmtal- und die Wildseeloder-Einheit wurden im Devon und/oder Karbon tektonisch umgestaltet und miteinander verbunden. Dabei entstand eine aus tektonischen Schuppen und zahlreichen Olistholithen bestehende Zone, die Hochhöndler Schuppenzone. Das exakte Alter dieser tektonischen Prozesse ist nicht bekannt, es muss aber variszisch sein, da die Transgression der Gröden-Formation danach erfolgte (SCHUSTER et al., 2009).

Im SW wird die Norische Decke von der zum Koralpe-Wölz-Deckensystem gestellten Innsbrucker Quarzphyllitzone unterlagert (SCHUSTER et al., 2009).

Die seit AMPFERER & OHNESORGE (1918) praktisch auf allen geologischen Karten eingetragene Struktur des Windauer Halbfensters (olivgrüne Signatur in der SW Ecke der Abb. 6.2), gebildet von Innsbrucker Quarzphyllit unter einer Umrahmung von Gesteinen der Grauwackenzone, mit Schollen von Schwazer Augengneis entlang der Deckengrenze, existiert nach neueren Kartierungen (HEINISCH, 2006 und HEINISCH & PANWITZ, 2007) nicht. Eine stärkere duktile Deformation von Gesteinen der Schattberg- und der Löhnersbach-Formation, die zur Ausbildung welliger Scherflächen führt, ist nach HEINISCH (2006) Ursache der Verwechslungen mit Quarzphyllit. Weiters bildet der Quarzphyllit weder hangend noch liegend die Augengneise, diese liegen vielmehr innerhalb der Gesteine der Grauwackenzone (HEINISCH, 2006, HEINISCH & PANWITZ, 2007). Äquivalente Gesteine wurden sowohl auf Blatt Zell am See als auch auf Blatt Kitzbühel als „höher metamorphe und stärker deformierte Gesteine am Südrand der Grauwackenzone“ (Uttendorfer Schuppenzone) ausgeschieden und durch Dünnschliffdaten definiert (HEINISCH & PANWITZ, 2007).

Zwischen der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke im Liegenden und der Staufenhöllengebirge-Decke im Hangenden ist eine mehrere hundert Meter mächtige, als Uttendorfer Schuppenzone bezeichnete Decke entwickelt (HEINISCH, 1986), die neben altpaläozoischen Gesteinen der Staufenhöllengebirge-Decke in geringerem Umfang auch Schuppen und Späne mit Gesteinen des Innsbrucker Quarzphyllits sowie fremdartige, z. T. höher metamorphe kristalline Gesteinsspäne enthält, die weder aus der Staufenhöllengebirge-Decke noch aus der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke stammen. Der strukturelle Internbau der Uttendorfer Schuppenzone weicht in ihrem Osten mit vertikal aufgerichteten, etwa ESE–WNW streichenden Gesteinsspaketen deutlich vom Internbau der Staufenhöllengebirge-Decke ab (PESTAL & HEINISCH, 2015).

Gesteine der Glemmtal-Einheit unterlagern die Wildseeloder-Einheit schüsselförmig. Dadurch lässt sich ein nördlicher Anteil der Glemmtal-Einheit (Oberndorf – Nordabhang Kitzbüheler Horn – Fieberbrunn) von einem südlichen (gesamtes weiteres Umfeld des Glemmtals, des Pass Thurn und des Pinzgauer Spaziergangs) unterscheiden. Die Wildseeloder-Einheit bildet den E–W streichenden Kern dieser strukturell regional weitgespannten synformalen Großstruktur, die etwa E–W streicht und deren Achse auf Blatt ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger nach Westen aushebt. Das Generalstreichen zeigt demnach, stark vereinfacht, in den Flankenbereichen eine Ost–West-Richtung, während die Gesteine im Scharnier der Synform umlaufendes Streichen zeigen.

Die Glemmtal-Einheit weist überwiegend flache Raumlagen auf und ist intern weitspannig wellig verfaltet. Aufrechte Lagerung überwiegt bei weitem, sodass die ältesten Gesteine im Taltiefsten des Glemmtales auftreten, während die Berggipfel die stratigrafisch jüngsten Anteile beherbergen. Die Gesteine in der Wildseeloder-Einheit hingegen sind intern weiter in Teildecken gliederbar und häufig vertikal gestellt (PESTAL & HEINISCH, 2015).

Die Hochhörndler Schuppenzone ist eine bedeutende tektonische Scherzone, da sie die beiden zuvor definierten Decken mit ihren sehr unterschiedlichen Fazieszonen trennt. Im Ostteil hat sie eine gesicherte Mächtigkeit von 400 m, bei einer annähernd vertikalen Raumlage und E–W-Streichen. Im Westteil bedeckt sie aufgrund ihrer dort flachen Raumlage größere Flächen. In der Hochhörndler Schuppenzone ist der gesamte, aus den benachbarten Deckeneinheiten bekannte Gesteinsinhalt der Grauwackenzone aufgearbeitet und in Phakoiden mit Dimensionen von Dezimetern bis mehreren hundert Metern Längserstreckung aneinandergereiht. Da die Grauwackenzone gegen ihren Westrand zu großflächig in Schollen zerlegt ist, ist wohl von einer primär-sedimentären Anlage der Schuppenzone im Sinne olistholithischer Großgleitungen auszugehen, gefolgt von mehrphasiger tektonischer Überformung. Unzweifelhaft ist die ursprünglich variszische Anlage dieser Scherzone, da die Permische Winkeldiskordanz über sie hinweggreift (PESTAL & HEINISCH, 2015).

Darüber liegen Sedimente der Staufeu-Höllengebirge-Decke des Tirolikums. Diese beginnen mit grobklastischen terrestrischen Ablagerungen der Gröden-Formation, setzen sich über den siliziklastisch-fluviatilen Alpinen Buntsandstein und die flachmarin bis subtidale Werfen-Formation in vollmarine karbonatische Lagunen-, Riff- und Beckenablagerungen der Mitteltrias fort. Im Untersuchungsgebiet endet die kalkalpine Schichtfolge mit den mächtigen Lagunenablagerungen des Hauptdolomits.

Die paläozoischen Gesteinseinheiten der Norischen Decke bilden die stratigraphische Basis des nördlich anschließenden kalkalpinen Tirolikums. Obwohl die Grenzen zwischen den Gesteinen der Norischen Decke und jenen der anschließenden tirolischen Kalkalpen-Decken öfters tektonisch überprägt wurden, ist an einigen Stellen der primäre Transgressionskontakt der basalen Gröden-Formation mit den darunter lagernden Einheiten der Grauwackenzone erhalten geblieben (SCHUSTER et al., 2009; SCHUSTER & PESTAL, 2011). Dementsprechend werden die Norische Decke der Grauwackenzone und die Staufeu-Höllengebirge-Decke der Nördlichen Kalkalpen zum Tirolisch-Norischen Deckensystem zusammengefasst.

Mit Einsetzen der morphologischen Alpinen Gebirgsbildung (Eozän/Oligozän) bildete sich im Westteil der Ostalpen ein ausgeprägtes Relief, aus dem ab dem Oberen Eozän, vor allem aber im Oligozän in eng begrenzten lokalen Becken entlang des tektonisch angelegten Inntals fluviatile Sedimente („Unterinntal-Tertiär“) abgelagert wurden. Zeitgleiche fluviatile Konglomerate werden im Becken von Westendorf in tektonisch abgesenkter Position vermutet (PESTAL, 2015).

Die endgültige Formung der Landoberfläche erfolgte durch glaziale und postglaziale Prozesse im Quartär. Entsprechend der Rekonstruktionen für die letzte Vergletscherung im Würm-Hochglazial war in diesem Raum ein Eisstromnetz etabliert. Dessen Oberfläche belegt einen konsequenten Abfluss von den höchsten Gletschernährgebieten in den Hohen Tauern gegen Norden und damit quer über die im Miozän initiierte Entwässerung im Salzachtal. Somit floss das im Salzachgletscher gebündelte Eis der Nordseite der Hohen Tauern zum Teil über den Pass Thurn

nordwärts und speiste so maßgeblich den Achengletscher (auch Chiemseegletscher genannt).

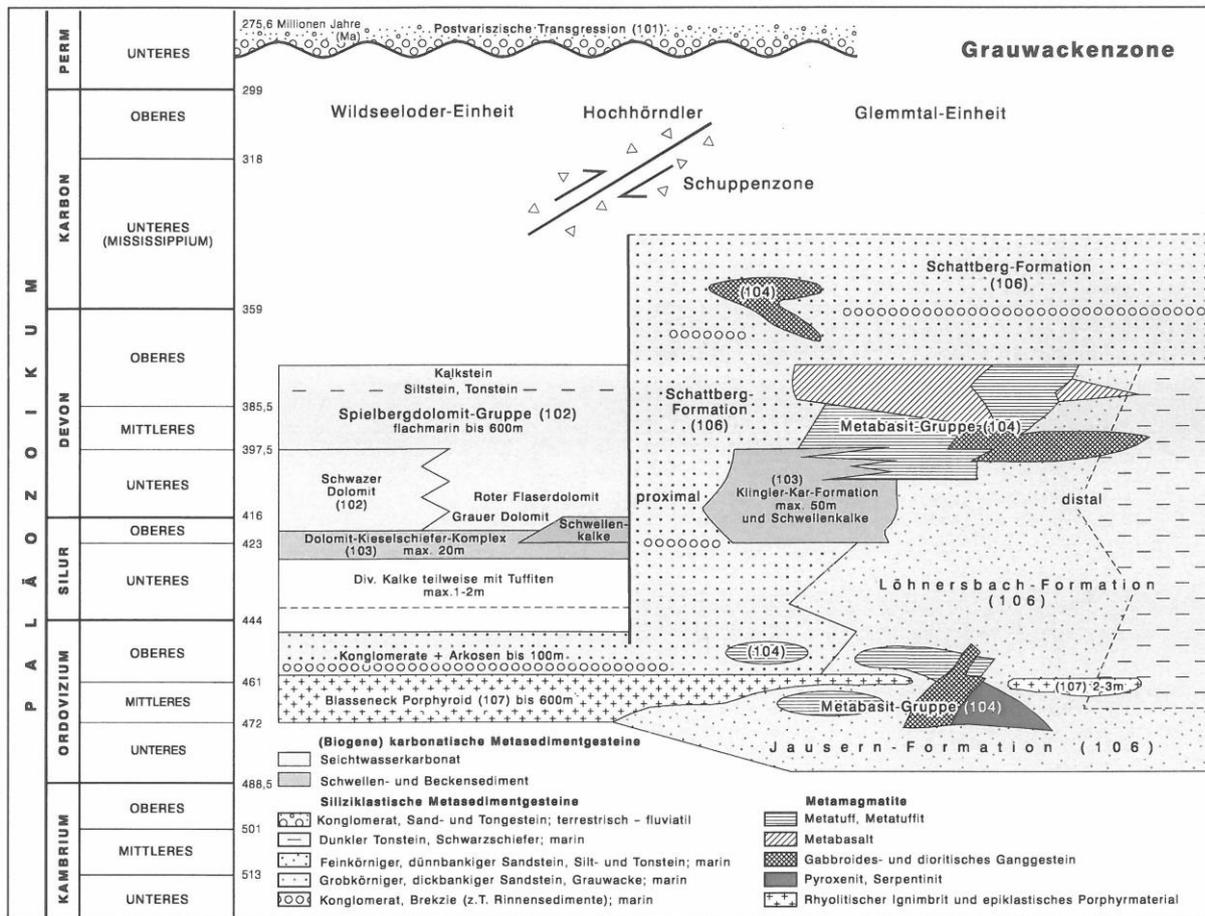


Abb. 6.5: Stratigraphisch-fazielle Gliederung und tektonische Zusammenhänge der Gesteinseinheiten der Grauwackenzone in Salzburg und Tirol, aus SCHUSTER et al. (2009). Die Nummern der Einheiten entsprechen Abb. 6.2 und 6.3, sowie der Nummerierung in Abschnitt 6.2.

Für das Würm-Hochglazial (29 ka bis etwa 20 ka) erlauben sedimentäre und morphologische Belege, die weitere Entwicklung der letzten Großvergletscherung, von der Vorstoßphase im Würm-Hochglazial bis zu dessen Höhepunkt um 26–20 ka BP mit einem die Täler ausfüllenden Eisstromnetz, zu rekonstruieren. Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich mit dieser Entwicklung die Eisflussrichtungen maßgeblich veränderten. Folgten die anwachsenden Gletscher anfänglich dem Gefälle der Täler, so stießen sie in weiterer Folge auch talaufwärts in noch unvergletscherte Nebentäler vor. Mit weiterer Eisfüllung wurden Wasserscheiden überströmt, sodass sich am Höhepunkt ein Eisstromnetz mit einer Reihe von Transfluenzpass entwickeln konnte, dessen Eisoberflächen sich konsequent von den höchsten Akkumulationsgebieten in den Hohen Tauern zu den Gletscherzungen im nördlichen Alpenvorland absenkten. Aufgrund der tektonisch bedingten Zertalung zwischen Inntal und der Furche von Zell am See ergab sich so ein sehr komplexes Muster von Gletscherabflüssen zwischen dem gegen Osten vordringenden Inngletscher und dem über das Tal der Leoganger Ache und Griesenpass gegen Westen sowie letztlich über den Pass Thurn gegen Norden vorstoßenden Salzachgletscher (REITNER, 2015).

Für die Vorstoßphase ist aufgrund des durchgehenden Vorkommens von Zentralgneis in der Grundmoräne des Tales zu schließen, dass das Tauerneis aus dem Salzachtal sehr frühzeitig, d.h. bevor die meisten Gletscher der Kitzbüheler Alpen den Talboden erreicht hatten, über den Pass Thurn (1.274 m) in das Achental vorstieß. Dieses im Verhältnis zu den Lokalgletschern raschere Reagieren der Tauerngletscher ist nicht nur mit dem höhergelegenen Akkumulationsgebiet, sondern auch mit der spezifischen Eisdynamik im oberen Salzachtal zu erklären. Die aus den Tauerntälern heraustretenden Gletscher blockierten sich wechselseitig am Abfluss gegen Osten. Dadurch kam es zu einer raschen Anhebung der Eisoberfläche über die Schneegrenze und letzten Endes zu einem beschleunigten Anwachsen des Eisstromes im Salzachtal (REITNER, 2015).

Der Eisstrom aus dem Salzachtal marginalisierte die Lokalgletscher im Achental und drang rasch gegen Norden vor. Durch den Vorteil der niedrigen Eistransfluenz über den Pass Thurn erreichte der Achengletscher auch den Talabschnitt der Reither Ache bei Reith und blockierte so den Gletscher aus dem Spertental am hydrografisch vorgezeichneten Abfluss. Erst im Vorfeld des Niederen Kaiser wurde der Achengletscher anfangs durch den Inngletscher und danach auch durch die aus dem Kelchsau-, Windau- und Spertental abfließenden Eismassen bedrängt und zu einem Einschwenken seiner Flussrichtung von S–N auf W–E bis SW–NE genötigt.

Im Zuge des raschen Vorstoßes wurden kleinere Seitentäler, deren Vergletscherung erst im Aufbau begriffen war, durch die großen Gletscher blockiert und es entwickelten sich dort kurzlebige Eisstauseen, deren Seespiegel durch das Anwachsen der Gletscher anstieg (REITNER, 2015).

Aus dem letztlich voll entwickelten Eisstromnetz am Höhepunkt des Würm-Hochglazials, dessen Oberfläche sich von 2.200 m (auf der Höhe des Pass Thurn) auf 1.800 m (St. Johann) absenkte, ragten nur mehr die höchsten Gipfel, wie z.B. der Geißstein (2.363 m) und das Kitzbüheler Horn (1.996 m), als Nunatakker heraus. Zeugen dieser ehemaligen Großvergletscherung sind erratische Blöcke aus Zentralgneis, welche am Talrand entlang des Achentales wie auch des Fieberbrunner Tales die Domäne des von Tauerneis bedeckten Bereiches markieren. Isoliert findet man derartige Blöcke in großer Höhe, so z. B. in 2.210 m knapp südlich des Geißsteins, wie auch am Höhenrücken des Pinzgauer Spazierganges, wo der Abfluss der Gletscher schräg zu den Tälern gegen NE erfolgte. In den großen Tälern werden großflächige Grundmoränendecken abgelagert, Drumlins und Rundhöcker dokumentieren die ehemalige Eisflussrichtung.

Mit Beginn des Würm-Spätglazials stieg die Schneegrenze an und weite Bereiche des Eisstromnetzes lagen als stagnierende Gletscher vor, die in sich zusammensanken und sich in weiterer Folge in räumlich getrennte Eiskörper, so genanntes Toteis, separierten. Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial (z.B. Moränensediment) sowie großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimentkörper am Rand der kollabierenden Toteiskörper abgelagert.

Die Ablagerung erfolgte meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden und einsinkenden Eises, besonders dort, wo sich Eiskörper aufgrund ihrer Mächtigkeit temporär länger halten konnten (REITNER, 2015).

Im frühen Würm-Spätglazial konnten Lokalgletscher, die vorher durch das Tauerneris am Talausgang blockiert waren, vorstoßen und zeigten somit einen mechanisch bedingten Gletschervorstoß, u.a. am Südrand des Wilden Kaisers. Im Raum Hopfgarten ist die Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial mit Lokalgletscheroszillationen verbunden.

Gemäß den morphologischen und sedimentären Befunden erfolgte in Summe ein rascher Kollaps des Eisstromnetzes, ohne dass es zu einer weiteren Stabilisierung im Sinne eines Halts des Achen- wie auch des Salzachgletschers während dieser Phase kam. Nach dieser Phase erreichte kein Lokalgletscher der Kitzbüheler Alpen mehr den Talboden des Achentales.

Weiters liegen in den inneren Tälern der Kitzbüheler Alpen tiefgelegene Seiten- bis Endmoränen vor. Deren Existenz legt kurzfristige Stabilisierungen relativ kleiner Gletscher während der Eiszerfallsphase nahe. Allerdings fehlt hier im Gegensatz zur Situation im Achental, im Raum Hopfgarten und südlich des Wilden Kaisers (REITNER, 2005, 2007) eine charakteristische Verknüpfung mit Eisrandsedimenten und damit Toteis im unmittelbaren Vorfeld (REITNER, 2015).

Eine zeitliche Einstufung der Sedimente der Eiszerfallsphase ergibt sich aus Lumineszenzdatierungen von Deltaablagerungen der sehr markanten Eisrandterrasse im Raum Hopfgarten, der sogenannten Westendorfer Terrasse. Diese erbrachte ein Ablagerungsalter von $18,7 \pm 1,7$ ka (KLASEN et al., 2007). Auf das Ende der Eiszerfallsphase weisen ^{14}C -Daten von organischer Substanz aus dem ehemaligen Traun- und Draugletscherbereich (REITNER, 2007) hin, die eine frühe Eisfreiheit um 19 ka in den großen inneralpinen Tälern anzeigen.

Nach der Eiszerfallsphase ist in den Kitzbüheler Alpen nur von einer kleinräumigen Karvergletscherung in den obersten Karräumen auszugehen, ehe ab etwa 17 ka BP als Resultat einer Klimaverschlechterung im Nordatlantikraum der Vorstoß zum Gschnitz-Stadial erfolgte. Leider fehlen hinsichtlich des spätglazialen Inventars der Kitzbüheler Alpen eine moderne systematische Bearbeitung sowie geochronologisch definierte Anhaltspunkte, die eine zeitliche Korrelation der verschiedenen Endmoränen erlauben. Zudem erschwert die Überprägung durch Massenbewegungen und die nachmalige Aufarbeitung durch Blockgletscher die Zuordnung (REITNER, 2015).

Mit der rapiden Klimaverbesserung im ausgehenden Spätglazial verschwinden die Gletscher der Kitzbüheler Alpen und es setzte mit Beginn des Bølling-Allerød-Interstadials (etwa 14,7 ka BP) die Wiederbewaldung ein. Damit entwickelte sich sukzessive eine die Hänge stabilisierende Vegetationsdecke (REITNER, 2015).

Die Terrassen von Hopfgarten geben einen Überblick über die spätglaziale Entwicklung im Brixental. In den bis zu 150 m hohen Terrassen im Bereich von Hopfgarten mit unterschiedlichen Niveaus, die sich in die Nebentäler, Windau- und Kelchsautal, fortsetzen, lassen sich drei sedimentäre Abfolgen unterscheiden.

Die tiefste dieser drei lithofaziellen Einheiten besteht aus mächtigen horizontal geschichteten Kiesen mit korngestütztem Gefüge und Korngrößen bis zu Pflastersteingröße. Es handelt sich um Ablagerungen eines verwilderten verzweigten Flusssysteme (braided river). Das Alter ist frühes Würm. Lokal, zumeist am Rand des Beckens sind in diese Flussablagerungen bis zu 10 m feinkörniger Sedimente, die reich an organischer Substanz sind, eingeschaltet. Es finden sich Lignite, laminierte Silte, Sande mit gelegentlich groben Geröllen bis hin zu matrixgestützten Diamikten (schlecht sortierte Konglomerate oder Brekzien mit toniger Grundmasse). Sie werden gedeutet als Ablagerungen von Überflutungssedimenten in Bereichen, wo der Abfluss durch lokale Schwemmkegel blockiert ist, und stellen ein frühes Würm-Interstadial dar.

Die darüber folgende lithofazielle Einheit setzt sich aus mächtigen, matrixgestützten, überkonsolidierten Diamikten mit subangularen bis angerundeten, oft gestriemten und gekritzten Geröllen zusammen. Es handelt sich um subglaziale Geschiebemergel (Till). Örtlich sind darin Scherflächen ausgebildet. Die Kontakte zur unterliegenden Einheit sind scharf. Sie werden als großräumige Diskontinuitätsfläche gedeutet, wenn auch die Schichtung beider Einheiten über große Bereiche parallel ist. Der basale Till ist etwa 2 bis 10 m mächtig. Es handelt sich um Ablagerungen eines Gletschers, der vom Inntal in das Hopfgartener Becken floss. Die Lithologie der Gerölle im basalen Till setzt sich im NW, nahe dem Inntal, aus Kalken und Dolomiten der Nördlichen Kalkalpen und aus kristallinen Geröllen wie Zentralgneisen aus dem Zillertal, Eklogiten aus dem Ötztal, Amphiboliten, Hornblendegarbenschiefen und dem charakteristischen Juliergranit zusammen. Die Häufigkeit dieser für den Inntalgletscher charakteristischen Gerölle nimmt südlich von Hopfgarten gegen das Windautal stark ab. Erratische Blöcke, zumeist Zentralgneise, sind verbreitet über der Einheit B und auf dem vorquartären Untergrund, nicht aber innerhalb des basalen Tills anzutreffen, was dessen Bildung durch einen Lokalgletscher des Windautales anzeigt.

Die dritte lithologische Einheit lässt sich in eine coarsening-upward Deltabildung mit feinkörnigem Bottomset, Foreset und Topset gliedern. Sie folgt gleichförmig über der darunter liegenden mittleren Einheit, meist aber direkt über der tiefsten Einheit, wobei dazwischen keine Erosionsfläche erkennbar ist. Die Schichtungen der Einheiten sind parallel zu einander. Das Bottomset besteht aus 20 m mächtigen Kiesen bis sandigen Kiesen mit Einschaltung von Sanden mit Rippelschichtung. Sie werden als Hinweis auf eine schnelle Ablagerung eines Deltas mit Eiskontakt gedeutet. Die weitere Sedimentation im Hopfgartener Becken und die Ausbildung der Westendorfer Terrasse erfolgten, als die Stirn des stagnierenden Inntalgletschers den Abfluss aus dem Becken gegen NW blockierte. Alles zusammen spricht für eine Bildung in einer frühen Phase des spätglazialen Eiszerfalls.

Anhand der Verteilung der erratischen Blöcke ist erkennbar, dass ein Zweig des Inntalgletschers in das Brixental vorgestoßen ist und Hopfgarten noch vor den lokalen Gletschern des Windau- und Kelchsautales erreicht hat. Dadurch wurden die Lokalgletscher blockiert und gezwungen, ostwärts das Brixental aufwärts zu fließen. Dort versperrte ihnen allerdings der Achengletscher des Kitzbüheler Tales, der einen starken Eiszufluss durch Transfluenz über den Pass Thurn aus dem Salzachgletscher erhielt, den weiteren Weg. Dadurch wurden die Lokalgletscher gezwungen, ihren Abfluss über die nördlich gelegene Bergkette Hohe Salve – Zinsberg – Rauher Kopf zu nehmen. In der Folge wurde das Eisstrommuster durch sukzessive einsetzende weitere Transfluenzen aus dem Salzachtal in das Windau- und Kelchsautal modifiziert.

Das Auftreten von Zentralgneis als für die Hohen Tauern charakteristische Lithologie im Windau- und Kelchsautal ausschließlich in Form großer Blöcke an der Oberfläche des basalen Tills des spätglazialen Gletscherhochstandes, nicht aber in subglazialen Ablagerungen, weist auf eine Ausfüllung des Tales durch Lokalgletscher hin, die keinen subglazialen Transport durch Eis aus dem Süden zugelassen hat. Die erratischen Blöcke sind somit supra- bis englazial transportiert. Dies ist Verbunden mit einem Anwachsen der Gletscher im Windau- und Kelchsautal. Daraus ergibt sich, dass die Erratika innerhalb des basalen Tills überwiegend die Phase des frühen Eisaufbaues repräsentieren. Auch zugehörige Strukturelemente sprechen für eine Bildung durch den gegen SE vorstoßenden Inngletscher.

6.2 Gesteinsbeschreibung

Die nachfolgende Charakterisierung der Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes folgt im wesentlichen den Ausführungen in SCHUSTER et al. (2009) und HEINISCH et al. (2015).

135 Schwazer Augengneis, Kellerjochgneis (Ordovizium) (granitischer Augengneis)

Es handelt sich um bis zu mehrere hundert Meter mächtige, meist elongierte Schollen von tektonisch sehr stark beanspruchtem Orthogneis, der petrographisch als Alkaligranitmylonit zu bezeichnen ist. Dieser ist als dunkler Biotitgranitgneis mit bis zu 2 cm großen Kalifeldspatäugen und Quarzphenokristallen in einer sehr feinkörnigen Matrix ausgebildet. Nach GANGL et al. (2005) stellen Kalifeldspat, Albit und titanreicher Biotit Relikte der magmatischen Mineralparagenese dar. Der magmatische Biotit wurde später in titanarmen Biotit und Titanphasen (Ilmenit, Rutil, Titanit) abgebaut. Der eoalpidische Mineralbestand beinhaltet Muskovit, grünen Biotit, Albit, Chlorit und Stilpnomelan. Als Akzessorien finden sich Zirkon, Apatit, Epidot/Klinozoisit und Monazit. Die Kalifeldspäte sind spröde deformiert und oft von Biotit bzw. Biotit-Muskovitfasern ringförmig umgeben. Stark phyllonitisierte Bereiche des Orthogneises sind hellglimmerreich und feinschiefrig entwickelt.

Basierend auf U/Pb-Zirkonaltern kristallisierte der Schwazer Augengneis im frühen Ordovizium (469–486 Ma). Ob es sich um einen I-Typ- oder S-Typ-Granit handelt, ist

derzeit nicht eindeutig geklärt, eine Charakterisierung als S-Typ-Gestein ist aber wahrscheinlicher. Geothermobarometrische Daten von PIBER (2006) ergaben Bedingungen von ca. 0,5 GPa bei 300°C für die eoalpidische Metamorphose des Schwazer Augengneises.

Die Augengneise sind keine Deckenscheider zwischen Unterostalpin (Quarzphyllit) und Oberostalpin (Grauwackenzone). Die Augengneise liegen nachweislich innerhalb der Grauwackenzone und wechseln lagenweise mit Grauwackenzone-Gesteinen ab. Aufschlüsse im Umfeld der Hemermoosalm legen einen kontinuierlichen Übergang zwischen Augengneisen und Porphyroiden nahe. Dieser Geländebefund macht wahrscheinlich, dass es sich um subvulkanische Intrusiva handeln könnte, die gleiches Alter wie die Porphyroide haben (HEINISCH, 2006).

GRAUWACKENZONE (Basis des Tirolikums, Norische Decke)

107 Blasseneck-Porphyr (Oberordovizium) (rhyolithischer Ignimbrit und epiklastisches Porphyrmaterial)

Der Blasseneck-Porphyr ist das schwach metamorphe Produkt eines kurz andauernden überwiegend sauren Vulkanismus, der vorwiegend Rhyolithe und Dazite, daneben gelegentlich Alkali-Rhyolithe und selten Andesite förderte. Im Gebiet um Kitzbühel und Fieberbrunn sind die ursprünglichen Vulkanitgefüge noch teilweise erhalten, in den meisten anderen Vorkommen sind sie durch die metamorphe Überprägung weitgehend zerstört. Wie man an Hand der weniger überprägten Gesteine sehen kann, sind unter dem Namen „Porphyroid“ verschiedene vulkanogene Gesteine wie Ignimbrite, Tuffe, Tuffite, aber auch vulkanoklastische Sedimente zusammengefasst. Generell handelt es sich beim Blasseneck-Porphyr um ein grobblockig brechendes, massiges, teilweise geschiefertes, graugrünes bis gelblichgrünes, selten auch rotleckiges Gestein, mit feiner, makroskopisch nicht weiter auflösbarer Grundmasse und unregelmäßig angeordneten Einsprenglingen von Feldspat und Quarz. Die Matrix besteht aus Quarz, Feldspat, Serizit und etwas Chlorit. In den Ignimbriten sind noch Glasscherben und Fließgefüge sowie Bims- und Fremdgesteinsfragmente erkennbar (HEINISCH, 1981).

Dieses Leitgestein wurde in den Eisenerzer Alpen erstmals durch überlagernde, biostratigraphisch eingestufte Kalke mit Wende „Caradoc/Ashgill“ datiert (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976; SCHÖNLAUB, 1979). Diese Einstufung würde nunmehr dem Oberen Ordovizium entsprechen. An den Blasseneck-Porphyrvorkommen des Rauhen Kopfes nahe Kirchberg in Tirol konnte, basierend auf Zirkon-Datierungen, ein Bildungsalter von 468 Ma ermittelt werden (SÖLLNER et al., 1991). Vor allem in der Umgebung von Kitzbühel liegen die bedeutenden Vorkommen des Blasseneck-Porphyr innerhalb der westlichen Grauwackenzone. Ihre Mächtigkeit schwankt zwar stark, erreicht aber verbreitet mehrere hundert Meter. Durch günstige Umstände überdauerte eine Reihe primärer vulkanischer Gefüge die Metamorphose und erlaubt den Nachweis der Ignimbritnatur, wie HEINISCH (1981) ausführlich erläuterte. Aufgrund

der im Gelände beobachteten Wechsellagerungen mit Metasedimenten wird vermutet, dass die Edukte dieser Gesteinsvarietäten zwar gleichfalls subaerisch, explosiv gefördert, danach aber abgetragen und in den marinen Bereich verfrachtet wurden.

106 Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation (Ordovizium–Devon, –? Karbon) (Sand-, Silt- und Tonstein, Schwarzschiefer, Phyllit, untergeordnet Konglomerat und Brekzie)

Die Grauwackenzone wird hier zum Großteil (über 85 %) von schwach metamorphen, siliziklastischen Sedimentgesteinen aufgebaut. Es handelt sich um Wechselfolgen aus Metapeliten und petrographisch vielfältigen Metasandsteinen, die in stratigraphisch fassbaren Profilabschnitten Mächtigkeiten bis zu 2000 m erreichen. Diese Gesteine sind stets deutlich geschiefert, oft sogar mehrfach. Trotz Schieferung und schwacher Metamorphose sind in diesen noch häufig reliktsche sedimentäre Gefüge zu erkennen. Die metamorphe Umbildung der primären Gefüge durch Blastese ist regional unterschiedlich intensiv, bleibt aber meist auf den Korngrößenbereich der Metapelite beschränkt. Klasten etwa ab der Korngröße von Feinsand sind oft noch in ursprünglicher Mineralogie, Größe und Habitus erhalten. Unter den Metapeliten sind die nur schwach metamorphen Silt- und Tonsteine vorherrschend. Lokal, vor allem am Südrand der Grauwackenzone, können auch Schwarzschiefer vorkommen und vielfältige Phyllite ausgebildet sein, die in typischer Weise mit durchgehenden Glimmerhäuten bedeckte Schieferungsflächen besitzen. Die Metasandsteine entsprechen in ihrer petrographischen Zusammensetzung überwiegend Subgrauwacken und können fein- bis grobkörnig entwickelt sein.

Im Talgrund des Glemmtales zwischen Saalbach und Viehhofen konnten siliziklastische Metasedimente im Liegenden der hier gering mächtigen Blasseneck-Porphyrorkommen erfasst werden (Jausern-Formation mit dem stratigraphischen Umfang Unterordovizium–Oberordovizium). Schwach metamorphe siliziklastische Ablagerungen vergleichbaren Alters wurden auch durch Funde von unterordovizischen Mikrofossilien (Acritarchen) aus dem Bereich von Reith nordwestlich von Kitzbühel sowie dem Windauer und Kelchsauer Achenal dokumentiert (REITZ & HÖLL, 1989, 1991).

Die Schattberg-Formation wurde als proximale Turbiditfazies mit dem stratigraphischen Umfang oberstes Ordovizium–Devon (möglicherweise Karbon) definiert. Sie besteht hauptsächlich aus schwach metamorphen, grob- und feinkörnigen, dm- bis m-mächtigen Sandsteinbänken. Der Anteil der Sandsteinbänke beträgt meist 80 % oder mehr. Die Silt- und Tonstein-Horizonte spielen durchwegs eine untergeordnete Rolle und überschreiten keinesfalls die 30% - Grenze. In manchen Fällen sind die Sandsteinbänke mit Mikrokonglomeraten in „Rinnenfazies“ vergesellschaftet. Weiters finden sich in der Schattberg-Formation vielfältige Einschaltungen von Konglomeraten, Geröllpeliten, Brekzien und Megabrekzien, die zum Teil als Rinnensedimente zum Teil als Olisthostrome interpretiert werden.

Die Löhnersbach-Formation wurde als distale Turbiditfazies mit dem stratigraphischen Umfang oberstes Ordovizium – Devon definiert. Sie setzt sich aus Wechselfolgen metamorpher Ton- und Siltsteine sowie untergeordnet aus feinkörnigen Subgrauwacken zusammen. Als Typlokalität wurde das Löhnersbachtal mit seinen Aufschlüssen im stratigraphisch Liegenden der Klingler-Kar-Formation gewählt.

Weiters wurden all jene feinklastischen Metasedimente, die im Verband mit dem Spielbergdolomit auftreten, in der Legendenummer 106 subsumiert. Es handelt sich um nur einige Zehnermeter mächtige schwach metamorphe Silt- und Tonsteine, die lithostratigraphisch üblicherweise der Spielbergdolomit-Gruppe zugeordnet werden. Aufgrund der erwähnten Verbandsverhältnisse gilt ein mittel- bis oberdevones Alter dieser siliziklastischen Gesteine als gut begründet.

105 Ultrabasit (Pyroxenit, Serpentin)

In der Wildschönau, rund 7 km südlich Wörgl, befinden sich im Gebiet um das Marchbachjoch die größten Vorkommen von teilweise serpentinisiertem Pyroxenit innerhalb der westlichen Grauwackenzone. Die Ultrabasite sind durch intrusive Kontakte mit schwach metamorphen Gabbros (z. T. anorthositischen Leukogabbros) und Dioriten verbunden. Alle Intrusivkörper dieses Gebiets stecken in gleichfalls schwach metamorphen basaltischen Pyroklastika, die mit siliziklastischen Metasedimenten (106) verzahnt sind, und werden als Magmenkammerreste von alkalibasaltischen Ozeaninseln interpretiert (POGORIUTSCHNIGG, 1997; HEINISCH, 2005).

104 Metabasit-Gruppe (Altpaläozoikum) (Metabasalt, Metatuff, Metatuffit, Metagabbro)

In der Umgebung von Zell am See, St. Johann im Pongau und Kitzbühel sind in der Grauwackenzone zahlreiche Vorkommen basischer Metamagmatite aufgeschlossen.

Neben verschiedenen Metavulkaniten treten im gesamten Gebiet schwach metamorphe Ganggesteine auf. Alle Metabasite wurden durch die Metamorphose und tektonische Prozesse in unterschiedlich starkem Maße verändert. Während die magmatischen Gefüge etlicher Vorkommen noch gut erhalten sind, veränderten vielfältige Zerfallsreaktionen die primären Mineralphasen meist beträchtlich. Trotzdem sind noch in vielen Vorkommen Relikte magmatischer Plagioklase und Klinopyroxene erhalten. Während sich die schwach metamorphen Ganggesteine meist durch gabbroide, teilweise auch durch dioritische Texturmerkmale auszeichnen, können die Metavulkanite anhand reliktscher vulkanischer Strukturen in Pillowbasalte, Schichtlaven, vielfältige Pyroklastika und Tuffite untergliedert werden. Grünschiefer, deren ursprüngliche Charakteristika aufgrund vollständiger Umwandlung nicht mehr zu erkennen sind, beschränken sich auf einen schmalen Streifen am Südrand der Grauwackenzone.

Umfangreiche geochemische Analysen und aktuovulkanologische Studien von SCHLAEGEL-BLAUT (1990) zeigen, dass es sich ausschließlich um Intraplattenvulkanite

handelt, die in einem mäßig tiefen Randmeer vulkanische Hochzonen (seamounts) und vulkanische Inseln bildeten. Mehrere unterschiedliche magmatische Zyklen im Zeitraum Ordovizium bis Unterkarbon wurden erkannt beziehungsweise durch geochronologische Untersuchungen datiert (HEINISCH, 1986; HEINISCH et al., 1987; LOTH et al., 2001; SCHAUDER, 2002, BLATT, 2013).

103 Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg. (inkl. Klingler-Kar-Formation und Dolomit-Kieselschiefer-Komplex) (Dolomit, Kalkmarmor, Kalkschiefer, untergeordnet Lydit und Schwarzschiefer)

Schwach metamorphe, schwarze, gebankte Dolomite, Kieselkalke, Lydite, Schwarzschiefer und graue Tonschiefer wurden in der Umgebung Kitzbühels im Dolomit-Kieselschiefer-Komplex zusammengefasst (MOSTLER, 1966; AL-HASANI & MOSTLER, 1969). Im Hangenden des Dolomit-Kieselschiefer-Komplexes folgen lokal gering mächtige, schwach metamorphe, graue Orthocerenkalke des oberen Silurs und darüber die mächtige Spielbergdolomit-Gruppe, die den Charakter der Landschaft des gesamten Gebiets prominent mitbestimmt.

In der Umgebung von Zell am See treten Metasedimente auf, die ursprünglich auf pelagischen Tiefseeschwellen eines offenen Meeresbeckens abgelagert wurden. Besonders bemerkenswert ist dabei der Umstand, dass diese im primären Verband mit geringmächtigen Metabasitlagen vorkommen. Die Klingler-Kar-Formation (HEINISCH, 1986) besteht aus schwach metamorphen mikritischen Kalken, Cephalopodenkalken, Mergeln, Kalk-Mergel-Wechselfolgen, Lyditen, Schwarzschiefern und Tonschiefern. Diese Gesteine bilden einen lediglich rund 50 m mächtigen Leithorizont in den mehrere 1000 m mächtigen, eintönigen, siliziklastischen Metasedimenten der westlichen Grauwackenzone. Die Klingler-Kar-Formation konnte biostratigraphisch datiert werden und umfasst oberes Silur bis oberes Unterdevon.

Kalkmarmore beziehungsweise schwach metamorphe Kalke und Kalkschiefer treten in Form langgestreckter Gesteinszüge als Einschaltungen in den siliziklastischen Metasedimenten auf. EXNER (1979) beschreibt diese als dunkelgraue bis hellgraue, schwach metamorphe Kalke, die teilweise als grob gebankter Kalk, teilweise als dünn geschieferter Kalkschiefer und Bänderkalk ausgebildet sind. Eine aus den höheren Teilen der Steigwandkalke stammende Conodontenfauna ermöglichte es, sie ins obere Silur bis Unterdevon einzustufen (BAUER et al., 1969).

102 Spielbergdolomit-Gruppe (Unterdevon–Mitteldevon) (Dolomit, hell, dickbankig und massig, roter Flaserdolomit, Kalkmarmor, weiß, Dolomit bzw. Kalkmarmor-Siltstein-Wechselfolge)

Die Spielbergdolomit-Gruppe tritt in der westlichen Grauwackenzone vor allem in der Umgebung von Leogang, Kitzbühel und Brixen im Thale auf. Als „Spielbergdolomit“ bezeichneten MAVRIDIS & MOSTLER (1971) ursprünglich den nunmehrigen Haupttyp dieser Gesteinsgruppe, einen hellgrauen, grob gebankten bis massigen Dolomit. Dieser führt üblicherweise reichlich Riffschutt (Crinoiden, Korallen, Bryozoen,

Gastropoden und Stromatoporen) und wurde nach dem östlich von Leogang gelegenen Spielberghorn benannt. Aufgrund etlicher im Zuge der geologischen Landesaufnahme gemachten Beobachtungen wurde der ursprüngliche Begriff erweitert und von HEINISCH et al. (1995, 2003) in die Spielbergdolomit-Gruppe übergeführt. Diese besteht aus unter- bis mitteldevonen, flachmarinen Dolomiten, die vorwiegend im Gezeitenbereich einer Lagune gebildet wurden. Aber auch lokale Riffbereiche und bis ins frühe Oberdevon (Frasnium) reichende pelagische Kalke mit unterschiedlich mächtigen Silt- und Tonstein-Einlagerungen wurden bekannt. Den stratigraphisch ältesten, ins Unterdevon gestellten und wahrscheinlich bereits im obersten Silur beginnenden Teil der Spielbergdolomit-Gruppe bilden graue Dolomite und fossilreiche (Orthoceren, Echinodermen), rote Flaserdolomite („Kitzbüheler Horn Serie“ (EMMANUILIDIS & MOSTLER, 1971)), die lokal von hellen Kalkmarmoren mit violetten und grünen Tonflasern vertreten werden. Neben der erwähnten lokalen Entwicklung im Bereich des Kitzbüheler Horns ist für das Unterdevon der graue, grobkörnig kristalline Schwazer Dolomit charakteristisch.

NÖRDLICHE KALKALPEN (TIROLIKUM)

101 Gröden-Formation (Perm) (Konglomerat, Grobsandstein, Tonstein, häufig rot)

Die kalkalpine Schichtfolge beginnt mit grobklastischen, terrestrisch/fluviatilen Sedimenten, die über variszisch deformierten, (alt-)paläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone diskordant abgelagert wurden. Der transgressive Kontakt ist gelegentlich noch erkennbar, häufig aber durch die alpidische Deckentektonik überprägt.

Während im Ostabschnitt der Kalkalpen für diese Gesteinsabfolge der Begriff Prebichl-Formation Verwendung findet, werden im Westabschnitt verschiedene Lokalbezeichnungen oder lithologisch beschreibende Begriffe verwendet (MOSTLER, 1972). Zuletzt wurde der Begriff Gröden-Formation aus den Südalpen für den oberpermischen Anteil übernommen (STINGL in HEINISCH et al., 2003 und HEINISCH et al., 2015).

Die Abfolge beginnt mit einer basalen Brekzie, deren Komponenten die altpaläozoischen Gesteine des Untergrundes und der lokalen Umgebung widerspiegeln. Die Komponenten sind kaum gerundet, bis zu 10 cm groß und in eine rote, siltig-tonige Grundmasse eingebettet. Gerundete Komponenten zeigen den Übergang von lokalen Schuttfächern zu ausgedehnten Flussablagerungen an. Entsprechend dem vorgegebenen Untergrundrelief schwanken die Mächtigkeiten sehr stark. Da spät unterpermische Quarzporphyre im Geröllspektrum fehlen, wird ± unterpermisches Alter angenommen.

Die Gröden-Formation setzt sich aus einer Abfolge von Konglomeraten und Grobsandsteinen einerseits und mächtigen roten Tonschiefern mit vereinzelt Gerölllagen andererseits zusammen, die lateral miteinander verzahnen. Die Gerölle

bestehen hauptsächlich aus Quarz, untergeordnet auch aus Quarzporphyr, Phyllitfragmenten, Karbonaten und sehr selten aus dunklen Kieselschiefern (Lydite).

99 Alpiner Buntsandstein (Untertrias) (Quarzsandstein, rot und hellgrau)

Mit dem Einsetzen massiver Sandsteinschüttungen über den Tonschiefern der Gröden-Formation wird die Grenze zum Alpinen Buntsandstein gezogen. Über einer geringmächtigen Basalbrekzie (Dolomit und Phyllit als Komponenten) folgen eher monotone, rote, meist gut gebankte Sandsteine mit dünnen, dunkelroten und tonig-mergeligen Zwischenlagen. In den stratigraphisch tieferen Anteilen treten Quarzbrekzien und Quarzkonglomerate auf. Die roten Quarzsandsteine werden nur von geringmächtigen roten Tonschiefern unterbrochen und sind reich an Sedimentstrukturen (Schrägschichtung, Lamination, Gradierung, Rippelschichtung, Trockenrisse). Letztere werden als Hinweis auf eine Ablagerung im Küsten- bis Gezeitenbereich gedeutet. Die Quarzkörner sind meist gut sortiert und gerundet, Feldspat kommt im Unteren Alpinen Buntsandstein nur sehr untergeordnet vor. Ein deutlicher Umschlag zu ± weißer Farbe wird zur Abtrennung eines Oberen Alpinen Buntsandsteins genutzt, der neben Quarzareniten auch Arkosen beinhaltet (STINGL, 1987, 1989). Der Übergang der Buntsandsteine zu den darüber folgenden Werfener Schieferen (sehr bunte Wechselfolge von Sandsteinbänken und Tonlagen) erfolgt allmählich durch Abnahme der Bankdicke und zunehmende Einschaltung von schiefrigen Silt- und Tonsteinlagen. Die Alterseinstufung erfolgt mangels Fossilien anhand der Position innerhalb des Schichtstapels und kann daher nur relativ grob mit Untertrias angegeben werden.

96, 97 Steinalm-, Gutenstein- (= Alpiner Muschelkalk) und Reichenhall-Formation (Anisium) (Kalkstein, Dolomit, massig, hellgrau–bankig schwarz [96]), (Rauwacke, örtlich Gips [97])

An der Basis der karbonatischen Entwicklung tritt häufig ein Rauwacke-Horizont in Erscheinung, der mit der Reichenhall-Formation der Nordtiroler Kalkalpen gleichgesetzt wird. Das ursprüngliche tonig/dolomitisch/evaporitische Gestein eines hypersalinaren Ablagerungsmilieus ist aber stets in eine tektonische Brekzie umgewandelt, in die auch Komponenten der liegenden und hangenden Gesteine eingeschleppt wurden. Sie verwittert obertags zu gelben, löchrig-porösen, zelligen Rauwacken. Die Altersangabe beruht nur auf der Stellung im Schichtstapel.

Die Gutenstein-Formation besteht aus dunklen Kalken und Dolomiten. Der jüngere Abschnitt kann seitlich mit der Steinalm-Formation verzahnen. Der Gesteinsbestand umfasst grobbankige graue Dolomite, dünnplattige, z. T. im mm-Bereich laminierte dunkle Dolomite und dunkelgraue und schwarze gebankte Kalke. Die Kalke können Cronoiden führen. Im Grenzbereich zu den Werfener Schichten können dunkelgraue dolomitische Mergel auftreten. Beim Anschlagen ist häufig ein leichter Bitumengehalt am Geruch erkennbar, der sich aber rasch verflüchtigt.

Als Steinalm-Formation werden (hell-)graue, massige bis dickbankige Kalke bezeichnet, die als charakteristische Fossilien oft massenhaft die kalkigen Röhren von Grünalgen (Dasycladaceen) enthalten. Algen, Onkoide und Ooide weisen auf ein gut durchlichtetes marines Flachwassermilieu hin. Eine sekundäre quergreifende Dolomitisierung kann das Gestein in einen strukturlosen hellen Dolomit verwandeln, der vom jüngeren Wettersteindolomit nicht zu unterscheiden ist.

Sowohl aus der Position zwischen fossilbelegten Formationen als auch direkt nach Mikrofossilien (Dasycladaceen, Foraminiferen) lässt sich ein Altersumfang von Unter- bis Mittel-Anis ableiten.

93 Reiflinger Kalk (Mittleres Anisium–Unteres Karnium) (Kalkstein, wellig-schichtig, bankig, grau, Hornstein führend)

Der feinkörnige Kalk ist meist gelblich-grau gefärbt, seltener dunkelgrau bis schwarz, grünlichgrau oder rötlich. Dünne mergelige Zwischenlagen sind gelegentlich auffällig bunt gefärbt und können feinkörnige „Kristalltuffe“ enthalten, die auf Beimengung vulkanischer Aschen zurückgehen. Charakteristisch ist ferner die deutliche Bankung im Bereich von 0,5 bis 5 dm, mit welligen bis knolligen Schichtflächen und eingeschalteten Lagen oder Knollen von Hornstein.

Reiflinger Schichten stellen karbonatische Ablagerungen des tieferen Wassers dar, die zeitgleich zu den Wetterstein-Karbonatplattformen entstanden (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974). Ihr Hauptverbreitungsgebiet besitzen sie in den Bajuvarischen Decken. Die Alterseinstufungen stützen sich weitgehend auf Conodontenfaunen, lokal sind auch Ammonitenfunde bekannt.

90 Wettersteindolomit, Ramsaudolomit (Ladinium–Unteres Karnium)
(Dolomit, massig, zuckerkörnig, hellgrau)

Der Wettersteindolomit stellt den dolomitisierten Anteil der Wetterstein-Karbonatplattformen dar. Entsprechend der sekundären, diagenetischen Bildung ist die Abgrenzung zum Wettersteinkalk oft sehr unregelmäßig geformt und besonders in Profilschnitten nur schematisch als Verzahnungsbereich darstellbar. Im Zuge der diagenetischen Dolomitbildung ging das primäre Sedimentgefüge weitgehend verloren, es herrscht heute ein charakteristisch „zuckerkörniges“, feingrusig zerfallendes, meist weißes bis graues, ungeschichtetes Sedimentgestein vor. Ein Großteil des Wettersteindolomites dürfte ehemals lagunäre Bereiche darstellen, nur ganz lokal weisen reliktsch erhaltene Sedimentstrukturen auf ehemalige Riffbildungen hin. Der gering mächtige Horizont des „ockerig anwitternden“ Kalks bildet eine lithologisch äußerst vielfältige, überwiegend brekziöse Basisschicht. Der Hauptgesteinstyp des Ramsaudolomits ist ein hellgrauer, feinkristalliner, stellenweise grob gebankter Dolomit. Die tieferen Anteile sind vielfach dunkler und auch öfters gut gebankt. Häufig sind endogene Brekzien und starke tektonische Zerklüftung (PIRKL, 1961).

89 Wettersteinkalk (Ladinium–Unteres Karnium) (Kalkstein, massig–gebankt, hell)

In den Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen tritt der Wettersteinkalk in landschaftsprägender Ausdehnung im Hochstauffengebiet und im Kaisergebirge auf. Der massige oder auch im Meter- bis Dezimeterbereich gebankte, hellgraue bis hellbräunliche Kalk tritt sowohl in lagunärer als auch in riffnaher Fazies in Erscheinung. In der Lagune sind die millimeterdicken Röhren von Grünalgen (Dasycladaceen) häufig in gesteinsbildender Menge zu finden. Loferitische feingeschichtete Kalk/Dolomit-Wechselfolgen aus Algen/Bakterienmatten kennzeichnen Ablagerungen im Gezeitenbereich. Riff-Bildungen sind oft am hell/dunkelgrau gefleckten Gesteinshabitus erkennbar, der durch konzentrisch gebänderte Hohlraumzemente („Großoolithe“) zwischen den Riffschuttkomponenten hervorgerufen wird. Wesentliche Riffbildner sind kleine Kalkschwämme und diverse Krusten bildende Organismen, Korallen sind nur untergeordnet vertreten. Bei entsprechend großflächiger Verbreitung bildet der Wettersteinkalk ähnlich dem Dachsteinkalk verkarstete Hochflächen mit entsprechendem Karstwasserpotential.

87 Nordalpine Raibler Schichten (Unteres Karnium) (Sandstein, Arkose, feinkörnig, Mergelstein, dunkel, Sandstein, Schiefertonsstein, Rauwacke, örtlich Gips, untergeordnet Dolomit und Kalkstein)

Die terrigenen Sedimente des Karnium zeigen verschiedene fazielle Ausbildungsformen, die hier unter dem Überbegriff Nordalpine Raibler Schichten zusammengefasst wurden. Dieser findet insbesondere im Westteil der Kalkalpen Verwendung, während im Ostteil eine Unterteilung in Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten geläufig ist.

Um den von Nordosten her ausstrahlenden, terrigenen Sedimenteintrag anzudeuten, wurde die Verbreitung der Lonz-Formation mit ihren mächtigen Sandsteinschüttungen im Kartenbild eigens hervorgehoben.

Die Hauptmasse der Nordalpinen Raibler Schichten im hier gehandhabten Sinne umfasst eine Wechselfolge von Mergeln, Schiefertonen mit Sandsteinlagen und verschiedenen Karbonatkomplexen mit teilweise evaporitischem Einfluss.

Das tonig-siliziklastische Intervall stellt einen der Leithorizonte in der kalkalpinen Schichtfolge dar und ist in relativ ungestörten Schichtfolgen gut identifizierbar. Aus der Stellung im Schichtstapel und vereinzelt Ammonitenfunden ist unteres Karnium als Alter abzuleiten.

84 Hauptdolomit (Oberes Karnium–Norium) (Dolomit, gut gebankt, grau bis braun, z. T. bituminös)

Der Hauptdolomit ist das karbonatische Sediment der riff-fernen Lagune und daher im Bajuvarischen Deckensystem und im Nordteil des Tirolischen Deckensystems das

bedeutendste landschaftsprägende Gestein der Obertrias. Gegen Süden hin wird er lateral zunehmend durch Dachsteinkalk ersetzt.

Mehrere Gesteinstypen können unterschieden werden, wobei die rhythmisch laminierten Dolomite besonders auffallend sind. Sie gehen auf Cyanobakterien- und Algen-Stromatolith-Rasen zurück, deren Bildung an den flachmarinen Gezeitenbereich gebunden ist. Von eher untergeordneter Bedeutung sind feinkörnige gebankte Dolomite sowie grobkörnige bzw. „sandig-zuckerkörnige“ Dolomite – weitere lithologische Details siehe FRUTH & SCHERREIKS (1975, 1982, 1984).

Im Gegensatz zum Wettersteindolomit weisen praktisch alle Hauptdolomit-Typen beim Anschlagen mit dem Hammer einen deutlich bituminösen Geruch auf, der sich allerdings rasch verflüchtigt. Bemerkenswert ist auch die Möglichkeit einer Anreicherung von Uran, gebunden an die organische Substanz im Hauptdolomit, wie sie vom Gaisberg bei Kirchberg in Tirol bekannt ist (BELOCKY et al., 1990).

Der schon primär geringe Fossilgehalt wurde durch den Dolomitisierungsprozess noch weiter reduziert, das Alter des Hauptdolomites kann daher nur nach seiner Position im Schichtstapel als oberkarnisch bis norisch angegeben werden.

UNTERINNTALERTIÄR

50 Paisslberg-Formation, marin (Rupelium) (Mergelstein und turbiditischer Sandstein)

Die Sedimente der Häring-Formation mit der (Lengerergraben-Subformation: strukturlose Konglomerate und Brekzien, geschichtete und gradierte Konglomerate sowie Kalksandsteine und Kalkmergel: fluviatile Sedimente bis flachmarine Deltaablagerungen und Bergpeterl-Subformation: Kohle und bituminöse Mergel: paralische Sumpfablagerungen (ORTNER & STINGL, 2001)) wurden auf Grund ihrer vergleichsweise geringen Mächtigkeiten und ihrer beschränkten Verbreitung in der Kartenlegende nicht separat ausgeschieden und hier inkludiert.

Die Paisslberg-Formation („Zementmergelserie“) besteht aus dunkelgrauen bis grünlichen Mergeln und mergeligen Kalksteinen mit einer teils reichen Fossilführung. Die Entwicklung der einzelnen Fossilgruppen lässt auf eine schnelle Absenkung während der Sedimentation dieser Formation schließen. In die Paisslberg-Formation eingeschaltet sind die Kalksteine der Werlberg-Subformation („Lithothamnienkalkbrekzie“). Sie stellen sowohl autochthone, flachmarine Sedimente als auch allochthone, in das Becken verfrachtete Schuttströme mit Kalkalgen, Korallen, Bryozoen etc. dar (ORTNER & STINGL, 2001).

Die marine Unterangerberg-Formation wird von einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Mergeln (bis Mergelsteinen) und untergeordnet vertretenen, feinkörnigen Konglomeraten aufgebaut. Gradierung und Sohlmarken weisen diese Sedimente als Turbidite aus, die sich aus der Paisslberg-Formation entwickeln und das Vorrücken eines submarinen Fächers anzeigen. Sie sind reich an Glaukonit und

Pflanzenhäcksel, das Schwermineralspektrum wird von Granat und Staurolith dominiert. Eine Vergrößerung gegen das Hangendste hin, wie auch der Fossilinhalt dieser Sedimente, weisen auf ein Verflachen des Ablagerungsraumes im obersten Abschnitt der Unterangerberg-Formation hin. Diese Regression gipfelt schließlich in der Bildung der grobklastischen Oberangerberg-Formation (ORTNER & STINGL, 2001).

PLEISTOZÄN (WÜRM-SPÄTGLAZIAL) – HOLOZÄN

5 Schwemmkegel, Murenkegel (Kies, schluffig-sandig, Steine, z. T. Blöcke)

Diese allgegenwärtigen, landschaftsprägenden Ablagerungen, an der Mündung von Gräben und Bächen in die Täler der Vorfluter, werden aus grobem, wenig gerundetem, sandigem Schutt aufgebaut, der durchwegs schlechte Sortierung und oft undeutliche Schichtung zeigt. Die Materialzusammensetzung entspricht der des Einzugsgebietes des Gerinnes, wobei aber einerseits aus Gründen der Kürze, andererseits jener der Art des Transports (Mure, Suspension) nur wenig Auslese nach Festigkeit der Komponenten eintritt.

11 Eisrandsediment, Kame (Kies, Sand, Schluff)

Am Südabfall des Kaisergebirges zeichnet eine vielgliedrige Sequenz von Eisrandterrassen bei Ellmau und im Tal der Brixener Ache bei Hopfgarten den Zerfall des Eisstromnetzes zwischen Inneis, den Eisströmen aus den Kitzbüheler Alpen und dem aus dem Pinzgau im Tal der Großen Ache nach. Beim raschen Abschmelzen der Eismassen an der Südseite des Kaisergebirges entstanden hier Eisstauseen mit stark variierenden Spiegelhöhen, deren Verfüllung sich durch die Dynamik der lokalen Kargletscher (Vorstöße) in Zusammenhang mit der Befreiung vom Gegendruck des Eisstromnetzes rekonstruieren lässt, bis schließlich nach dessen Zerfall im Talboden noch die ausgedehnten Terrassen um Ellmau aufgeschüttet wurden (REITNER, 2005). Im Tal der Brixener Ache ist ein ähnlicher Ablauf der Wechselwirkung zwischen den lokalen Eisströmen von Süden und dem abschmelzenden Ferneis rekonstruierbar. Als letzter Akt entstand dann die großflächige Terrasse zwischen Westendorf und Itter in einem großen See, der vom Inneis gestaut wurde (REITNER, 2005).

14 Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien) (Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert)

Inneralpin sind Grundmoränen nur als eng begrenzte Vorkommen an Hängen zu finden. Ausnahmen bilden hier nur Vorkommen in kleineren Becken (z. B. Kitzbühel – St. Johann) oder auf Terrassenkörpern, wo auch über große Flächen Grundmoräne abgelagert wurde und erhalten geblieben ist.

HOLOZÄN

2 Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt (Auelehm, Schluff, Sand, Kies, z. T. Steine)

7 Magnetik

7.1 Karten der Isanomalien der magnetischen Totalintensität

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, in den Karten dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das global gültige „International Geomagnetic Reference Field“ IGRF bestimmt ist. Dieses wird weltweit ermittelt und für fünfjährige Zeitabschnitte („Epochen“) festgelegt (zum IGRF siehe MACMILLAN & FINLAY, 2011). Die magnetische Totalintensität ΔT (Delta T) wird üblicherweise als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in nT (Nano-Tesla) angegeben. Die Flussdichte ist proportional zur magnetischen Feldstärke.

Der Messprofilabstand beträgt für die vorliegenden Untersuchungen etwa 200 m, der Messpunktabstand entlang der Profile ist etwa 3 m (10 Messungen/Sekunde). Zu Details von Mess- und Auswertungsmethodik siehe Abschnitte 3 und 4 dieses Berichts.

Die magnetischen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt, wobei der Gehalt an Mineralen mit ferrimagnetischen Eigenschaften eine wesentliche Rolle spielt. Die wichtigsten ferrimagnetischen Minerale, die derartige Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit – Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_4), Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8) und der seltene Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre Magnetisierung. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590°C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 680°C (SCHÖN, 1983, SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325°C (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; LAWISZUS, 2000).

Zur Abschätzung der Tiefenlage der T_c muss der regionale geothermische Gradient des Untergrundes bekannt sein, um daraus die Maximaltiefe möglicher Magnetisierungen ableiten zu können. Für den hier betrachteten Bereich wird eine vom Tauernfenster gegen die Nördlichen Kalkalpen abnehmende Wärmestromdichte von ~ 70–80 mW/m² im Süden und etwa 50–60 mW/m² im Norden angenommen (SACHSENHOFER, 2001; GÖTZL, 2007). Beim Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (CĚRMÁK et al., 1992) ist die T_c im hier betrachteten Bereich für Magnetit in einer Tiefe von etwa 30 km, für Pyrrhotin in etwa 15 km unter der Oberfläche zu erwarten.

Die Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebietes Wörgl ist in der Abb. 7.1 dargestellt. Sie zeigt die Messergebnisse der zur Geländeoberfläche annähernd parallelen (topographischen)

Befliegung. Die theoretische Flughöhe des Sensors beträgt 50 m über Grund, was aber in der Praxis nicht exakt einhaltbar ist. Um eine der Topographie entsprechende Verteilung von ΔT darstellen zu können, muss eine aus der Flugtopographie abgeleitete Referenzfläche bestimmt werden, auf die die Messwerte bezogen sind. Diese Fläche wird so festgelegt, dass einerseits ein möglichst großer Anteil der Messpunkte unter dieser Fläche liegt und dass sie andererseits möglichst tief und somit nahe an den Störkörpern liegt, um eine hohe Auflösung zu gewährleisten. Die Abb. 7.2 zeigt diese (unebene) Fläche entsprechend der Flugtopographie, auf welche als Basis die Feldfortsetzung bezogen ist. Die Skala ist um 50 m höher als die Höhenschichtlinien der Karte 1:200.000 gewählt, um die Höhe der Messsonde über Grund zu kompensieren. Der Vergleich der Höhenschichtlinien der topographischen Karte mit den Isolinien der Flugtopographie zeigt, dass das Ziel einer Befliegung parallel zu der Geländeoberfläche sehr gut erreicht wurde.

Weitere Transformationen des Magnetfeldes, wie eine feldfortgesetzte Berechnung auf höhere Niveaus sowie eine Polreduktion wurden im Messgebiet Wörgl nicht durchgeführt, da die wesentlichen Anomalien nur teilweise bzw. nicht zur Gänze erfasst sind, was aber eine Voraussetzung für die Berechnungen einer Polreduktion wäre.

Die Werte von ΔT liegen bei der „topographischen“ Darstellung der Magnetik zwischen -158 nT und 354 nT. Die Werte sind in der Abb. 7.1 dargestellt.

Die Verteilung der Werte ist in manchen Abbildungen nicht klassifiziert dargestellt, wobei den Werten ein kontinuierlicher Farbverlauf in der Karte zugeordnet ist („Stretched“ in der Standardsoftware von ArcMap). Zumeist sind die Wertebereiche aber in Klassen unterteilt, jeder Klasse ist dann ein Farbton zugeordnet. Die Grenzen der Klassen können mittels unterschiedlicher statistischer Verfahren aus der Standardsoftware von ArcMap festgelegt werden. Es bietet sich somit die Möglichkeit, aus verschiedenen Darstellungsmethoden jeweils diejenige zu wählen, die für die jeweilige Fragestellung die stärkste Aussagekraft zukommt.

Die sich daraus ergebenden Kartenbilder können für ein und denselben Datensatz dabei recht unterschiedlich sein. Dies ist beispielhaft in der Abb. 7.3 für die magnetische Totalintensität gezeigt.

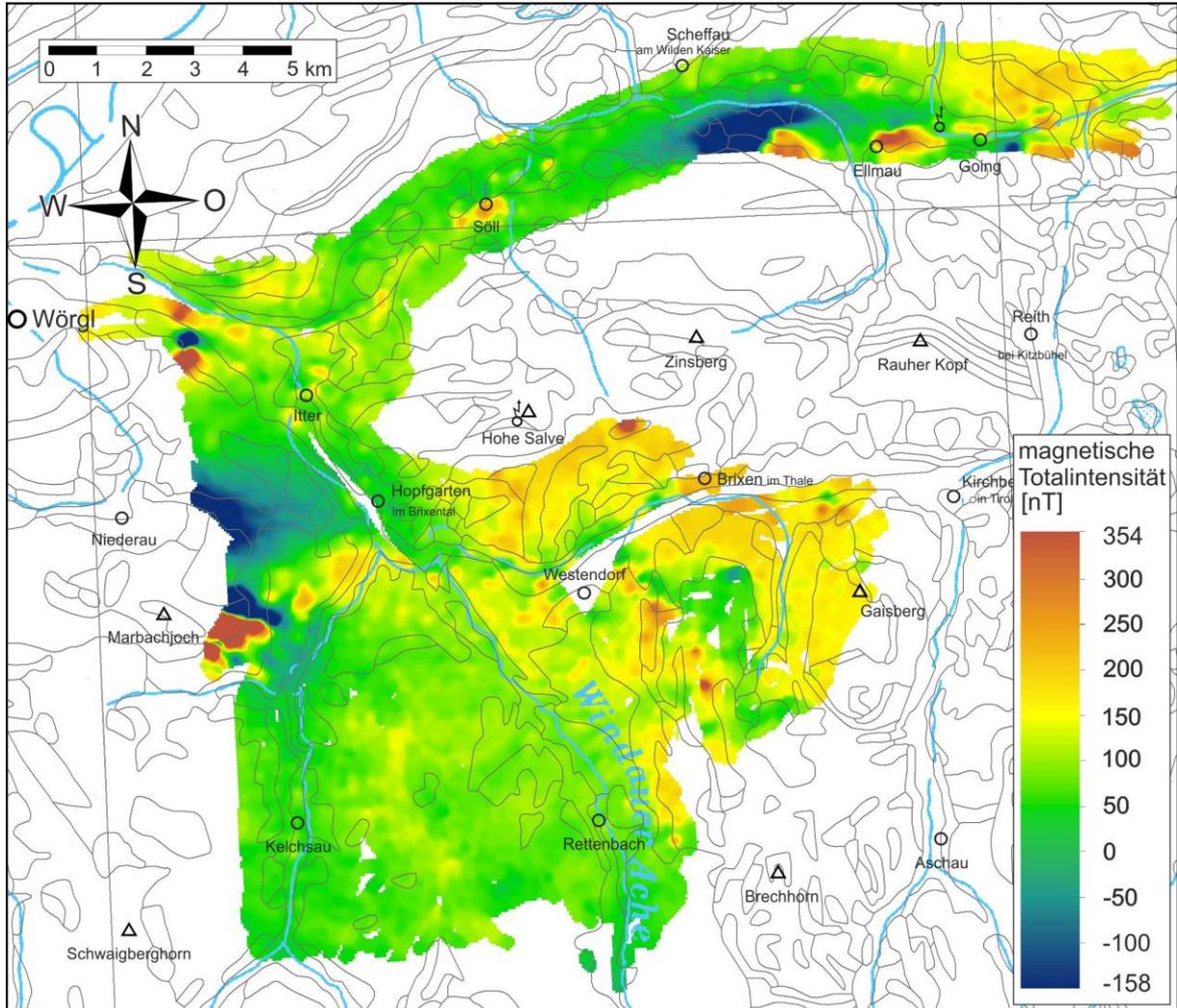


Abb. 7.1: Werte der magnetischen Totalintensität der oberflächenparallelen (topographischen) Befliegung. Die Werte sind nicht klassifiziert, sondern in einem sukzessiven Farbverlauf („Stretched“) dargestellt. Die Zahlenwerte am Farbbalken sind zur Orientierung bezüglich der Größenordnung von ΔT angegeben. Es sind die geologischen Grenzen der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 eingetragen. Weiters sind die Staatsgrenze, die Kartenblattgrenzen der ÖK50, die wichtigsten Gewässer und einige Ortschaften eingezeichnet.

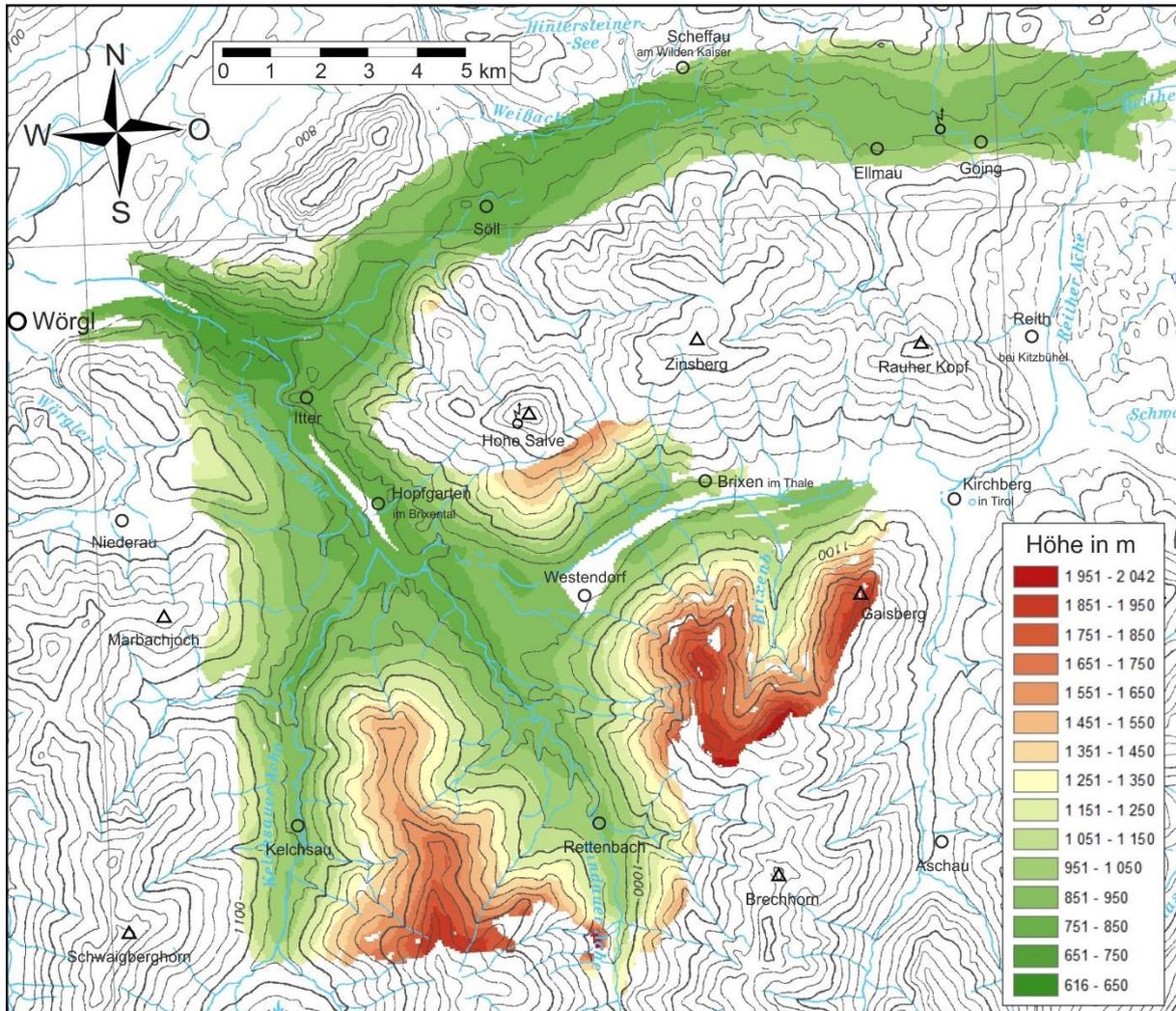


Abb. 7.2: Topographie der Referenzfläche auf welche die Feldfortsetzung der Abb. 7.1 bezogen ist. Die Grundlage für die Referenzfläche bildet die Flughöhe des Hubschraubers. Die niedrigen absoluten Flughöhen in den Tälern sind mit grünlichen, die höheren über den Kämmen mit gelblichen bis braunen Farbtönen gekennzeichnet. Die Skala ist um 50 m höher als die Höhenschichtlinien der Karte 1:200.000 gewählt, um die Höhe der Messsonde über Grund zu kompensieren. Es ist klar zu erkennen, dass das Ziel einer topographiegemäßen Befliegung sehr gut erreicht wurde.

Die statistischen Methoden, die hier angewendet wurden, die somit den Darstellungen in den unterschiedlichen Karten zugrunde liegen, werden im Folgenden kurz charakterisiert (nach ArcGIS Help Library und Wikipedia).

- **Quantile:** Der Wertebereich wird solchermaßen in Klassen unterteilt, dass in jeder Klasse dieselbe Anzahl von Werten liegt. Eine Klassifizierung nach Quantilen eignet sich gut zur Darstellung linear verteilter Daten. "Quantil" weist allen Klassen die gleiche Anzahl von Datenwerten zu. Es gibt keine leeren Klassen oder Klassen mit zu wenigen oder zu vielen Werten. Die Intervalle an den Extremen sind bei Normalverteilung größer, sodass in der entsprechenden Kartendarstellung Maxima und Minima stärker hervortreten, während in den mittleren Wertebereichen die Auflösung am größten ist.

- Natural Breaks: Diese Klassifizierung (Jenks-Caspall-Algorithmus) sucht natürlichen Gruppierungen innerhalb der Datenmenge, wobei die Grenzen der Klassen so berechnet werden, dass die Abweichungen der Einzelwerte vom Mittelwert der jeweiligen Klasse möglichst gering sind. Damit ergeben sich größtmögliche Unterschiede zwischen intern möglichst homogenen Klassen, die Grenzen der Klassen liegen dort, wo die stärksten Änderungen in den Messwerten auftreten.
- Geometric Intervals: Das Klassifizierungsschema für geometrische Intervalle erstellt Klassengrenzen auf Grundlage von Klassenintervallen, die eine geometrische Reihe darstellen. Dieser Algorithmus wurde speziell für kontinuierliche Daten konzipiert. Er stellt einen Kompromiss zwischen gleichen Intervallen, natürlichen Unterbrechungen (Jenks) und Quantilen dar. Dies bietet einen Ausgleich zwischen dem Hervorheben von Änderungen in den Mittelwerten und den Extremwerten.

Der in der Abb. 7.3 gezeigte Vergleich verschiedener Darstellungsmöglichkeiten der magnetischen Totalintensität durch einige der verschiedenen Klassifizierungsmöglichkeiten (Quantile, Natural Breaks, Geometric Intervals) macht auch deutlich, dass auch die gewählte Anzahl von Klassen einen wesentlichen Einfluss auf das Kartenbild haben kann. Dadurch, dass oft viele Klassen im mittleren, relativ schmalen Farbbereich von gelb – grün liegen, können schon zwei oder drei Klassen mehr oder weniger eine wesentliche Verschiebung des Farbspektrums im Kartenbild zu gelb oder zu grün bewirken.

Aus den Karten und Diagrammen in Abb. 7.3 lassen sich allgemeine Aspekte zu den Daten der magnetischen Totalintensität ableiten. Insbesondere die Verteilungen nach Quantile und Natural Breaks zeigen einen im Allgemeinen relativ flachen Feldgradienten, der nur durch einige lokale Anomalien unterbrochen ist. In Bereichen dieser Maxima und Minima sind die Gradienten allerdings recht steil. Die Anomalien sind durch kräftiges Rotbraun und Dunkelblau erkenntlich. Im mittleren Wertebereich lassen sich größere zusammenhängende Bereiche mit durchschnittlich etwas höheren (Gelbtöne) und etwas niedrigeren Werten (Grüntöne) unterscheiden. Diese Verteilung kann man größeren, regional wirksamen langwelligen Anomalien mit relativ flachen Gradienten zuordnen (siehe unten).

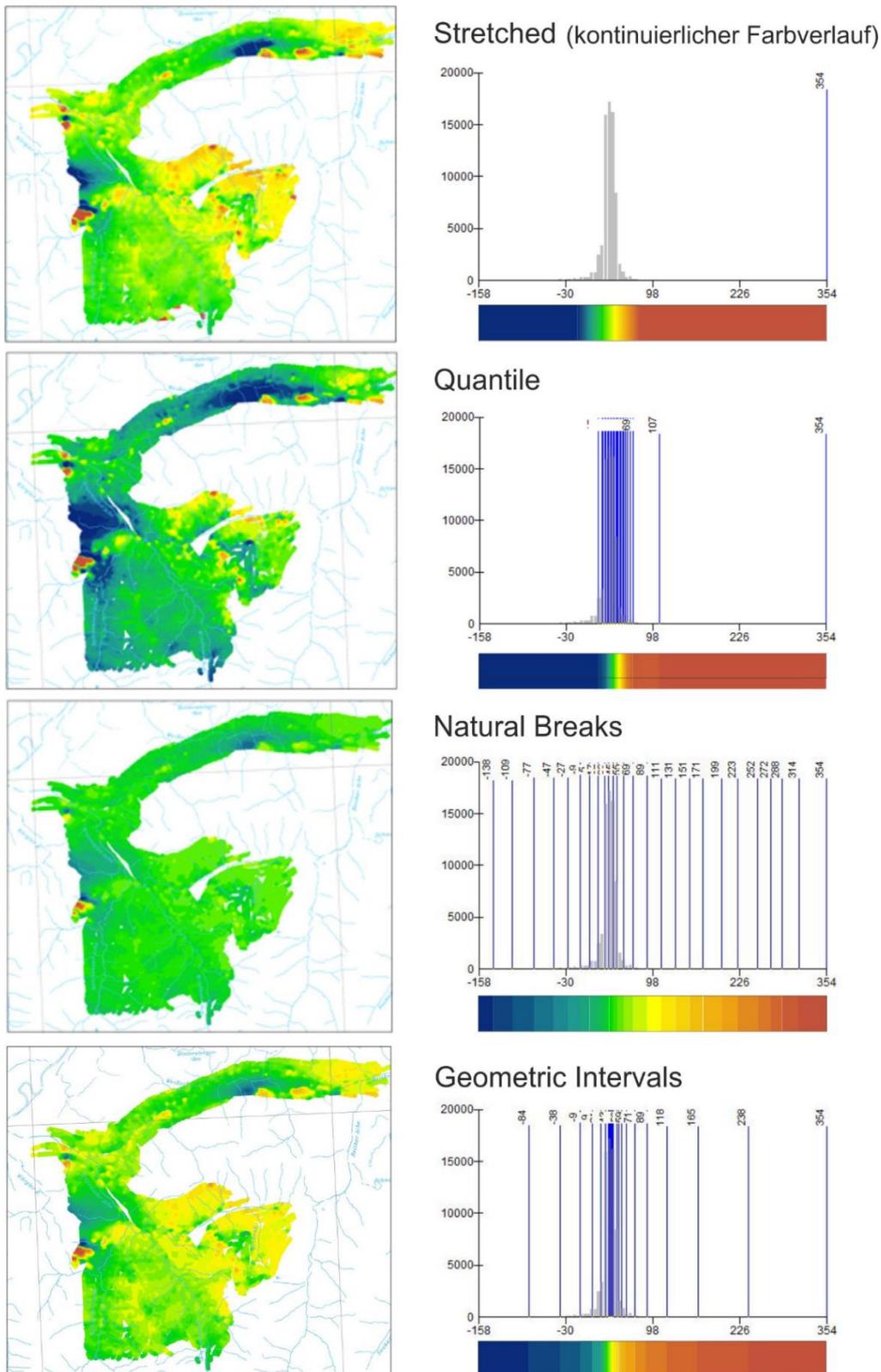


Abb. 7.3: Vergleich verschiedener Darstellungsmöglichkeiten der magnetischen Totalintensität nach unterschiedlichen statistischen Klassifizierungen (Quantile, Natural Breaks, Geometric Intervals). Links sind die Karten und rechts die jeweiligen Klassenverteilungen und die zugehörigen Farbbalken eingetragen. In den Diagrammen sind die Klassengrenzen durch blaue Linien und die Werteverteilung durch ein Histogramm mit grauen Balken (im Hintergrund, daher hinter den blauen Linien nur schlecht erkennbar) dargestellt. Ganz oben ist die nicht klassifizierte (Stretched) Verteilung der Messwerte.

7.2 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität [κ] (Kappa) ist eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnis für die Interpretation geomagnetischer Messungen wesentlich ist. Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch das Erdmagnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist κ ein dimensionsloser Parameter.

Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist im Wesentlichen vom Gehalt an den stark ferrimagnetischen Mineralien Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig. Ilmenit, Hämatit und Goethit sind z. T. schwach ferrimagnetisch. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber remanente Magnetisierung aufweisen, die unter Umständen starke Anomalien bewirken kann.

Charakteristische Werte von κ für verschiedene Gesteinstypen werden u. a. von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), HAHN et al. (1985), KOBRANOVA (1989), CARMICHAEL (1989) und LANZA & MELONI (2006) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass höhere κ -Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen zu finden sind, da diese Gesteine z. T. magmatische Fe-Oxyde führen, andererseits bei retrograden Mineralumwandlungen von Olivinen und Pyroxenen vielfach Magnetit als Reaktionsprodukt auftritt, insbesondere in Serpentiniten. Frische Ultrabasite weisen im Vergleich zu Serpentiniten geringe κ -Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöhen sich die Werte, die nicht selten bis zu drei Zehnerpotenzen höher als in anderen Gesteinen sind. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der κ -Werte aus, die sich zwischen recht niedrig und sehr hoch bewegen können. Magnetit- und pyrrhotinführende Mineralisationen, die oft auch in hydrothermalen Alterationszonen auftreten, sind ebenfalls durch magnetische Anomalien gekennzeichnet.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der wichtigsten Gesteinstypen des Messgebietes Wörgl sind recht gut dokumentiert. Im Anschluss an aerogeophysikalische Untersuchungen der BGR Hannover im Jahr 1980 (SENGPIEL & KEIL, 1985) wurden im Rahmen des Bund-Bundesländer Rohstoffprojekts T-A-011/80 (GÖSCHKE et al., 1981) und des VLG-Projekts ÜLG-28 (publiziert in SLAPANSKY & AHL, 2015) Kappametermessungen überwiegend an Metabasiten durchgeführt.

Die Wertebereiche von κ und die wichtigsten statistischen Parameter für fünf Messgebiete (◆ südlich von Wörgl (Kropfrader Joch = Marbachjoch), ◆ nördlich des Brixentals (Hartkaser – Rauher Kopf), ◆ Bereich Rettenbachtal – Pass Thurn, ◆ hinteres Glemmtal (SW Hinterglemm) und ◆ vorderes Glemmtal (NE Viehhofen)) sind in Tabelle 7.1 zusammengefasst. Die Proben, es handelt sich ausschließlich um basische bis ultrabasische Gesteine, stammen aus lithologisch unterschiedlichen

Formationen. Der Bereich S Wörgl (Marbachjoch) umfasst die Basit- bis Ultrabasis-Serie des Marbachjoch (DAVOGG, 1981, POGORIUTSCHNIGG, 1997, BUCHWIESER, 1999, SCHAUDER, 2002), die zur Glemmtaleinheit der Staufen-Höllengebirge-Decke zu stellen ist, ebenso der Bereich N Brixental (HEINISCH et al., 2015). Der Bereich Rettenbachtal – Pass Thurn zählt überwiegend zur Uttendorfer Schuppenzone, während hinteres Glemmtal (SW Hinterglemm) und vorderes Glemmtal (NE Viehhofen) wiederum in der Glemmtaleinheit liegen (HEINISCH et al., 2015). Die Basite des vorderen Glemmtales bilden eine eigenständige lithologische Einheit, den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

	Wertebereich	Median	Mittel	St.abw
S Wörgl (Marbachjoch)	0,43 - 276	47,3	76,5	68,4
N Brixental (Hartkaser – Rauher Kopf)	0,13 - 122	12,5	26,6	33,1
Rettenbachtal – Pass Thurn	0,15 – 84,8	0,51	10,3	16,9
hinteres Glemmtal (SW Hinterglemm)	0,11 - 126	0,57	5,59	19,1
vorderes Glemmtal (NE Viehhofen)	0,09 - 1,57	0,62	0,58	0,20

Tab. 7.1: Magnetische Suszeptibilitäten (10^{-3} SI) in schwach metamorphen paläozoischen Basiten und Ultrabasiten der Grauwackenzone im Bereich südlich Wörgl (für das Marbachjoch wird öfters auch die Bezeichnung Kropfrader Joch verwendet) und nördlich des Brixentals (GÖSCHKE et al., 1981), im Bereich Rettenbach - Pass Thurn (AHL et al., 2007) sowie im vorderen und hinteren Glemmtal (SLAPANSKY & AHL, 2015).

Im Zuge des Projekts TRANSALP wurden 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 magnetische Suszeptibilitäten in den Nördlichen Kalkalpen, in der Grauwackenzone und in der Innsbrucker Quarzphyllitzone dieses Querschnitts im Gelände in-situ gemessen (AHL et al., 2007). Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität wurden mit Kappametern KT-5 und KT-9 der Firma GEOFYZIKA (Brno) 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. (2007) werden in Form einer Tabelle (Tab 7.2), sowie in Histogrammen der Suszeptibilitätsverteilungen (Abb. 7.4, 7.5 und 7.6) dargestellt. In den Histogrammen sind die Verteilungen sämtlicher Einzelmessungen dargestellt, um die Variationsbreite der Daten anschaulich zu machen. Die Skala der x-Achse ist bei allen Diagrammen identisch, diese sind also direkt mit einander vergleichbar. In der Tabelle 7.2 ist als Wert für den einzelnen Messpunkt stets der Median angegeben. Wenn ein Gesteinstyp in mehreren

Messpunkten erfasst wurde, sind für diese der Median, der Mittelwert und die Standardabweichung angegeben. Quarz und reine Karbonate sind diamagnetisch mit negative Werten der magnetischen Suszeptibilität. Die verwendeten Messgeräte zeigen paramagnetische κ -Werte erst ab $>0,01 \times 10^{-3}\text{SI}$ an. Diamagnetische Werte sind negativ, die verwendeten Messgeräte zeigen $0,00 \times 10^{-3} \text{ SI}$, was Werten von $\log_{10}(\kappa) < -6$ in den Diagrammen (Abb. 7.4, 7.5 und 7.6) entspricht.

	n	κ -Werte	Med	Mittel	St.abw.
OBEROSTALPIN					
Tirolisch-Norisches Deckensystem					
Kalk (Trias, Jura)	3	0,00 – 0,09	0,02	0,02	0,015
Alpiner Buntsandstein	2	0,00 – 0,20	0,07	0,07	0,00
Grödener (=Präbichl) Schichten	5	0,01 - 0,28	0,07	0,13	0,12
Wildschönauer Schiefer	12	0,07 - 16,2	0,16	1,51	4,63
Graphitschiefer	1	0,02			
Kalkmarmor	1	0,04			
Dolomit	1	0,10			
Schwazer Dolomit	2	0,03 - 0,09	0,06	0,06	0,04
Blasseneckporphyroid	2	0,08 - 0,11	0,10	0,10	0,02
Grünschiefer	11	0,15 - 165	0,49	34,8	64,5
Amphibolit	1	8,16			
Metagabbro	1	3,18			
Diabas	14	0,10 - 276	34,4	48,3	55,7
Koralpe-Wölz-Deckensystem ?					
Schwazer Augengneis	2	0,12 - 0,14	0,13	0,13	0,01
Schwazer Augengneis, mylonitisch	3	0,04 - 0,21	0,16	0,14	0,09
Innsbrucker Quarzphyllit-Decke ?					
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, Metatuffit	1	10,1			
Karbonatschiefer	1	0,28			
Fe-Vererzung	1	2,33			

Tab. 7.2: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten κ im Untersuchungsbereich (die Größenordnung ist 10^{-3} SI). n ist die Anzahl der Messpunkte, wobei ein Messpunkt aus mindestens 10 bis 12, manchmal auch aus wesentlich mehr Einzelmessungen an einer Lokalität besteht. Angegeben sind Median, Mittelwert und Standardabweichung. Die tektonische Zuordnung einzelner Gesteinstypen oder von Teilen davon zum Koralpe-Wölz-Deckensystem bzw. zur Innsbrucker Quarzphyllit-Decke entspricht bisher gängigen Vorstellungen und ist aufgrund jüngster Untersuchungen unsicher (siehe Text).

In der Abb. 7.4 (nach AHL et al., 2007, leicht verändert) sind die postvariszischen (Meta)Sedimente des Perm, der Trias und des Jura dargestellt. Im Diagramm 7.4a „Triaskarbonate“ erfolgte die Zusammenfassung nach lithologischen Kriterien, sodass neben Reifling-Formation und Plattenkalk der oberostalpinen Staufen-Höllengebirge-Decke auch die Krimmler Trias (Unterstalpin, Hippold-Decke) und die Seidlwinkel-Gruppe (Subpenninikum, Venediger- und Modereck-Deckensystem) einbezogen wurden (AHL et al., 2007). Die Werte von κ liegen im diamagnetischen bis schwach paramagnetischen Bereich. Dasselbe trifft auf die jurassische Allgäu-Formation (meist

kalkige Schiefer) zu (Diagramm 7.4b). Die κ -Werte in den lithologisch zumeist weitgehend monotonen siliziklastischen Metasedimenten des permischen Alpenen Verrucano variieren je nach Gehalt an Quarz und Glimmer. Das lithologische Spektrum reicht von fast reinen Quarziten bis zu quarzitischen Phylliten, die Variation in der magnetischen Suszeptibilität bewegt sich im unteren paramagnetischen Bereich (Diagramm 7.4c). Das Diagramm 7.4d umfasst siliziklastische Einheiten des Pemoskyth der Staufen-Höllengebirge-Decke (Gröden-Formation, Präbichl-Formation, Alpiner Buntsandstein), basale Quarzite der unterostalpinen Krimmler Trias und die Wustkogel-Formation des subpenninischen Venediger- und Modereck-Deckensystems. Die κ -Werte liegen im dia- bis paramagnetisch geprägten Bereich. Reine Quarzite sind im Wesentlichen diamagnetisch, während die übrigen Lithologien (Konglomerate, Grauwacken, Sandsteine, bis Phyllite) paramagnetische Suszeptibilitäten im Bereich bis zu 1×10^{-3} SI zeigen, die Bandbreite ist überwiegend abhängig vom Gehalt der Gesteine an Hellglimmer.

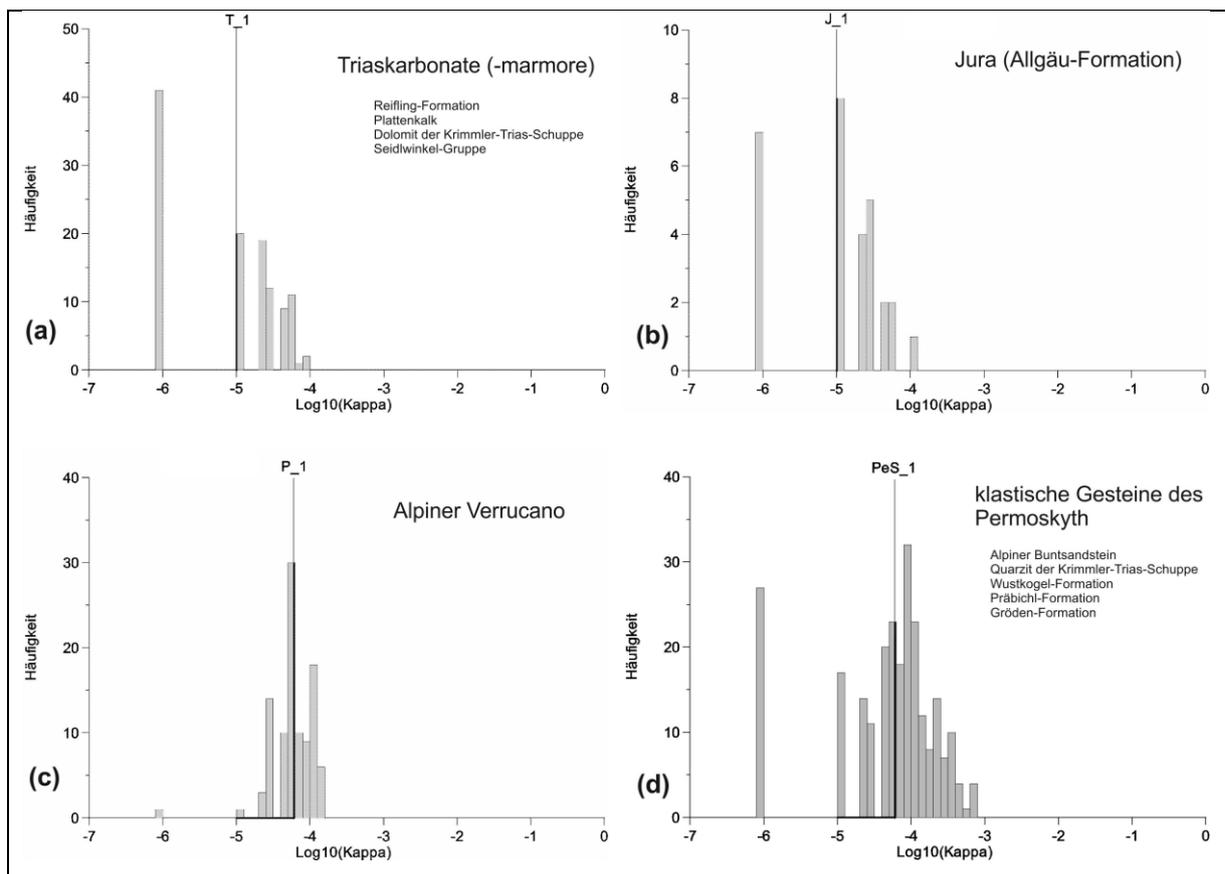


Abb. 7.4a - d: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für permotriadische und mesozoische Gesteinstypen (AHL et al., 2007). (a) Karbonate der Trias, (b) Kalkschiefer des Jura, (c) Alpiner Verrucano (Perm), (d) Siliziklastika des Permoskyth. In den Diagrammen sind neben den Oberostalpinen Einheiten z. T. auch Gesteinstypen des Unterostalpins und des Subpenninikums mit verarbeitet.

Die Diagramme in Abb. 7.5 (nach AHL et al., 2007) zeigen κ -Werte der paläozoischen Schichtfolge der Grauwackenzone (Uttendorfer Schuppenzone und paläozoischer Anteil der Staufen-Höllengebirge-Decke des Tirolisch-Norischer Deckensystems). Die

sehr bunte lithologische Zusammensetzung spiegelt sich in starker Variabilität der magnetischen Suszeptibilitäten wider, die κ -Werte streuen z. T. über sechs Zehnerpotenzen. Die Schichtfolge umfasst siliziklastische Gesteine (Schiefer, Sandsteine, Grauwacken, Konglomerate), Metabasite (Grünschiefer, Metadiabase, Metagabbros etc.), serpentinisierte Ultrabasite sowie eine Vielfalt von Karbonatgesteinen.

An einer Reihe von Proben wurden die opaken Mineralphasen, die für die pauschalen magnetischen Eigenschaften der Gesteine wesentlich sein können, mittels Auflichtmikroskopie und Bestimmung der Curie-Temperatur näher bestimmt (AHL et al., 2007). Es dominiert vielfach Magnetit und Titanomagnetit, seltener tritt Pyrrhotin auf. In der Uttendorfer Schuppenzone wurde allerdings in der Umgebung des Pass Thurn regional Pyrrhotin als das wichtigste magnetische Mineral nachgewiesen.

Der überwiegende Teil der Gesteine der Grauwackenzone ist jedoch paramagnetisch (etwa $0,01$ bis $0,1 \times 10^{-3}$ SI), nur lokal dominieren ferrimagnetische Eigenschaften ($> 1 \times 10^{-3}$). In Gesteinen, die von Magnetit und/oder Pyrrhotin dominiert sind, erreichen die κ -Werte 5×10^{-3} bis $> 100 \times 10^{-3}$ SI. Im paramagnetisch – ferrimagnetischen Übergangsbereich (etwa $0,1$ bis 1×10^{-3} SI) prägen gesteinsbildende Minerale wie Chlorit, Muskowit, Biotit oder Amphibol den κ -Wert des Gesteins.

Die permotriadischen und mesozoischen Metasedimente 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 1×10^{-3} SI zeigen. Die Bandbreite im paramagnetischen Bereich ist abhängig vom Gehalt der Quarzite und Karbonate an Hellglimmer. Diamagnetische Werte von κ für Gesteinsproben (in den Diagramme als Wert $< 10^{-6}$) treten nur in diesen Einheiten auf. Bei den Schiefen zeigt sich, entsprechend der Lithologie (keine reineren quarz- oder kalzitreichen Sedimente sondern eher grauwackenartiger Charakter) ein Fehlen der sehr niedrigen Werte.

Das Diagramm 7.5a zeigt die κ -Verteilung der „Wildschönauer Schiefer“ (Schattberg- und Löhnersbach-Formation). Das Maximum WS_1 repräsentiert „schiefrige“ Lithologien i. w. S., die Maxima WS_2 und WS_3 beziehen sich auf in die Schiefer eingeschaltete Tuffitschiefer bzw. Grünschiefer. Im Diagramm 7.5b sind die etwas niedrigeren κ -Werte des Blasseneckporphyroids, eines sauren Quarzporphyroids eingetragen. Das Diagramm 7.5c zeigt die generell höheren κ -Werte für massive Metabasite (Mächtigkeiten von dünne Lagen bis zu einige hundert Meter) aus der Grauwackenzone, der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke und den Bündner Schiefen des Penninikums. Das Maximum für Grünschiefer (GS_1) liegt im höheren paramagnetischen Bereich und überlappt weitgehend mit dem Bereich der siliziklastischen Schiefer in Abb. 7.5a, ein Maximum für Metagabbros (GS_2) und eines für magnetitreichen Grünschiefer (GS_3) liegen im ferrimagnetischen Bereich. In dem Diagramm 7.5d sind die κ -Werte von basischen und ultrabasischen Gesteinen

aus der Umgebung des Marbachjochs dargestellt, wobei das Maximum D_1 Suszeptibilitätswerte von überwiegend Diabasen, die Maxima D_2 und D_3 die sehr hohen Werte von Serpentiniten zeigen.

Die Ergebnisse der κ -Messungen in der Innsbrucker Quarzphyllitzone sind in der Abbildung 7.6 dargestellt (nach AHL et al., 2007). Die Serien des „Windauer Halbfensters“, die bisher der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke zugerechnet wurden, sind nach neueren Kartierungen (HEINISCH & PANWITZ, 2007) (siehe Kapitel 6) zur Grauwackenzone, wahrscheinlich zur Uttendorfer Schuppenzone, und nicht zur Innsbrucker Quarzphyllit-Decke zu stellen. In den Untersuchungen von AHL et al. (2007) wurden sie noch nach dem alten tektonischen Modell zur Innsbrucker Quarzphyllitzone gezählt, und werden dementsprechend auch in dieser vorliegenden Arbeit berücksichtigt, auch wenn das Messgebiet die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke im neueren Sinn (z. B. HEINISCH et al., 2015) nicht berührt.

Der Innsbrucker Quarzphyllit s. str. ist überwiegend aus quarzreichen Serizitphylliten mit unterschiedlichem Gehalt an Chlorit, Hellglimmer, Biotit, Albit, Rutil, und Klinozoisit 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).

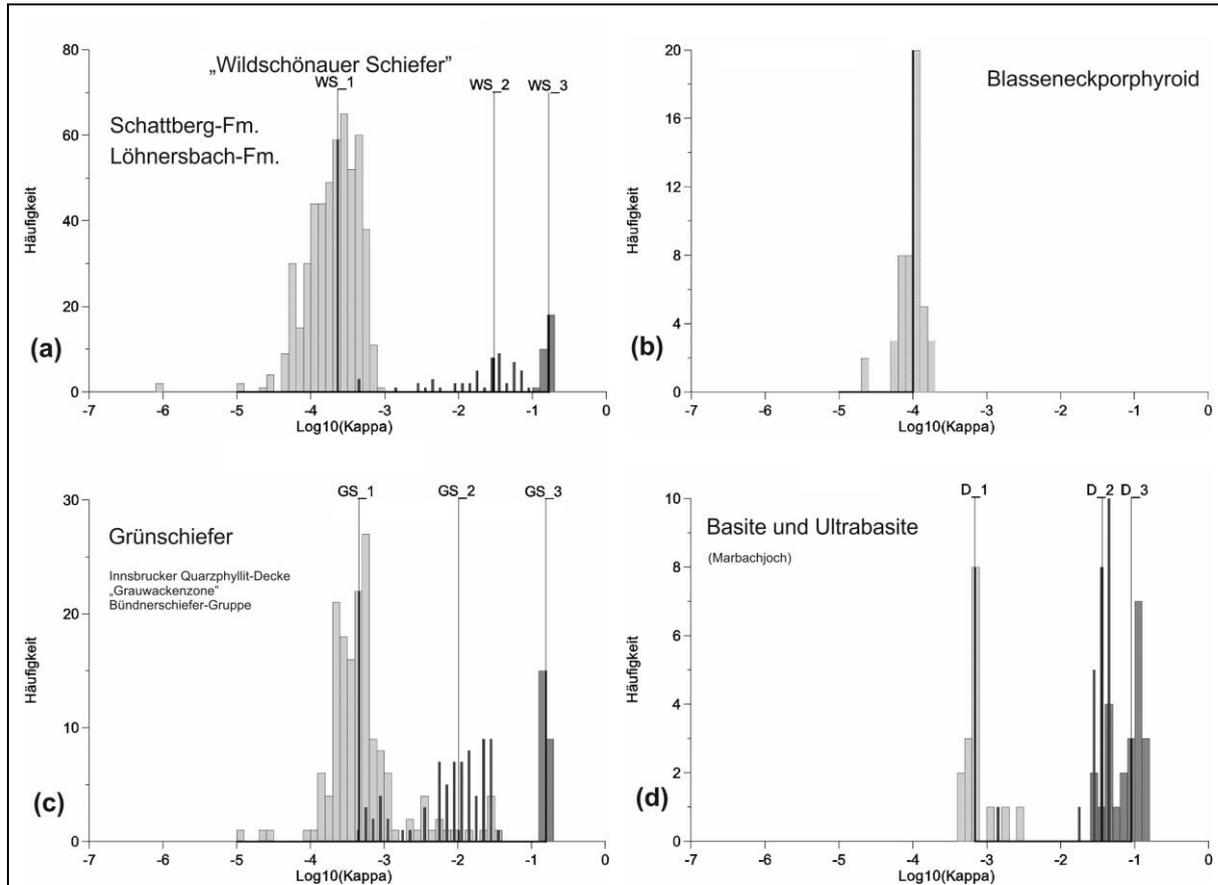


Abb. 7.5a - d: Magnetische Suszeptibilitäten der paläozoischen Schichtfolge der Grauwackenzone (Uttendorfer Schuppenzone und paläozoischer Anteil der Staufen-Höllengebirge-Decke des Tirolisch-Norisches Deckensystems) (nach AHL et al., 2007). (a) WS_1...siliziklastische „Wildschönauer Schiefer“, WS_2...Tuffitschiefer, WS_3...Grünschiefer, (b) Blasseneckporphyroid, (c) Grünschiefer (Metabasite, hpts. Basaltlaven und Tuffe, Proben aus der Grauwackenzone, der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke und der Bündnerschiefer-Gruppe) (d) Basite und Ultrabasite vom Marbachjoch, D_1...Diabase, D_2 und D_3...Serpentine.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der Quarzphyllite i. A. sind in Diagramm 7.6a dargestellt. Die Konzentration der Werte bei $0,22 \times 10^{-3}$ SI (IQP_1 in Diagramm 7.6a) entspricht den Serizitphylliten, IQP_2 entspricht einer Fe-Mineralisationen und IQP_3 Metabasiten bzw. basischen Metatuffiten, die als Einschaltungen in der siliziklastischen Phyllitserie auftreten. Diagramm 7.6b mit den Werten von Karbonatschiefern in der Quarzphyllitserie zeigt, dass es bezüglich der magnetischen Suszeptibilität, wie zu erwarten, keinen Unterschied macht, ob die Lithologie quarzitisch, wie in 7.6a, oder karbonatisch betont ist. Das Diagramm 7.6c zeigt κ -Werte von vielfach mylonitischen Granitgneisen, die als Kellerjochgneis oder Schwazer Augengneis zusammengefasst werden. Die Werte sind verglichen mit Graniten der Böhmisches Masse oder mit Zentralgneisen relativ niedrig (vergl. z. B. SLAPANSKY et al., 2013 und 2014), was allerdings durch die mylonitische Lithologie bedingt sein könnte, bei der eine Tendenz zu niedrigen κ -Werten nicht selten ist.

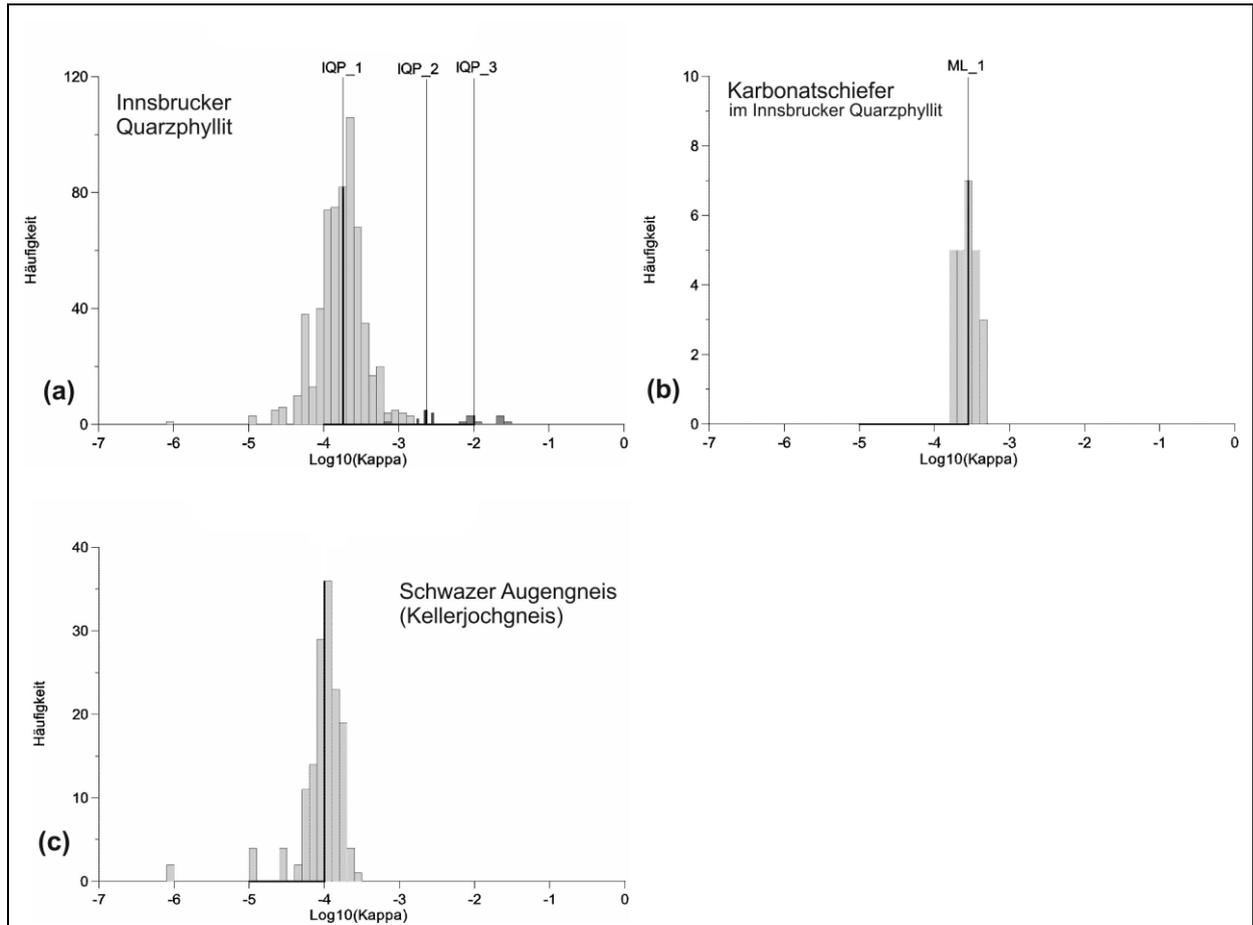


Abb. 7.6a - c: Werte von magnetischen Suszeptibilitäten aus der Innsbrucker Quarzphyllitzone (AHL et al., 2007). (a) QP_1...Quarzphyllit s. str., IQP_2...Fe-Mineralisationen, IQP_3...Metabasiten bzw. basischen Metatuffiten, (b) Karbonatschiefer als Einschaltung im Quarzphyllit, (c) Kellerjochgneis (= Schwazer Augengneis).

7.3 Strukturelle Interpretationen

7.3.1 Magnetische Anomalien

Das Messgebiet zeigt mehrere kleine, recht markante Anomalien innerhalb eines sonst nur wenig gegliederten Umfelds. Die stärkste und größte Anomalie ist jene vom Marbachjoch, die zum Großteil westlich außerhalb des Messgebiets liegt, ein Ausläufer streicht jedoch noch ins Messgebiet herein. Die magnetische Anomalie ist im Wesentlichen durch serpentinierte Ultrabasite bedingt. Als sehr markante, auch in regionaler Betrachtung deutliche Anomalie wurde sie geophysikalisch mehrfach bearbeitet (GÖSCHKE et al., 1981, WAGINI, 1982, SENGPIEL & KEIL, 1985, AHL et al., 2002, AHL et al., 2007). Da Ultrabasite in der Grauwackenzone ziemlich selten sind, wurden die Gesteine vom Marbachjoch auch bevorzugter Gegenstand petrologischer Untersuchungen (POGORIUTSCHNIGG, 1997, BUCHWIESER, 1999, SCHAUDER, 2002) und sind auch in dieser Hinsicht recht gut dokumentiert.

Eine 3-D Modellierung der magnetischen Suszeptibilität und von sich daraus ergebenden geologisch plausiblen magnetischen Störkörpern wurde von AHL et al.

(2002, 2007) basierend auf der Hubschrauber-geophysikalischen Vermessung von SENGPIEL & KEIL (1985) durchgeführt (siehe Kapitel 7.4.3).

Die Anomalie vom Marbachjoch geht auf komplex zusammengesetzte Störkörper zurück und setzt sich daher aus einer Anzahl von Teilanomalien zusammen (Abb. 7.9). Die Anomalie im Messgebiet Wörgl etwa 1 bis 2 km östlich des Marbachjochs zählt zu diesen. Sie gliedert sich in drei Teilmaxima mit zugehörigen Minima. Das große Minimum zwischen Niederau und Hopfgarten steht in Zusammenhang mit den Hauptmaxima der Marbachjochanomalie westlich des Messgebiets Wörgl.

Der Großteil des Messgebietes ist charakterisiert durch eine ruhige, relativ undifferenzierte magnetische Signatur, in der fleckig verteilt einzelne lokale Anomalien liegen. Ein Teil dieser Anomalien ist auf basische Gesteine in der Schichtfolge der Grauwackenzone (Basalte, Gabbros, Diabase, Diorite, basische Tuffe und Tuffite) zurückzuführen. Bei einem Teil besteht allerdings starker Verdacht auf anthropogene Ursachen (siehe unten, Kapitel 7.4.5 und Tabelle 7.3). Die Ursachen für die stärksten dieser Anomalien sind Gewerbebetriebe, Steinbrüche/Kiesgruben, Seilbahn- oder Liftanlagen, Berggaststätten etc. Die Form, Wellenlänge, Amplitude und insbesondere die Lage der Anomalie können zwar Hinweise liefern, eine eindeutige Zuordnung ist aber alleine aus den Ergebnissen der Hubschraubermessungen nicht möglich.

Die Anomalien bei Ellmau, W Ellmau und E Going sind sehr wahrscheinlich durch Basite der Grauwackenzone bedingt. Eine Zone von leicht erhöhten Magnetisierungen, die sich von Wörgl über Itter in leichtem Bogen bis Söll erstreckt liegt über Gesteinen der Gröden-Formation und des Alpenen Buntsandsteins. Da in den Hauptlithologien dieser genannten Formationen Magnetisierungen eher unwahrscheinlich sind (siehe Kapitel 7.2, Tab. 7.2, Abb. 7.4), könnte vermutet werden, dass sich auch hier Metabasite der Grauwackenzone, die die permotriadischen Sedimente unterlagern, durchpausen. Die beiden stärksten Anomalien dieser Anomalien-Gruppe sind allerdings sehr wahrscheinlich anthropogen (siehe Kapitel 7.4.5). Ebenfalls auf Basite zurückzuführen sind die erhöhten Magnetisierungen E Hopfgarten und E der Linie Westendorf – Rettenbach. Auch hier sind die stärksten lokalen Anomalien (NW Brixen im Thale und SE Westendorf) mit größter Wahrscheinlichkeit überwiegend anthropogen.

Die deutliche Zone mit geringer Magnetisierung in der Mitte zwischen Westendorf und dem Gaisberg korreliert mit einem größeren Vorkommen von Blasseneckporphyroid, der ansonsten innerhalb des Messgebiets nur untergeordnet auftritt.

Für die Interpretation des lokalen Minimums etwas größerer Ausdehnung und Amplitude S bis SE Scheffau kann die Geomagnetische Vermessung des Messgebiets Kitzbühel (SEIBERL et al., 1993) herangezogen werden. Die entsprechende Karte der magnetischen Totalintensität ist in Abb. 7.7 dargestellt. Es wird sofort klar, dass dieses Minimum einem Maximum NE des Hartkaser zugeordnet ist, das in der vorliegenden Befliegung nicht mehr erfasst wurde. Ihre Ursache hat diese Anomalie in einem Zug

von Metabasiten, der sich gegen E weiter fortsetzt und dem auch die Anomalien bei Ellmau und Going zuzurechnen sind. Ein südlich davon parallel dazu verlaufender weiterer Metabasitzug im Bereich Hartkaser – Zinsberg – Rauher Kopf bis Reith bei Kitzbühel bewirkt eine ähnliche Kette von markanten magnetischen Anomalien (Abb. 7.7), die außerhalb des Messgebiets Wörgl liegen.

Die etwas höhere Magnetisierung im Gebiet Hohe Salve – Brixen im Thale – Gaisberg könnte eventuell mit diesen Anomalien in Zusammenhang stehen, die auch in großräumig-regionaler Betrachtung (Abb. 7.8, Aeromagnetische Karte der Republik Österreich, SEIBERL, 1991) ein kleines Maximum verursachen. Aufgrund der regionalen Zusammenhänge könnte aber auch ein Einfluss eines tiefer liegenden Störkörpers in Betracht kommen (siehe unten, Kapitel 7.3.3).

Die leicht erhöhte Magnetisierung in der NE Ecke des Messgebiets (N bis NE Going) ist durch Überlagerung des regionalen Trends der Berchtesgadener Anomalie bedingt.

Der weitgehend monotone Bereich des Messgebiets lässt sich in Anteile mit etwas niedrigerem Niveau der magnetischen Totalintensität (grüne Farbtöne dominieren) SW der Windauer Ache und S der Kelchsauer Ache sowie im Sölllandl (Talfurche von Söll - Ellmau – Scheffau - Going) und Bereiche mit leicht höherem ΔT (mehr von Gelbtönen geprägt) NE der Windauer Ache bzw. N Going gliedern. Dies entspricht dem Muster der regionalen Verteilung von ΔT , auf die im nächsten Abschnitt eingegangen wird.

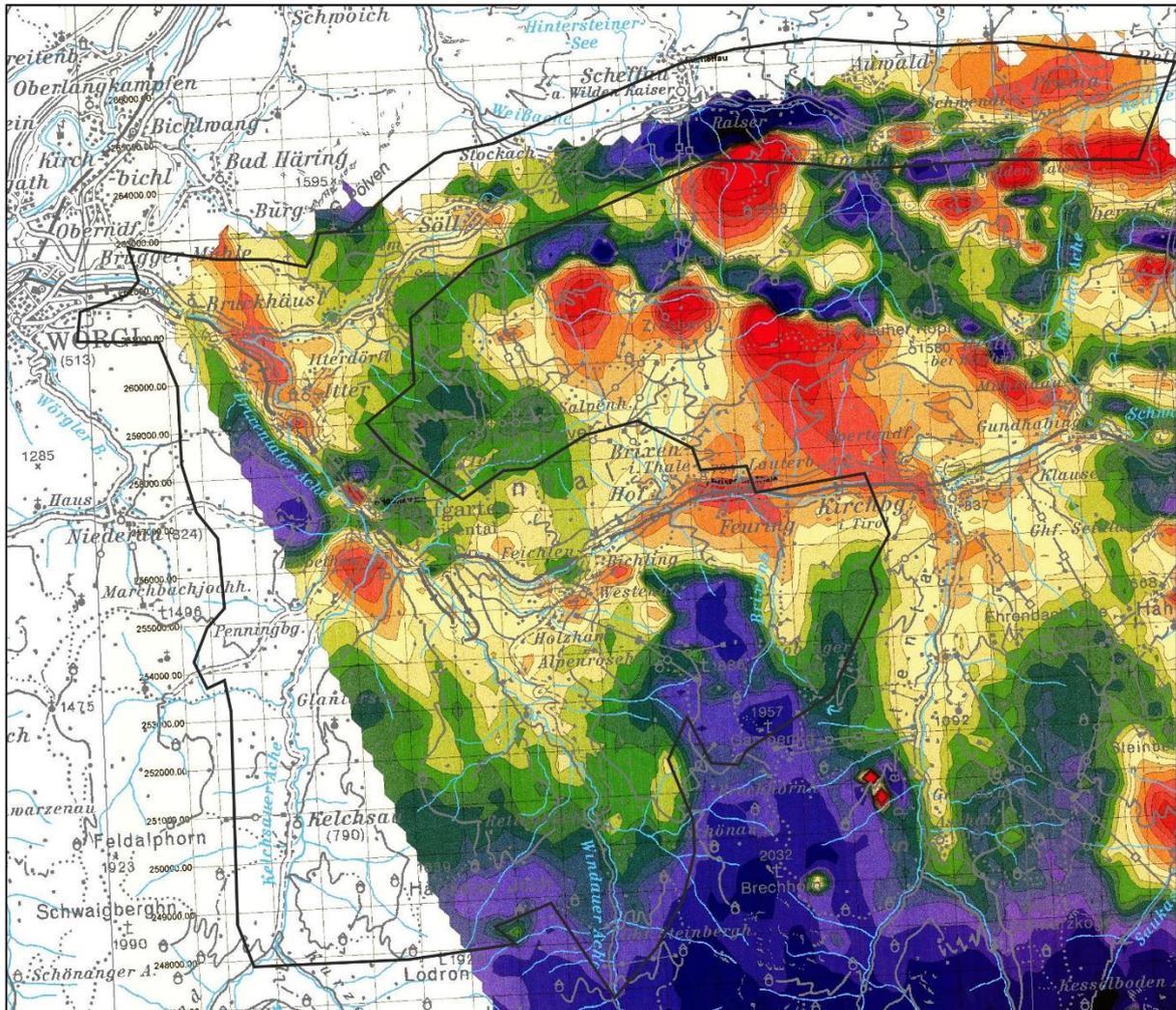


Abb. 7.7: Ausschnitt aus der Karte der magnetischen Totalintensität ΔT des Hubschraubermessgebiets Kitzbühel (SEIBERL et al., 1993). Die Umrisse des Messgebiets Wörgl sind eingetragen.

7.3.2 Vergleich mit dem regionalen Magnetfeld

Das regionale Magnetfeld ist durch die „Aeromagnetische Vermessung Österreichs“ (AMVÖ; HEINZ et al., 1987; HEINZ et al., 1988; SEIBERL, 1991) erfasst worden. Eine Interpretation der AMVÖ für die Kitzbüheler Alpen und ihre Umgebung liegt von SLAPANSKY & AHL (2015) vor. Die Abb. 7.8 zeigt einen Ausschnitt der Aeromagnetischen Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 von SEIBERL (1991), der das regionale Magnetfeld (Isanomalien der Totalintensität) um das Messgebiet Wörgl zeigt. Die regionale Situation ist teilweise auch aus der Karte der Aeromagnetik von Österreich in SLAPANSKY & AHL (2015, Abb. 72), die das Blatt 122 Kitzbühel und seine Umgebung betrifft, gut ablesbar. Diese Karte wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von A. AHL feldfortgesetzt auf einen einheitlichen Horizont von 4.000 m neu berechnet.

Wenn das Kristallin des Untergrundes insgesamt eine deutlich höhere magnetische Suszeptibilität besitzt als die überlagernden Sedimenteinheiten, können größere

Aufwölbungen oder Mulden im Relief der Kristallinoberfläche positive bzw. negative magnetische Anomalien verursachen. Das Relief der Oberkante des Kristallins des Vorlandes (Böhmische Masse) im Untergrund der Ostalpinen Decken spielt für die Magnetik im Untersuchungsgebiet, anders als etwa in Flyschzone und Alpenvorland, wohl keine Rolle, da das Kristallin bereits recht tief liegt (etwa 9 bis 11 km unter der Geländeoberfläche, PESTAL et al., 2005) und möglicherweise auch kein wesentlicher Kontrast der durchschnittlichen magnetischen Suszeptibilitäten zu Gesteinen der Grauwackenzone besteht. Magnetische Inhomogenitäten innerhalb des Kristallins können sich allerdings durch die überlagernden Decken durchpausen.

Aus der Abb. 7.8 geht die Lage des Messgebiets an der SW Flanke der überregionalen Berchtesgadener Anomalie (**a**), deren Ursache im Kristallin der Böhmischen Masse unterhalb des Alpenkörpers liegt, deutlich hervor. Die Berchtesgadener Anomalie im vorliegenden Bereich wird in SLAPANSKY & AHL (2015) näher diskutiert.

Im Gegensatz zur Berchtesgadener Anomalie mit ihrem Maximum im Bereich der Nördlichen Kalkalpen sind die lokalen Anomalien im Bereich der Kitzbüheler Alpen in der Abb. 7.8 wahrscheinlich überwiegend auf Störkörper innerhalb der Gesteine der Grauwackenzone (Uttendorfer Schuppenzone und paläozoischer Anteil der Staufenhöllengebirge-Decke) zurückzuführen.

Am W Rand des Messgebiets Wörgl liegt die Anomalie vom Marbachjoch (**b**) mit Maximum und nördlichem Minimum. Eine ähnliche Anomalie mit weniger stark ausgeprägtem Minimum findet sich am E Rand des Messgebiets (**c**). Sie resultiert zumindest teilweise mit Sicherheit aus den zwei parallelen Zügen von Metabasiten der Grauwackenzone im Bergstock zwischen den Talfurchen Söll – Scheffau – Ellmau und Westendorf – Brixen im Thal – Kirchdorf in Tirol. Zu dieser Anomalie gehörig ist der Bereich mit leicht erhöhter Magnetisierung im Bereich NE der Windauer Ache (Hohe Salve – Westendorf – Gaisberg – Brixen i. Thale, Abb. 7.1). Diese Anomalie könnte in Zusammenhang stehen mit der magnetischen Anomalie (**d**), die sich südlich Wildseeloder bis nördlich Saalbach erstreckt (Kartenblätter ÖK 122 Kitzbühel und 123 Zell am See), die allerdings auch anders gedeutet werden könnte. Dieser vergleichsweise langwelligen Anomalie mit mittlerer Störampplitude könnte ein relativ tief liegender Störkörper unbekannter tektonischer Zuordnung mit einer Ausdehnung von ein paar Kilometern zugrunde liegen. Die Anomalie ist Teil einer Gruppe ähnlicher Anomalien, deren Begrenzung der Tauernnordrand-Störung folgt, was besonders im Gebiet von Mittersill deutlich wird (HEINZ et al., 1987). Das offene Problem dieser Anomalien wurde bereits von HEINZ et al. (1987, 1988) dargestellt, wobei auch betont wird, dass eine Zugehörigkeit zur Grauwackenzone doch wahrscheinlich erscheint (HEINZ & SEIBERL, 1990). Eine versuchte Quantifizierung der Anomalien stieß hier immer wieder auf Probleme mit Überlagerungen, sowohl einzelner Anomalien

gegeneinander, wie auch insgesamt mit der Berchtesgadener Anomalie (HEINZ et al., 1987).

Der in der NE Ecke des Messgebiets (Abb. 7.1) auftretenden leicht erhöhten Magnetisierung liegt, wie sich aus der Abb. 7.8 ergibt, der Regionaltrend der Berchtesgadener Anomalie (**a**) zugrunde.

Die Anomalie um den Geißstein, 5 km nördlich Mittersill (**e**) ist aber wohl auf die an der Oberfläche anstehenden mächtigen Metabasite im hinteren Glemmtal zurückzuführen, was die Hubschraubermessungen im Messgebiet „Zell am See“ (SENGPIEL & KEIL, 1985) deutlich machen. Auch kann die Anomalie zwischen dem Pass Thurn und dem Großen Rettenstein (**f**) der Uttendorfer Schuppenzone zugerechnet werden. Eine Aussage über die Störkörper ist dort allerdings nicht so leicht möglich, da Modellrechnungen (AHL et al., 2002) zeigen, dass diese stärker magnetisierte Zone steil einfällt und fast in ihrer gesamten Länge über mehrere 100 m tief verfolgt werden kann.

Ein Maximum etwa 7 km NNE Krimml (**g**) liegt im Bereich der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke. Es treten dort Einschaltungen von Grünschiefern auf (PESTAL et al., 2005), die eventuell als magnetische Störkörper in Frage kommen könnten.

Die starken Anomalien (**h**, **i**) am S Rand der Abb. 7.8 im Stubachtal und Hollersbachtal sind dem Subpenninikum zuzuordnen, als Störkörper sind Ultrabasite der Granatspitzdecke nachgewiesen bzw. sehr wahrscheinlich (SLAPANSKY & AHL, 2015). Ähnliches gilt wahrscheinlich auch für die Anomalie (**j**) im Bereich des Schwarzkopf NNE des Fuscher Törls, wenn auch Bezüge zur Oberflächengeologie nicht direkt herzuleiten sind (HEINZ et al., 1987). Form, Anordnung und Position lassen an basische Anteile von Ophiolithsequenzen (vergl. HÖCK, 1983) denken (HEINZ et al., 1987).

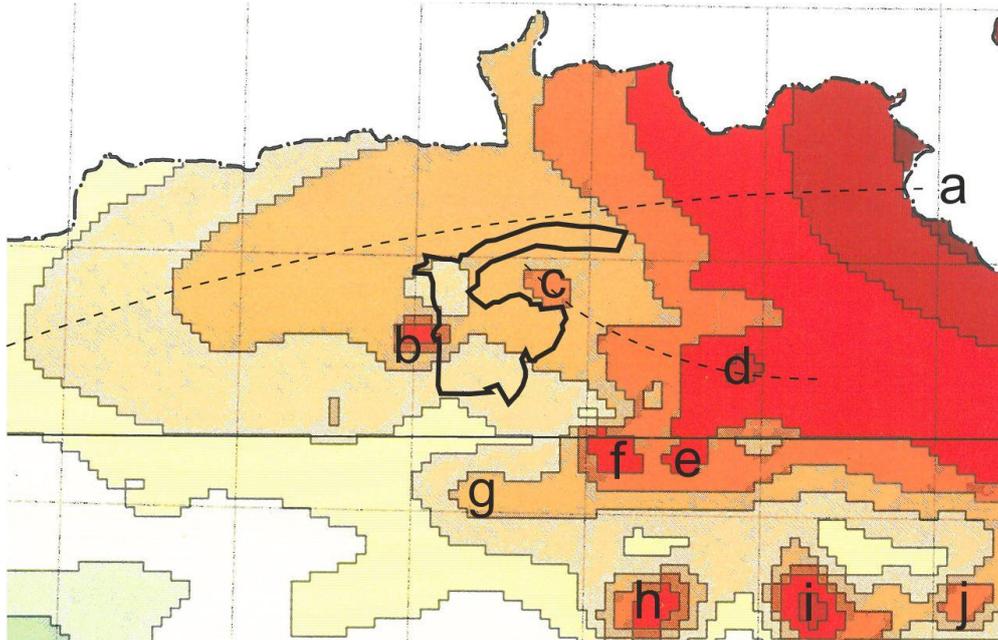


Abb. 7.8: Ausschnitt der Aeromagnetischen Karte der AMVÖ (SEIBERL, 1991) und die Lage des Messgebietes Wörgl. Der Raster entspricht den Karten ÖK50. Die starke horizontale Linie trennt den Flughorizont 3000 m im N vom Horizont 4000 m im S. Zur Bedeutung der Buchstaben siehe Text.

7.3.3 Geomagnetische 3D-Modellierung im Bereich des Marbachjochs (Kropfrader Joch)

Eine 3D Modellierung der markanten magnetischen Anomalie am Marbachjoch wurde im Rahmen von ÜLG-28/00-01 (AHL et al., 2002) durchgeführt. Da die Extremwerte von ΔT des gesamten Messbereichs (am westlichen Rand des Messgebiets, 354 nT [734903/257436], -157 nT [735320/257787, BMN M31]) innerhalb dieser Anomalie liegen und diese auch die magnetische Struktur am Westrand des Messgebietes wesentlich prägt, wird im Folgenden näher darauf eingegangen. Die angewendete Methodik der 3D Modellierung der räumlichen Verteilung der magnetischen Suszeptibilität und der daraus errechneten magnetischen Totalintensität ΔT wurde in AHL et al. (2002) und AHL et al. (2007) detailliert beschrieben. Dort findet sich auch die umfangreiche Darstellung und Diskussion der Ergebnisse.

Zur Modellierung der Anomalien der magnetischen Totalintensität stand der Datensatz der im August und September 1980 durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (BGR) (SENGPIEL & KEIL, 1985) durchgeführten aeromagnetischen Vermessung des Messgebietes „Wörgl“ (nicht zu verwechseln mit den vorliegenden Messgebiet gleichen Namens) zur Verfügung. Die Vermessung von 1980 wurde topographisch (d.h. mit konstantem Abstand des Sensors über dem Gelände) durchgeführt. Die Abbildung 7.9 zeigt die Verteilung der Anomalie der magnetischen Totalintensität im Detailmessgebiet. Die markanten Maxima gruppieren sich entlang der Gipfelflur am Grat Roßkopf (1731 m) – Halsgatterl (1562 m) – Marbachjoch (1496 m) – Mittermooser Joch (1450 m). Die Hauptminima liegen entsprechend der induzierten Magnetisierung nördlich davon, es treten aber auch

Minima südlich der Maxima auf, was auf beträchtliche remanente Magnetisierungen in den Störkörpern hinweist.

Als geologische Grundlage für die Modellrechnung diente eine vereinfachte geologische Karte des Untersuchungsgebiets (Geologische Karte des Gebietes zwischen Zillertal und Brixental 1:25.000 von H. ALBER et al. 1984 in PIRKL et al., 1984).

Unter Verwendung der von der Arbeitsgruppe MAURITSCH (Montanuniversität Leoben) erhobenen Suszeptibilitätswerte (AHL et al., 2007) wurden den geologischen Einheiten spezifische Suszeptibilitätswerte zugewiesen. Diese Suszeptibilitätsverteilung diente zusammen mit einem digitalen Geländemodell als Grundlage für ein automatisch generiertes Startmodell. Dieses Modell hat eine E-W-Ausdehnung von 13 km (Rechtswert von 348500 m bis 361500 m), eine S-N-Ausdehnung von 10 km (Hochwert von 250000 bis 260000 m) und eine Tiefenausdehnung von 5 km (-3000 m bis 2000 m über NN). Der Modellbereich wurde in 81.250 Kuben mit einer Seitenlänge von 200 m unterteilt.

In Zusammenarbeit von Geophysikern und Geologen wurde dieses Startmodell manuell verbessert, das heißt, dass die Tiefererstreckung und räumliche Lage der im Modell zusammengefassten magnetisch-geologischen Einheiten plausiblen geologischen Modellvorstellungen angepasst wurde. Ausgehend vom Startmodell wurde auf diese Weise die Suszeptibilitätsverteilung im Untergrund modelliert. Mathematisch formuliertes Ziel dieser Modellierung war es, die magnetischen Eigenschaften der Kuben so zu verändern, dass die Standardabweichung um den Mittelwert der Differenz zwischen gemessener und berechneter Totalintensität minimiert wird.

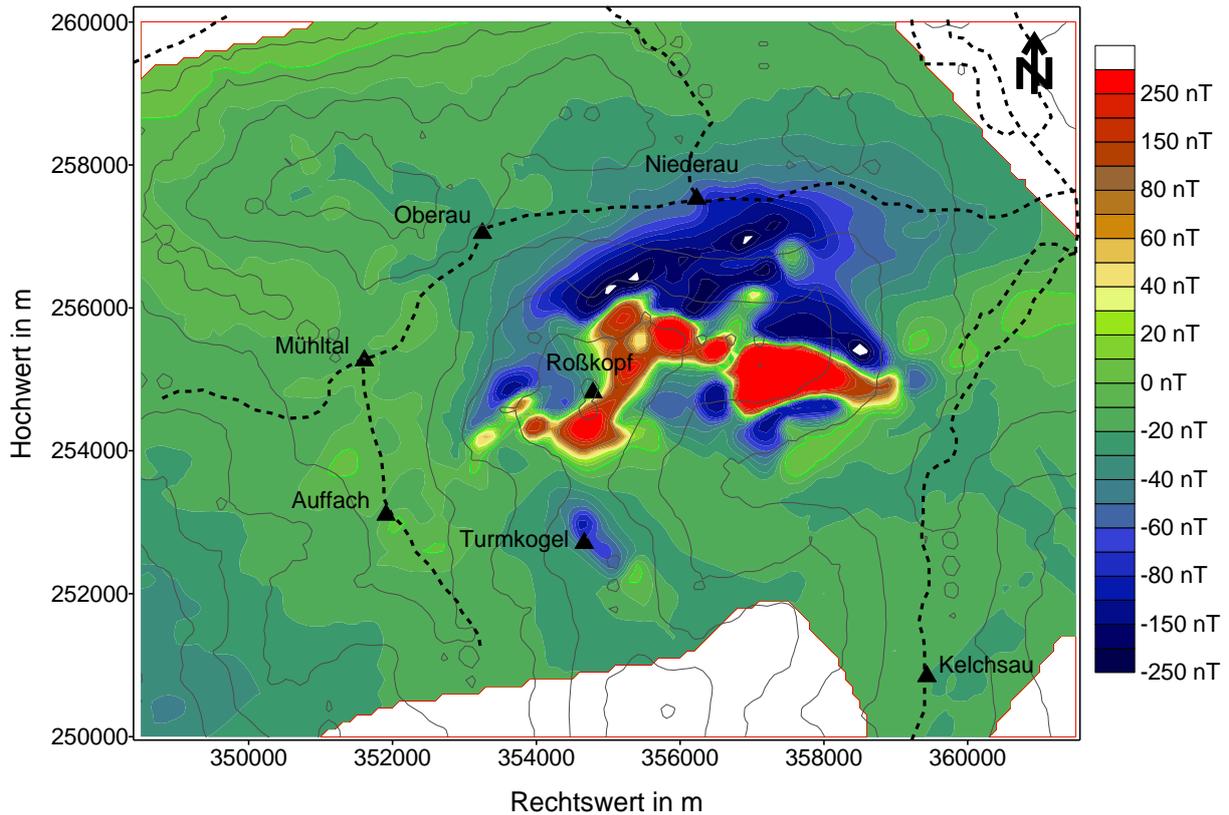


Abb. 7.9: Karte der gemessenen Anomalie der magnetischen Totalintensität. Eingezeichnet sind darüber hinaus Straßen sowie einige markante geographische Punkte. Koordinatensystem BMN M 31, aus AHL et al. (2002).

Ergebnisse der Modellierung

Die Ergebnisse dieser Modellierung wurden in Form der Suszeptibilitätsverteilung an der Geländeoberfläche, von 11 Horizontalschnitten im Abstand von jeweils 200 m (von 1900 m SH bis -100 m SH), von 65 N-S Profilschnitten durch den gesamten Modellbereich entlang der Kubengrenzen sowie ausgewählten W-E Schnitten dargestellt (AHL et al., 2002, siehe Abb. 7.11).

Unter Annahme dieses Modelles kann die modellierte Verteilung der magnetischen Totalintensität berechnet und die Differenz zwischen gemessener und berechneter Totalintensität ermittelt werden (siehe Abbildung 7.10).

Im Tiefenbereich zwischen 100 m und 2900 m unter NN (-100 m bis -2900 m) sind die horizontalen Suszeptibilitätsverteilungen praktisch ident. Die anstehenden Gesteine sind in ihrem κ so ähnlich, dass eine sinnvolle Modellierung nicht möglich ist. Es kommen dort keine magnetisch wirksamen Störkörper vor.

Eine Verbesserung der Anpassung zwischen berechneter und gemessener Verteilung der Totalintensität könnte durch eine Verkleinerung der Kubengröße im Modellkörper erreicht werden. Die Anzahl der Kuben und der damit verbundene Aufwand beim Modellieren würden durch eine derartige Maßnahme jedoch rasch bedeutend ansteigen.

Anhand der magnetischen Modellierung ergab sich die folgende strukturelle Interpretation.

Die Bereiche mit erhöhten Suszeptibilitäten befinden sich fast ausschließlich innerhalb des Ultramafit- und Serpentinikörpers des Kropfrader Joches (= Marchbachjoch), die im Modellmaßstab als ein weitgehend zusammenhängender magnetischer Störkörper betrachtet werden. Die berechneten Störkörper lassen sich bis maximal 1200 m unter der Geländeoberfläche verfolgen.

Die Begrenzung der Störkörper taucht steil gegen NW und relativ flach mit etwa 20° gegen N bis NE ab. Die größten Mächtigkeiten des stark magnetisierten Bereichs finden sich im NW in den Hängen zwischen Roßkopf und Niederau mit bis zu 800 m Mächtigkeit. Weiter gegen Osten sind deutlich geringere Mächtigkeiten des Störkörpers belegt. Mächtigkeiten von 100 bis 200 m sind aufgrund der Modellierung anzunehmen. Der Störkörper liegt dort relativ nahe der Oberfläche und taucht subparallel zur Geländeoberkante ab, wo sie etwa 4 km gegen NW unter dem überlagernden Buntsandstein bis ins Brixental modelliert werden können.

Eine dreidimensionale Betrachtung zeigt, dass die räumliche Struktur des Störkörpers durch eine Serie von N-S-Profilschnitten nur unzureichend wiedergegeben werden kann. Bei einer Betrachtung der 3-D Darstellungen aus unterschiedlichen Blickwinkeln ergibt sich, dass der Störkörper eine ungefähr kuppelförmige Struktur aufweist, deren Achse mit etwa 20° gegen ENE abtaucht. Ob die deutlich erhöhten Mächtigkeiten an der NW-Flanke dieser Struktur primär angelegt oder durch Verschuppung oder Verfaltung entstanden sind, muss dahingestellt bleiben.

Das 3D Modell ergibt, dass im Wesentlichen kein einheitlicher Störkörper vorliegt, sondern eine Anzahl separater Körper auf engem Raum vorliegt. Dies passt sehr gut zu einer Interpretation der Serien am Marbachjoch als Wildflysch, wie sie von SCHAUDER (2002) dargelegt wurde. Das Modell steht auch mit der geologischen Kartierung von HEINISCH (2005) gut in Einklang. Dieser beschreibt die Struktur der Ultrabasitserie als steil einfallende, gegen Süden offene verkehrt U-förmige Falte.

Der Ultrabasit-Serpentin-Gabbro-Grünschiefer-Komplex des Marchbachjoches taucht nach dem Ergebnis der Modellierung steil gegen NW und flacher werdend gegen N und NE ab. Gegen NE und E tauchen diese Gesteine unter den flach aufliegenden Buntsandstein (am Kamm Tennladen unterhalb von 1400 m SH) und die quartäre Bedeckung ab (unterhalb von 900 m SH). Er ist in ausgedünnter, möglicherweise boudinierter Form bis in das Tal der Brixentaler Ache westlich von Hopfgarten im Untergrund in mindestens 200 bis 400 m Tiefe unter dem Talboden nachweisbar (AHL et al., 2002).

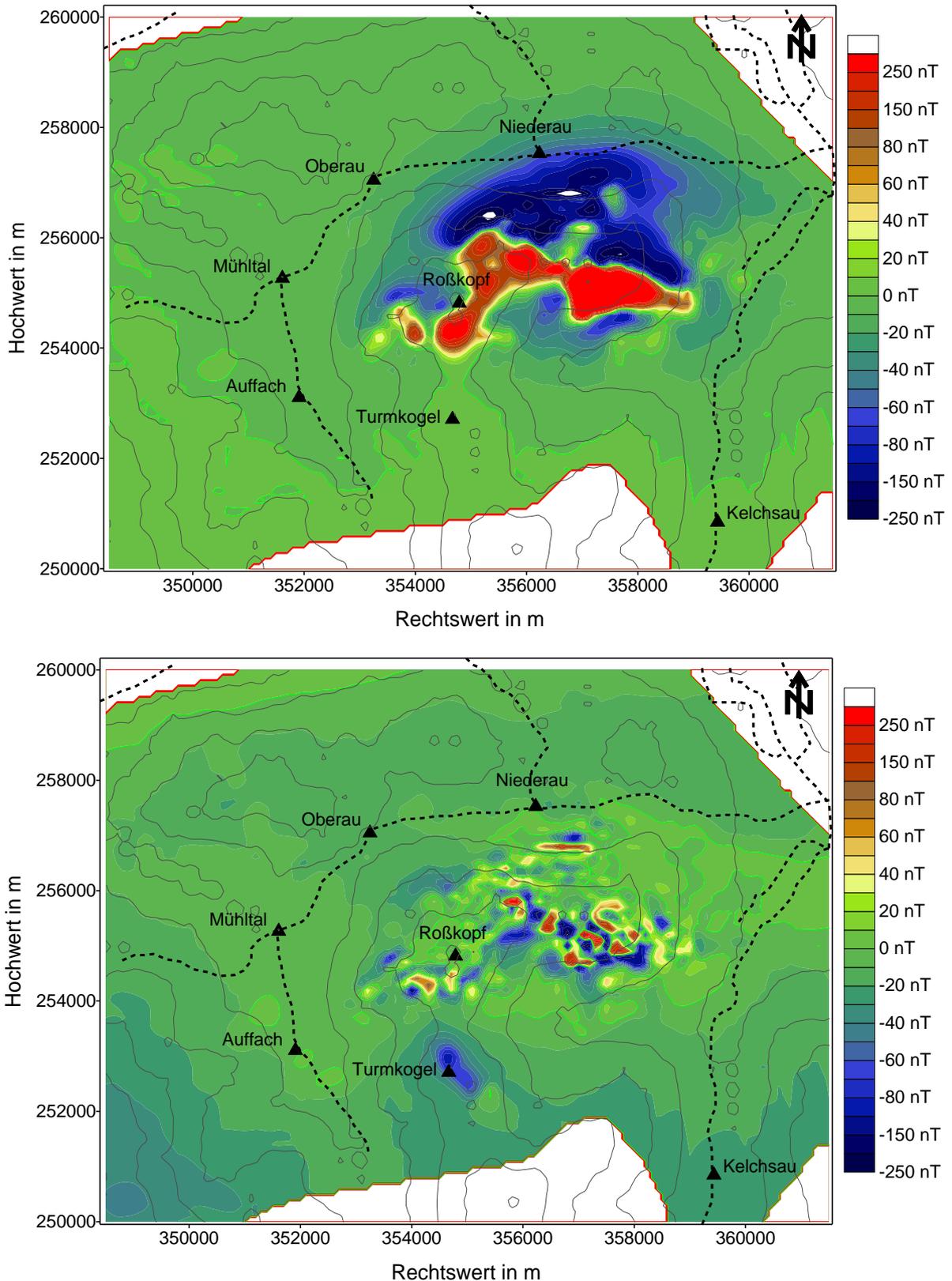


Abb. 7.10: Ergebnisse der 3D Modellrechnung Wörgl (AHL et al., 2002) Oben: Berechnete Anomalie der magnetischen Totalintensität. Unten: Differenz zwischen gemessener und berechneter Anomalie der magnetischen Totalintensität. Eingezeichnet sind außerdem Straßen und einige markante geographische Punkte. Koordinatensystem BMN M 31, aus AHL et al. (2002).

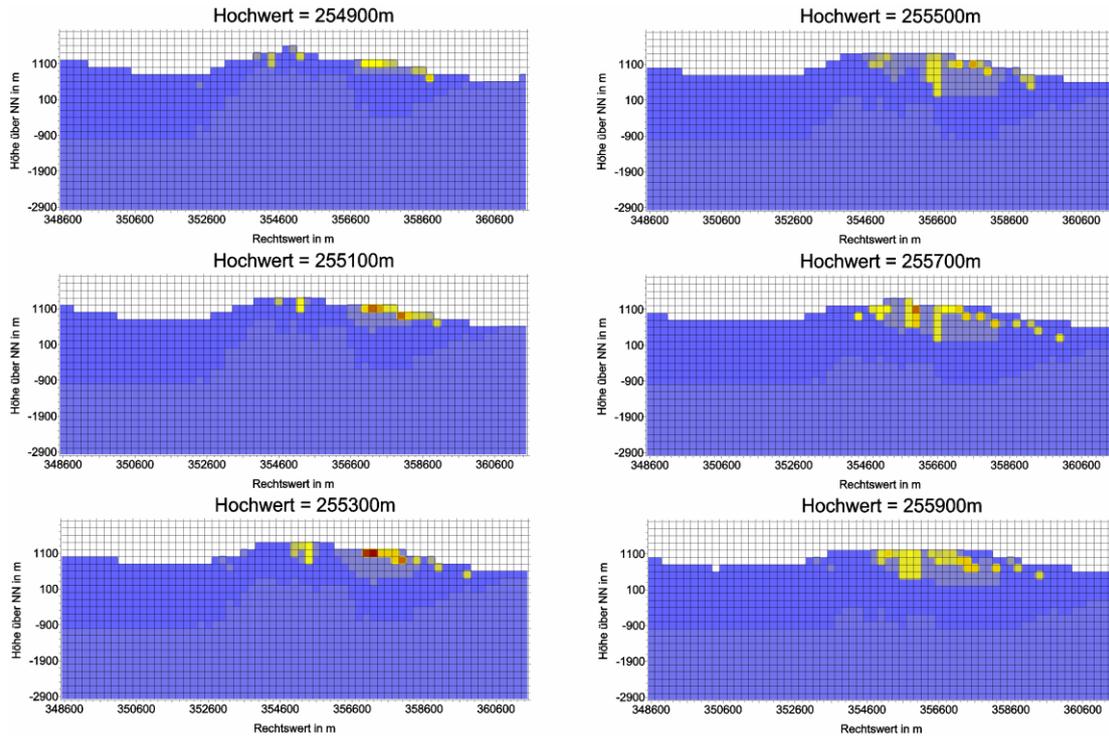


Abb. 7.11: Ausgewählte W-E-Profile der Suszeptibilitätsverteilung im Bereich der Anomalie am Marbachjoch, aus AHL et al. (2002). Die asymmetrische Struktur der Störkörper, ihre Lage meist relativ nahe der Geländeoberfläche und das flache Einfallen gegen Osten sind deutlich erkennbar.

In den Gesteinen des Marbachjochs wurden folgende Erzphasen beschrieben, die als Träger der Magnetisierung in Frage kommen. In Pyroxeniten ist Ilmenit die primärmagmatische Erzphase, primärer Magnetit kann jedoch nicht ausgeschlossen werden (POGORIUTSCHNIGG, 1997). Bei retrograden Mineralumwandlungen im Zuge der grünschieferfaziellen Regionalmetamorphose(n) der Ultramafite (Serpentinisierung) bildet sich Magnetit, der sekundär auch zu Hämatit umgewandelt sein kann. Magnetit tritt als Umwandlungsprodukt entlang von Rissen in Klinopyroxen auf, hauptsächlich jedoch in Form von Magnetitsträngen in Zusammenhang mit der Serpentinisierung von Olivin sowie als Magnetitpigmentierung in Pseudomorphosen nach wahrscheinlich Al-reichem Pyroxen (POGORIUTSCHNIGG, 1997). Chromit weist sehr hohen Fe-Gehalt auf (POGORIUTSCHNIGG, 1997), welcher bei sekundärer Umwandlung und Rekristallisation als Magnetit ausgeschieden wird.

7.3.4 Magnetik und Satellitenbildlineamente

Die Magnetik kann unter Umständen Informationen über Untergrundaufbau und Störungsmuster liefern. Einerseits liegen Gesteinskörper gleicher magnetischer Suszeptibilität κ , 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 κ charakterisiert sind, ebenso unterschiedliche Magnetisierungen.

Um einen Vergleich mit dem regionalen Störungsmuster zu ermöglichen, wurden die Ergebnisse der polreduzierten Magnetikkarte mit einer Auswertung von Satellitenbildlineamenten (BUCHROITHNER, 1984) verglichen (Abb. 7.12). Es zeigt sich, dass in diesem Ausschnitt bereichsweise recht gute Korrelationen zwischen magnetischen Strukturen und Satellitenbildlineamenten erkennbar sind. Ein auffallend geradliniger Verlauf magnetischer Gradienten bildet vor allem NW-SE, SW-NE und WSW-ENE Richtungen ab. Eher W-E orientierte Lineare treten untergeordnet auf. Die Richtungen wurden rein optisch geschätzt, was natürlich sehr subjektiv ist. Es erfolgte dementsprechend auch keine statistische Auswertung in Richtungsdiagrammen (Kluftrosen).

In der Abb. 7.12 sind auch die kartierten bzw. vermuteten tektonischen Linien (Störungen, Überschiebungen, Abschiebungen) der GEOFAST-Karte ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger (KREUSS, 2008a) aufgenommen. Auch hier zeigt sich bereichsweise recht gute Übereinstimmung mit magnetischen Vorzugsrichtungen.

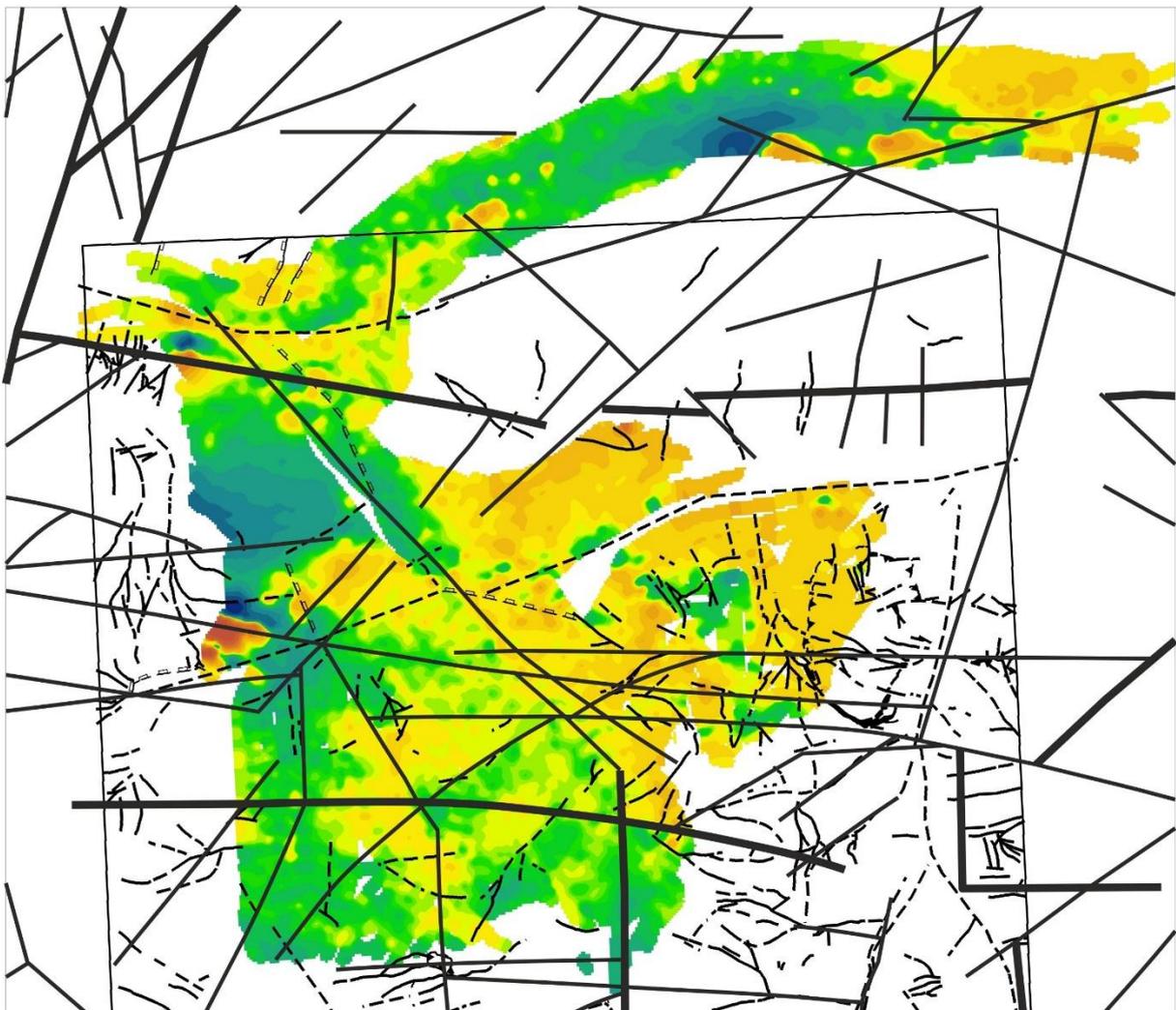


Abb. 7.12: Vergleich von Magnetik (ΔT) mit der Karte der Landsat Bildlineament nach BUCHROITHNER (1984) sowie den tektonischen Linien (Störungen, Überschiebungen, Abschiebungen bzw. vermutete) der GEOFAST-Karte ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger (KREUSS, 2008a).

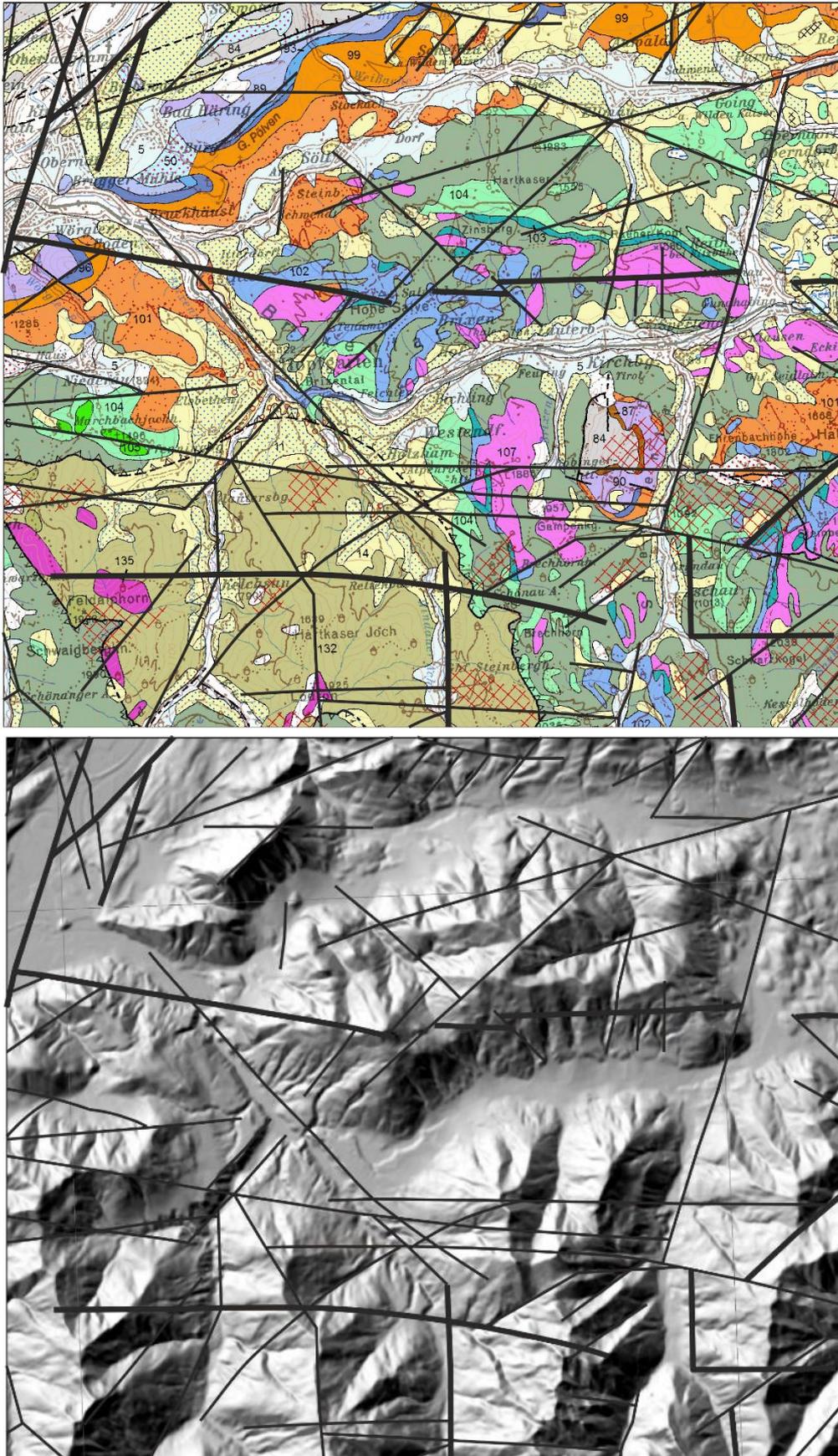


Abb. 7.13: Lage der Landsat Bildlineament nach BUCHROITHNER (1984) über der Geologie (Ausschnitt aus der geologischen Karte von Salzburg 1: 200.000, PESTAL et al., 2005) und dem Relief aus AMap Fly 5.0 (1:50.000).

Zur Veranschaulichung ist in Abbildung 7.13 zusätzlich zur Lage der Landsat Bildlineament nach BUCHROITHNER (1984) die Geologie (Ausschnitt aus der geologischen Karte von Salzburg 1: 200.000, PESTAL et al., 2005) und das Relief aus AMap Fly 5.0 (1:50.000) dargestellt.

Eine Möglichkeit einer exakten statistischen Bearbeitung wäre eine Auswertung der Orientierung der Hauptrichtungen der magnetischen Gradienten. Auf diese Weise könnten Homogenbereiche unterschiedlicher Orientierung in der Magnetik eruiert werden. Statistisch ermittelte Vorzugsrichtungen in der Magnetik mit einer statistischen Verteilung von Lineamenten zu vergleichen, scheint aber erst bei breiterer Datengrundlage und somit größeren bearbeiteten Arealen zielführend.

7.3.5 Anthropogene magnetische Anomalien

Bei kleinen, lokal scharf begrenzten Anomalien, die z. T. 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.

Es liegt im Messgebiet Wörgl nur eine relativ geringe Anzahl solcher in dieser Hinsicht verdächtiger Anomalien vor, die deutlich erhöhte Magnetisierungen aufweisen. Solche Anomalien werden meist durch Industrieanlagen, Gewerbebetriebe, Kraftwerke oder Transformatoren, Generatoren (bei Schiliften bzw. Schutzhütten, Berggasthöfen) oder sonstige technische Anlagen bewirkt, aber auch Mülldeponien können deutliche magnetische Anomalien erzeugen.

Kleine Anomalien mit erhöhter Magnetisierung von etwa 40 bis 50 nT korrelieren öfters mit Gebäuden oder ganzen Siedlungen. Die Ortskerne von Söll, Itter und Ellmau, der Ortsteil Winkel SE Brixen im Thale sind Beispiele dafür. Oft kann aber für eine große Anzahl diese Gruppe von Anomalien auch kein Hinweis auf eine eventuelle anthropogene Ursache gefunden werden.

Die stärksten derartigen Anomalien im Messgebiet wurden bezüglich ihrer Lage und ihrer Deutung in der Tabelle 7.3 zusammengefasst. Eindeutig ist eine solche Interpretation allerdings oft nicht, da allein anhand der Aeromessungen auch eine natürliche Ursache nicht ausgeschlossen werden kann.

Die Anomalie von Ellmau korreliert z. B. sehr gut mit dem direkten Ortszentrum, allerdings liegen 2 km westlich (Faistenbichl) und 3 km bzw. 5 km östlich (Schattseite, Bichlach) davon Anomalien, die in ihrer Intensität und Ausdehnung sehr gut mit der Anomalie in Ellmau vergleichbar sind, für die allerdings keinerlei anthropogene Ursachen in Frage kommen. Aufgrund dieser Tatsache und weil sie für ein reines Ortszentrum ohne größere Gewerbe- oder Industrieanlagen doch etwas zu stark und zu groß erscheint, wird für die Anomalie von Ellmau eine überwiegend natürliche Ursache angenommen. Es liegen hier Diabase und basische Tuffe (pyroklastische

Vulkanite) unter der quartären bis rezenten Sedimentbedeckung (PAVLIK, 2006a), die wahrscheinlich die Magnetisierungen bewirken.

Wenn kein offensichtlicher Zusammenhang erkennbar ist, könnte eine Überprüfung im Gelände weitere Anhaltspunkte liefern (z. B. überwachsene Mülldeponien etc.).

Anders verhält es sich mit relativ schwachen Anomalien (etwa im Bereich 35 bis 55 nT). Diese sind in großer Zahl vorhanden. In der Abbildung 7.14, in der die Werteverteilung statistisch so dargestellt ist, dass Maxima und Minima in der Karte betont werden, ergibt sich ein geradezu gesprenkeltes Bild. Im Vergleich mit der topographischen Karte erkennt man, dass vielfach Ortschaften, Häusergruppen bzw. Siedlungen, manchmal auch einzelne Gehöfte mit diesen Anomalien korrelieren.

Ort	ΔT (nT)	Koordinaten BMN M31	lokaler geologischer Untergrund	Lage und Interpretation
Ortsgebiet Bruckhäusl, 3 km E Wörgl	75	734130/263835	Gröden-Formation unter rezenten Talalluvionen	Gewerbegebiet, Fa. Morandell
Pannersdorf, 3,5 km ESE Wörgl	108	734260/262870	Gröden-Formation unter mächtigem Eisrandstaukörper	Steinbruch Riederwies (Mineral Abbau GmbH Kieswerk Steinbruch Edenstrasser)
Mühltal, 800 m W Westendorf	59	741590/258195	Talalluvionen, Westendorfer Terrasse	Gewerbegebiet, Stöckl Johann Landmaschinen GmbH & Co KG
Ghf Chor, 1814 m, 2,7 km SE Westendorf	69	744760/256800	Blasseneck-Porphyrroid	Gasthof Chor, Sendemast, Bergstation Schilift, Schutzhütte
N Laubkogel, 3 km SE Westendorf	77	744935/256110	Blasseneck-Porphyrroid	Berggasthaus Talkaser, Bergstation Schilift
Prielalm, 1,5 km SE Westendorf, 1312 m	57	743735/257085	Metatuffe oder ev. gabbroide Gänge unter Grundmoräne	Sonn Alm, Mittelstation Bergbahn
Bergstation Hochbrixen, 1290 m, 2 km E Hohe Salve	116	743345/261590	Wildschönauer Schiefer, Löhnersbach- Formation, Spielbergdolomit- Gruppe	Bergstation Hochbrixen der Einseil-Umlaufbahn, mehrere Schilifte, Gasthaus
Feuring, 2,4 km ESE Brixen im Thale	63	747350/259745	Schwemmfächer, Muhrenkegel über „Wildschönauer Schiefer“	Brixentaler Sand- und Kieswerk Markus Schermer e. U.
Jager, 2,7 km ESE Brixen im Thale	61	747755/259735	Schwemmfächer, Muhrenkegel über Schattberg- / Löhnersbach- Formation	Aufforstung in ehemaliger Schottergrube oder ähnlichem
500 m S Brixen im Thale	58	745600/259845	Schwemmfächer, Muhrenkegel über Löhnersbach- Formation	Campingplatz, wahrscheinlich größtenteils nicht anthropogen
Stangl, 1,4 km E Going	57	751915/267755	gabbroide Ganggesteine	Stanglwirt oder stilgelegter Bergbau Stroblötz, wahrscheinlich größtenteils nicht anthropogen
Wimm, etwa 1 km NNW Ellmau	47	748280/268660	Schwemmfächer über Eisrandsedimenten und Grundmoräne, darunter Gröden- Formation	Ellmauer Kaiserbad, Freibad
Söll Ortszentrum	60	740405/265960	Alpiner Buntsandstein unter Grundmoräne und rezente Alluvium	Ortsgebiet, wahrscheinlich nur z. T. anthropogen
Ellmau Ortszentrum	80	748685/267435	Gabbros und basische Tuffe unter Grundmoräne, Eisrandsedimenten, Hangschutt und Talalluvium	Ortsgebiet, wahrscheinlich nur z. T. anthropogen

Tab. 7.3: Lokale magnetische Anomalien mit kleiner Wellenlänge und meist mittlerer Stör-Amplitude, die möglicherweise anthropogen sind.

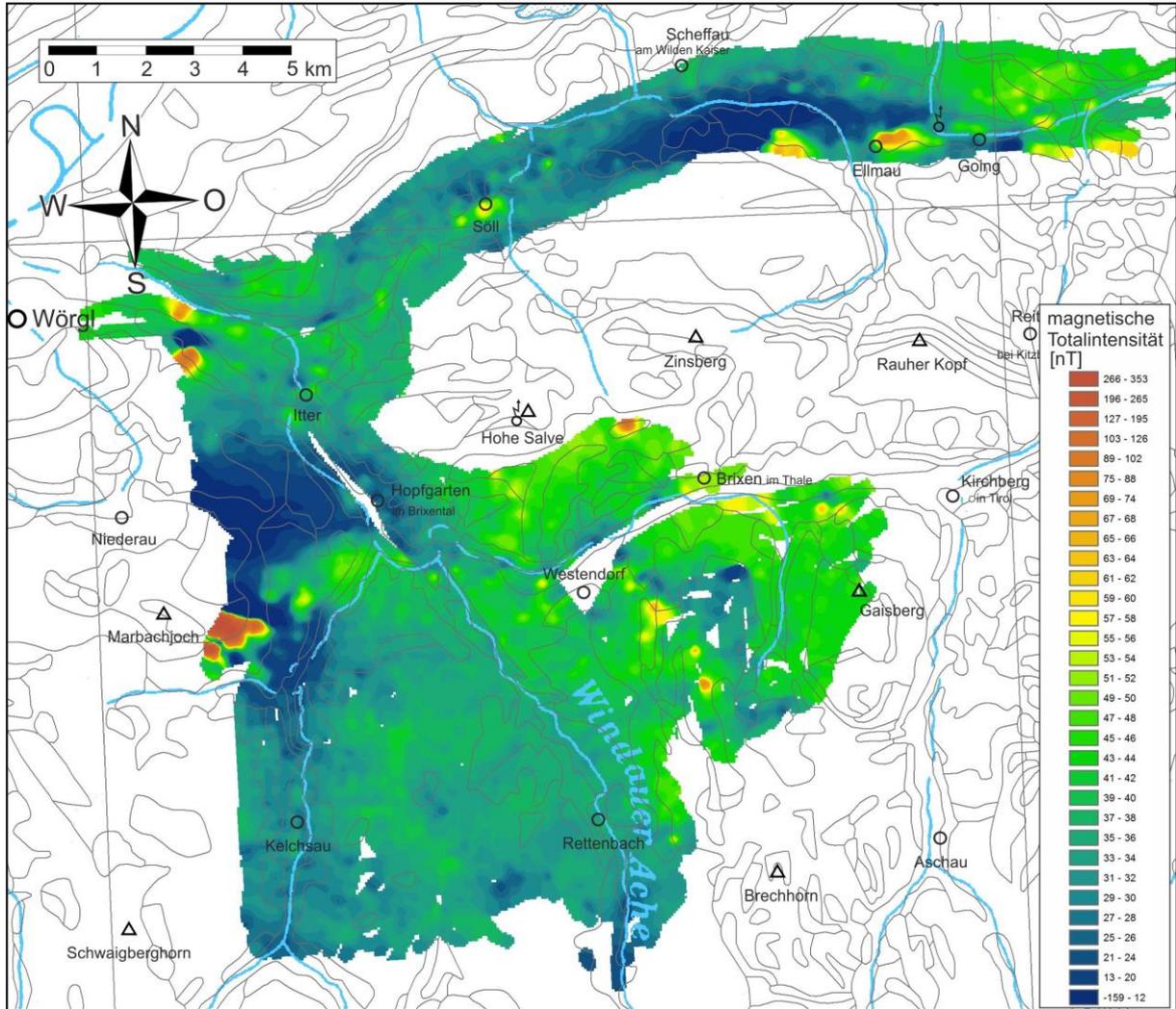


Abb. 7.14: Anomalie der magnetischen Totalintensität, topographische Befliegung. Die Darstellung der Messwerte erfolgte hier nach quantiler Verteilung, wobei in jeder Messwertgruppe gleich viele Messwerte liegen. Dadurch werden Maxima und Minima in der Kartendarstellung besonders stark hervorgehoben.

8 Elektromagnetik

In der Auswertung und Interpretation der AEM-Daten werden zuerst die Grundlagen des Inversionsprogrammes (Auswerteprogramm) beschrieben und deren Möglichkeiten, aus den gemessenen AEM-Daten ein möglichst realistisches Widerstandsmodell zu erstellen, vorgestellt.

Als Basis für die geologisch/lithologische Interpretation der AEM-Daten und für eine exakte Zuordnung der elektrischen Widerstandswerte der geoelektrischen Profile zu geologisch/lithologischen Körpern wurde die Beschreibung der geologischen Verhältnisse von Kapitel 6 herangezogen. Die Abbildung 8.1 gibt eine Übersicht des Untersuchungsgebietes inklusive der Lage der AEM- und Geoelektrikprofile auf DHM mit reduzierter Situation. Die Darstellung der geologischen Verhältnisse mit Lage der AEM- und Geoelektrikprofile ist einerseits auf einem Ausschnitt (Abbildung 8.2) aus der digitalen geologischen Karte von Salzburg (PESTAL et al., 2005), andererseits auf der GEOFAST-Karte Neukirchen (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) ersichtlich (Abbildung 8.4 bis Abbildung 8.7).

Darauf aufbauend erfolgt die zusammenhängende, großflächige Auswertung der AEM-Daten für das ganze Untersuchungsgebiet. Zum einen wird für die großflächige Darstellung der Widerstandsverteilung in verschiedenen Tiefenlagen in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche eine logarithmische Widerstandsverteilung verwendet. Zum anderen werden in der vergleichenden Darstellung mit zwei unterschiedlichen Einteilungen der Widerstandsklassen (Logarithmische Widerstandsverteilung [lg] und Quantile-Skalierung [Qu]) verschiedene Widerstandsbereiche unterschiedlich betont, sodass an Hand dieser detaillierteren Widerstandsmuster relevante Strukturen deutlicher herausgearbeitet werden können.

Für die zweidimensionale Darstellung der Ergebnisse der AEM wurden an ausgewählten Profilschnitten Tiefen – Widerstandsplot auf Basis des topographischen Reliefs (DHM) erstellt. Die Lage der Profilschnitte orientiert sich an der Lage der geologischen Profilschnitte im Talkessel von Hopfau (Abbildung 8.23), die im Zuge der Dissertation von REITNER, 2005 bearbeitet wurden. Damit sollen zusätzliche Informationen für die Interpretation der pleistozänen Lockersedimentkörper gewonnen werden.

Die Geoelektrikprofile dienen zur näheren Charakterisierung von Anomaliezonen der AEM-Ergebnisse und werden für die Verifizierung der AEM-Daten sowie für die Detailinterpretation im Untersuchungsgebiet eingesetzt.

Abschließend werden in der Auswertung die Einzelergebnisse diskutiert und interpretiert.

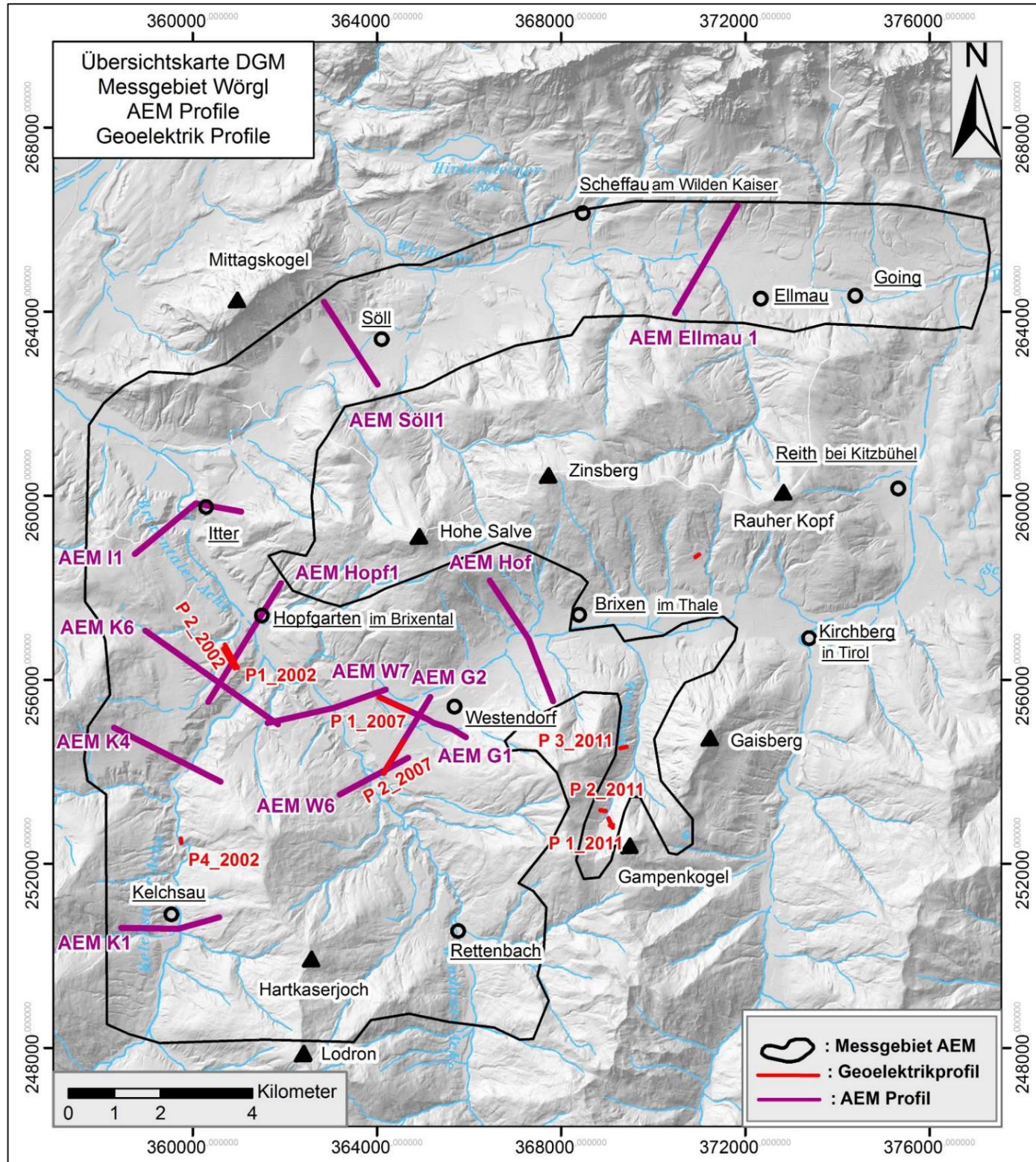


Abb. 8.1: Übersicht über die Lage des AEM Messgebietes sowie der AEM- und Geoelektrikprofile auf DHM mit reduzierter Situation.

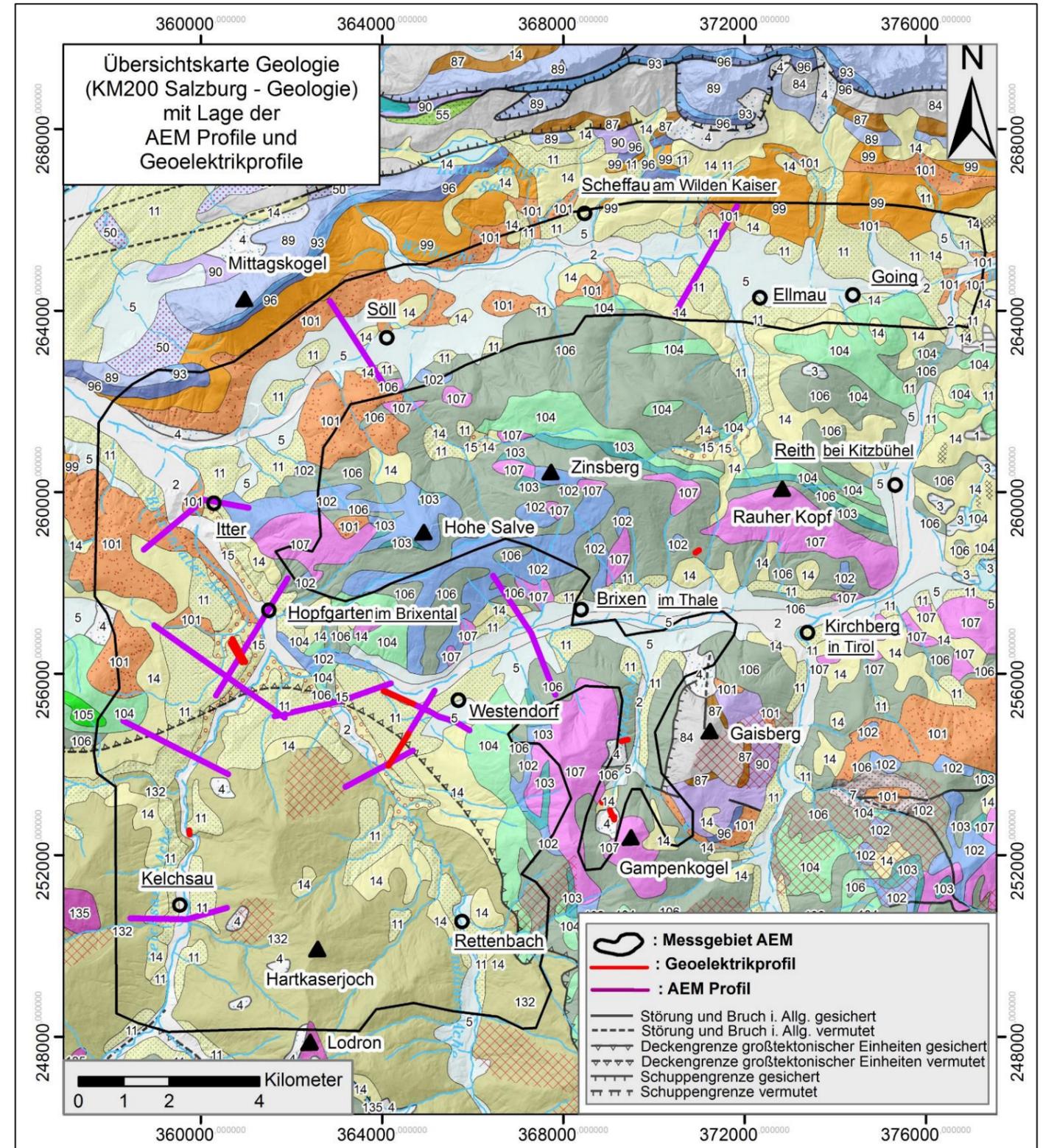


Abb. 8.2: Übersicht über die Lage der AEM- und Geoelektrikprofile auf dem Ausschnitt aus der digitalen geologischen Karte von Salzburg (PESTAL et al., 2005).

Legende

(KM200 Salzburg - Geologie)

QUARTÄR

HOLOZÄN

- 1 - Anthropogene Ablagerung
- 2 - Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt

PLEISTOZÄN (WÜRM SPÄTGLAZIAL) - HOLOZÄN

- 3 - Moor, Anmoor
- 4 - Hangschutt, Schuttkegel
- 5 - Schwemmkegel, Murenkegel
- 7 - Rutschmasse

PLEISTOZÄN

WÜRM

- 11 - Eisrandsediment, Kame
- 14 - Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien)
- 15 - Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung

ALPIDISCHE MOLASSE

INTERALPINE MOLASSE

UNTERINTALL - TERTIÄR

- 50 - Paisslberg-Formation und Unterangerberg-Formation (inkl. Schichten von Reit im Winkl), marin; Rupelium

OSTALPIN

NÖRDLICHE KALKALPEN (Juvavikum, Tirolikum, Bajuvarikum)

UNTERE GOSAU-SUBGRUPPE

- 55 - Mergel- und Sandstein-Folgen der Flachwassergosau (z.B. Grabenbach-Formation); Oberes Turonium - Campanium

TIROLISCHE - NORISCHE - DECKENSYSTEM

STAUFEN - HÖLLENGEBIRGE - DECKE (Permomesozoikum)

- 84 - Hauptdolomit; Oberes Karnium - Norium
- 87 - Nordalpine Raibler Schichten; Unterer Karnium
- 88 - Lunz-Formation; Unterer Karnium
- 89 - Wettersteinkalk; Ladinium - Unterer Karnium
- 90 - Wettersteindolomit (Ramsaudolomit); Ladinium - Unterer Karnium
- 93 - Reiflinger Kalk; Mittleres Anisium - Unterer Karnium
- 96 - Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium
- 97 - Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium
- 99 - Alpiner Buntsandstein (im Westen) und Werfener Quarzit (im Osten); Untertrias
- 101 - Prebichl-Formation, Gröden-Formation; Perm

STAUFEN - HÖLLENGEBIRGE - DECKE (Paläozoikum)

- 102 - Spielbergdolomit-Gruppe, Unterdevon - Mitteldevon
- 103 - Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg. (inkl. Klingler-Kar-Formation und Dolomit-Kieselschiefer-Komplex)
- 104 - Metabasit-Gruppe; Altpaläozoikum
- 105 - Ultrabasit
- 106 - Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation; Ordovizium - Devon, -?Karbon
- 107 - Blasseneck-Porphyröid; Oberordovizium

KORALPE - WÖLZ - DECKENSYSTEM

INNSBRUCKER QUARZPHYLLIT - DECKE

- 132 - Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex, Wagrainphyllit-Komplex und Ennstaler Phyllit-Komplex; Altpaläozoikum
- 135 - Schwazer Augengneis

(Lithologie)

Bergbauhalde, Tunnelausbruch
Auelehm, Schluff, Sand, Kies, z.T. Steine

Torf, z.T. schluffig
Kies, schluffig - sandig, Steine, z.T. Blöcke
Kies, schluffig - sandig, Steine, z.T. Blöcke
Schluff, Sand, Kies, Felsschollen

Kies, Sand, Schluff
Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert
Kies, Sand

Mergelstein und turbiditischer Sandstein

Mergelstein, Tonstein, Sandstein, örtlich Rudisten-Kalkstein

Dolomit, gut gebankt, grau bis braun, z.T. bituminös
Mergelstein, dunkel, Sandstein, Schieferonstein, Rauwacke, örtlich Gips, untergeordnet Dolomit und Kalkstein
Sandstein, Arkose, feinkörnig, örtlich Steinkohle
Kalkstein, massig - gebankt, hell
Dolomit, massig, zuckerförmig, hellgrau
Kalkstein, wellig - schichtig, bankig, grau, Hornstein führend
Kalkstein, Dolomit, massig, hellgrau - bankig schwarz
Rauwacke, örtlich Gips
Quarzsandstein, rot und hellgrau
Konglomerat, Grobsandstein, Tonstein, häufig rot

Dolomit, hell, dickbankig und massig, roter Flaserdolomit, Kalkmarmor, weiß, Dolomit- bzw. Kalkmarmor-Siltstein-Wechselfolge
Dolomit, Kalkmarmor, Kalkschiefer, untergeordnet Lydit und Schwarzschiefer
Metabasalt, Metatuff, Metatuffit, Metagabbro
Pyroxenit, Serpentin
Sand-, Silt- und Tonstein, Schwarzschiefer, Phyllit, untergeordnet Konglomerat und Brekzie
Rhyolitische Ignimbrit und epiklastisches Porphyrmaterial

Quarzphyllit, Phyllit, untergeordnet Phyllonit, quarzitischer Schiefer und Schwarzphyllit
Granitischer Augengneis

Abb. 8. 3: Ausschnitt Legende Geologie – digitale geologische Karte von Salzburg (PESTAL et al., 2005).

GEOFAST-Karten werden überwiegend aus Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt erstellt. Ergänzend können auch publizierte Karten, meist älteren Datums, in die Zusammenstellung einfließen. Eine Überprüfung durch zusätzliche Geländebegehungen erfolgt nicht. Diskontinuitäten zwischen den verwendeten Kartenunterlagen verschiedener Autoren werden bewusst beibehalten und können sich als Sprünge in den Konturlinien äußern. Geologische Inhalte werden in die aktuellen stratigraphischen und tektonischen Modelle überführt. Die Auswahl der zu verwendenden Unterlagen erfolgt in enger Kooperation mit den Regionalexperten der GBA, fallweise auch mit externen Mitarbeitern. Die Legenden werden ebenso in Absprache mit den Regionalexperten erstellt und entsprechend der aktuellen stratigraphischen und tektonischen Gliederungskonzepte gegliedert. Als topographische Grundlage für GEOFAST-Karten dient bislang das ÖK 50-Kartenwerk des BEV im BMN-Blattschnitt. Aufgrund der Übertragung der geologischen Inhalte von Karten mit veralteter Topografie und größeren Maßstäben in die aktuelle topographische Grundlage werden Lageungenauigkeiten zu Gunsten einer flächendeckenden Information in Kauf genommen. Kompiliert wird nur dann, wenn der jeweilige Bearbeiter dies aus wissenschaftlicher Sicht für verantwortbar hält. Alle verwendeten Karten werden, entsprechend den diesbezüglichen Regeln, auf dem Kartenblatt zitiert. Ergänzende Informationen zur Qualität der verwendeten Unterlagen sind den Kartenzitaten angeschlossen.

In den Abbildungen 8.4 bis 8.7 ist die Darstellung der geologischen Verhältnisse mit Lage der AEM- und Geoelektrikprofile auf der GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000, Blatt 121 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) ersichtlich. Interessant ist, dass hier die Darstellung der oberostalpinen Festgesteine auch ohne die quartären Lockersedimente als „eine abgedeckte geologische Karte“ vorliegt (Abb. 8.6), wobei diese quartären Sedimente als zusätzlicher singulärer Layer (Abb. 8.5) dargestellt sind. In der Abb. 8.7 sind die oberostalpinen Großeinheiten dargestellt.

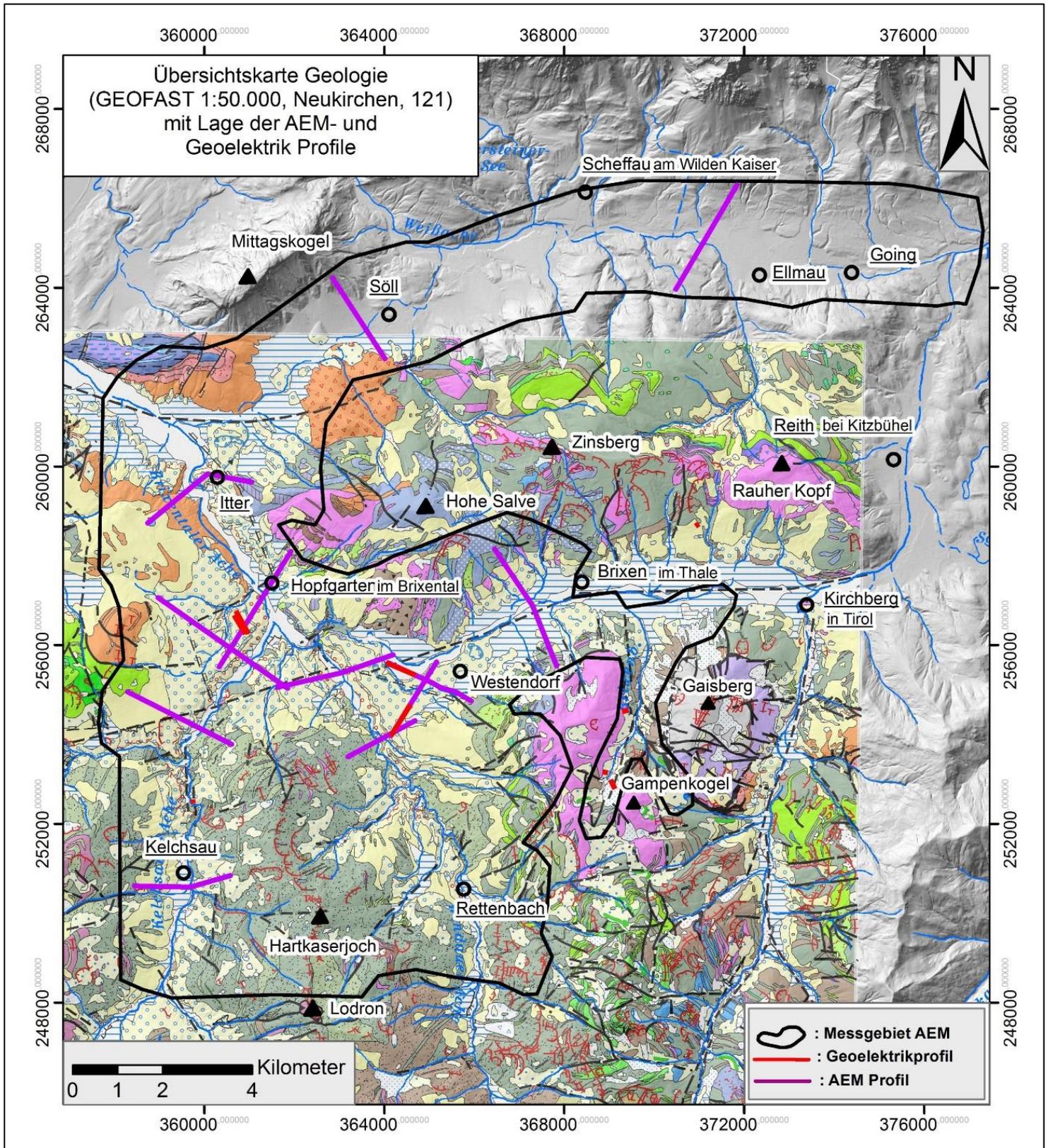
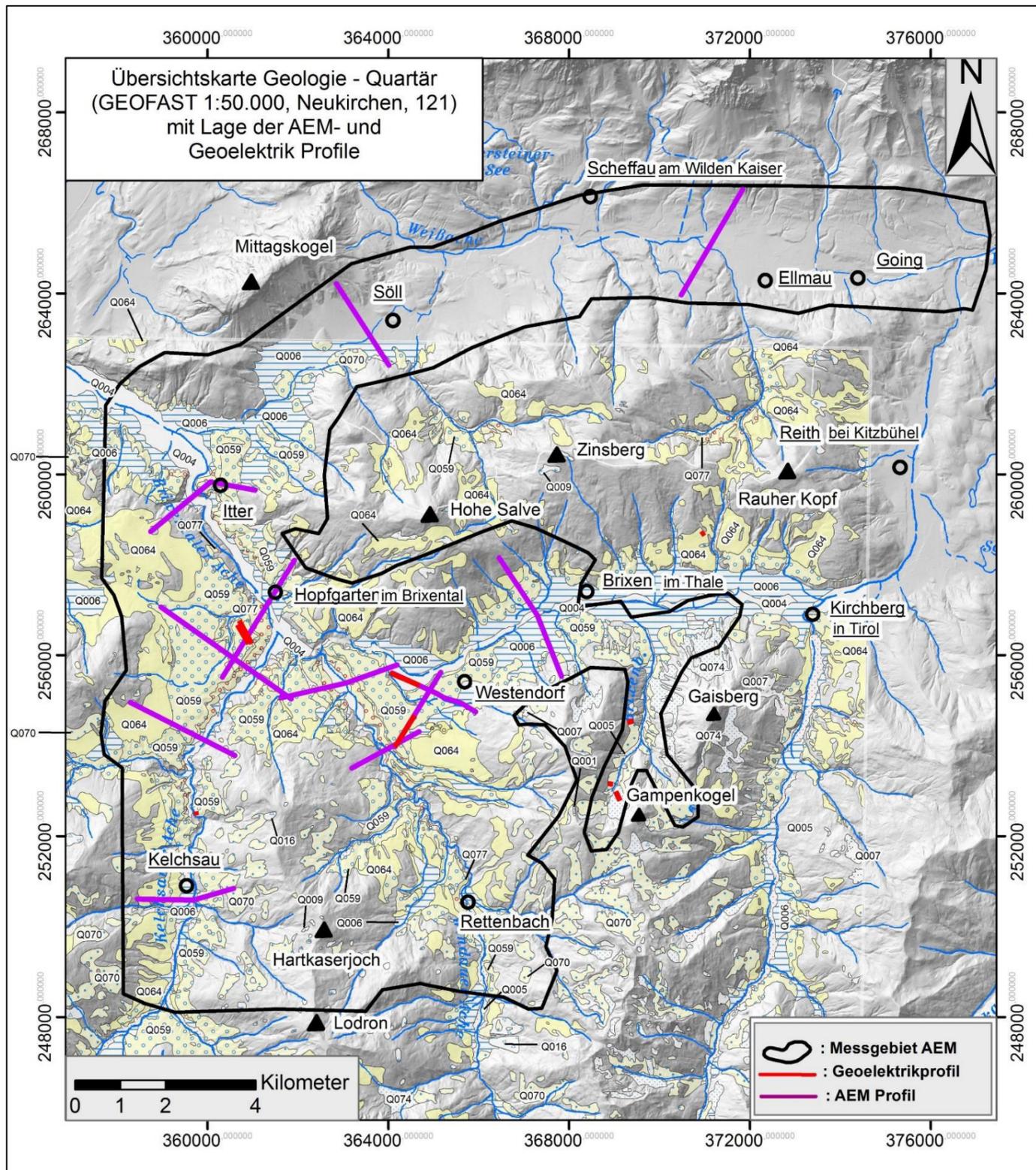


Abb. 8.4: Übersicht über die Lage des AEM Messgebietes sowie der AEM- und Geoelektrikprofile, Ausschnitt Geologie - (GEOFAST 1:50.000, Neukirchen 121; KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012).



Legende Geologie - Quartär

(GEOFAST 1:50.000, Neukirchen, 121)

- Q001 - Anthropogene Ablagerung, anthropogen verändertes Gelände (Holozän)
- Q004 - Alluvialterrasse, Auenablagerung; Sand, Kies, Lehm (Holozän/Pleistozän)
- Q005 - Wildbachschutt, Ablagerung in Talkerben; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)
- Q006 - Schwemmfächer; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)
- Q007 - Hangschutt, Schuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)
- Q009 - Niedermoor und anmorige Lagen (Holozän/Pleistozän)
- Q016 - Bergsturzablagerung
- Q059 - Staukörper am Eisrand (Kies, Sand, Schluff)
- Q062 - Hochmoor
- Q063 - Sinterkalk
- Q064 - Moräne (Grund- und Ablationmoräne)
- Q069 - Blockgletscherablagerung (Blockwerk, grober Schutt) mit Wallform
- Q070 - Moräne undifferenziert, teilweise mit Hangschutt vermischt
- Q073 - Rutschmasse (überwiegend oberflächennah)
- Q074 - Hangschuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)
- Q075 - Terrassensediment (Kies, Sand, Steine; Spätglazial-Holozän)
- Q076 - Kame, Osschotter
- Q077 - Vorstoßschotter (Kies, Sand, Schluff)

Abb. 8.5: Übersicht über die Lage des AEM Messgebietes sowie der AEM- und Geoelektrikprofile, Ausschnitt Geologie (Quartär), (GEOFAST 1:50.000, Neukirchen 121; KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012).

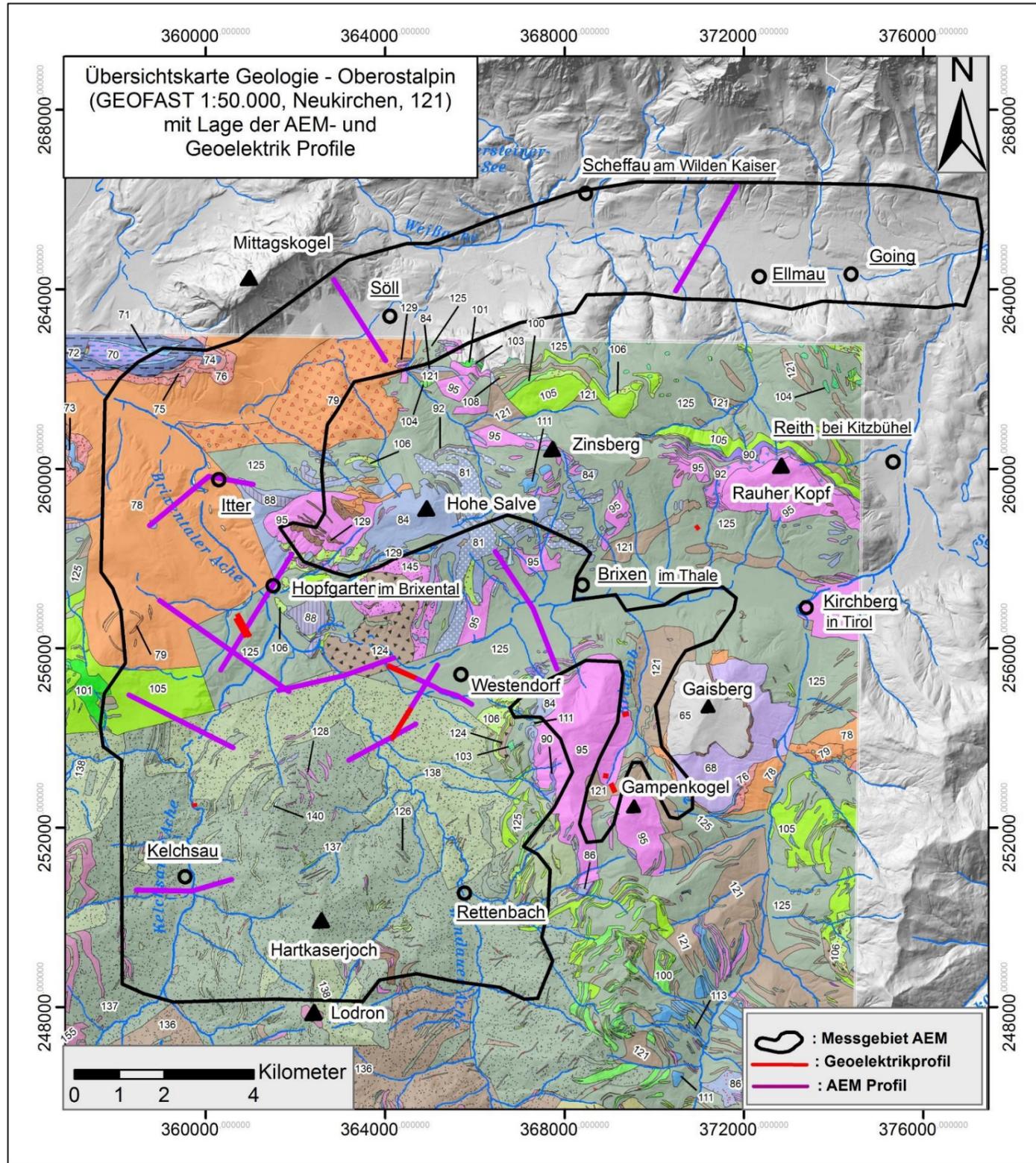


Abb. 8.6: Übersicht über die Lage des AEM Messgebietes sowie der AEM- und Geoelektrikprofile, Ausschnitt Geologie – Oberostalpin ohne Quartär, (GEOFAST 1:50.000, Neukirchen 121; KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012). (Legende s. Abb. 8.).

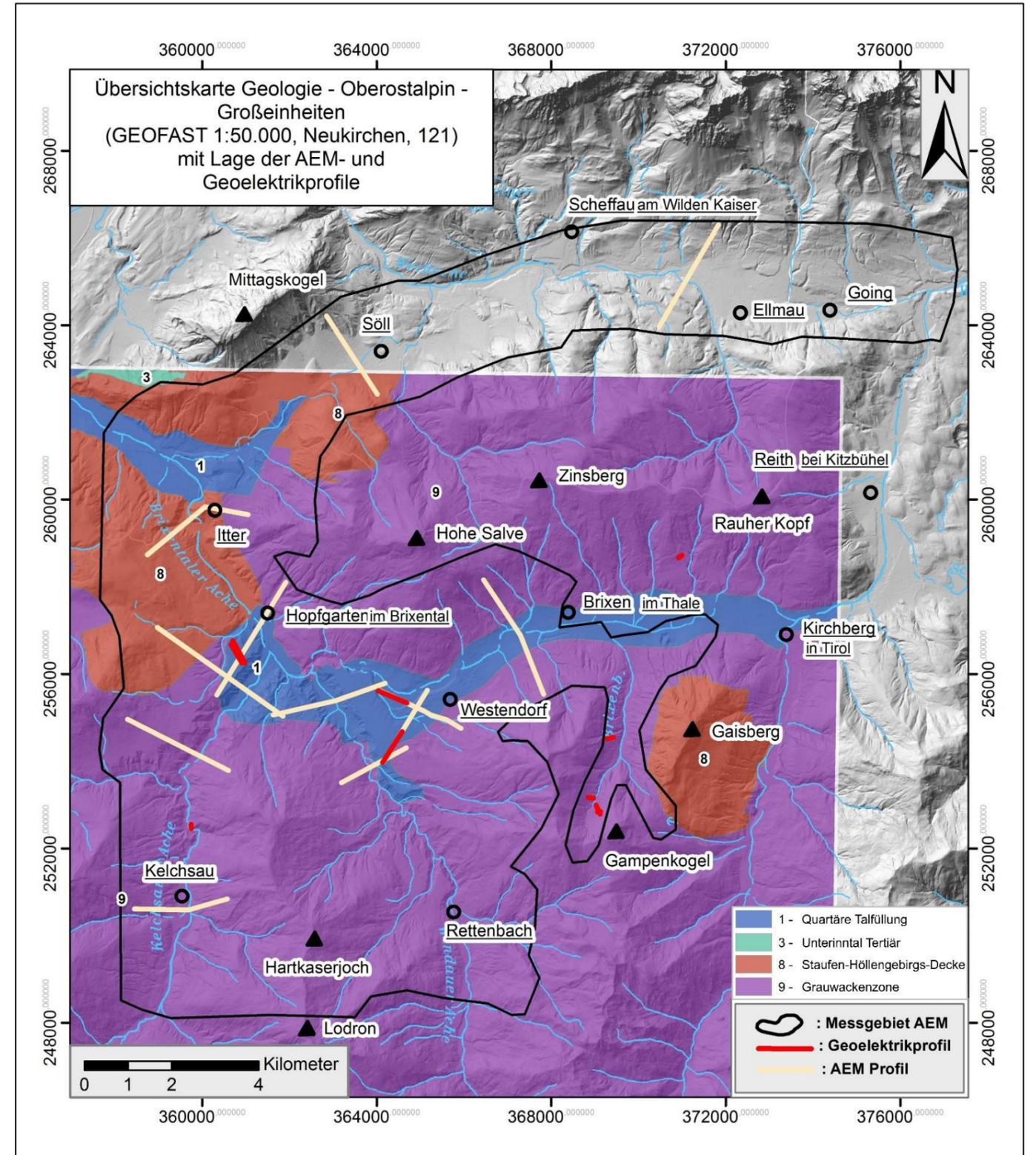


Abb. 8.7: Übersicht über die Lage des AEM Messgebietes sowie der AEM- und Geoelektrikprofile, Ausschnitt Geologie – Oberostalpin - Großeinheiten, (GEOFAST 1:50.000, Neukirchen 121; KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012).

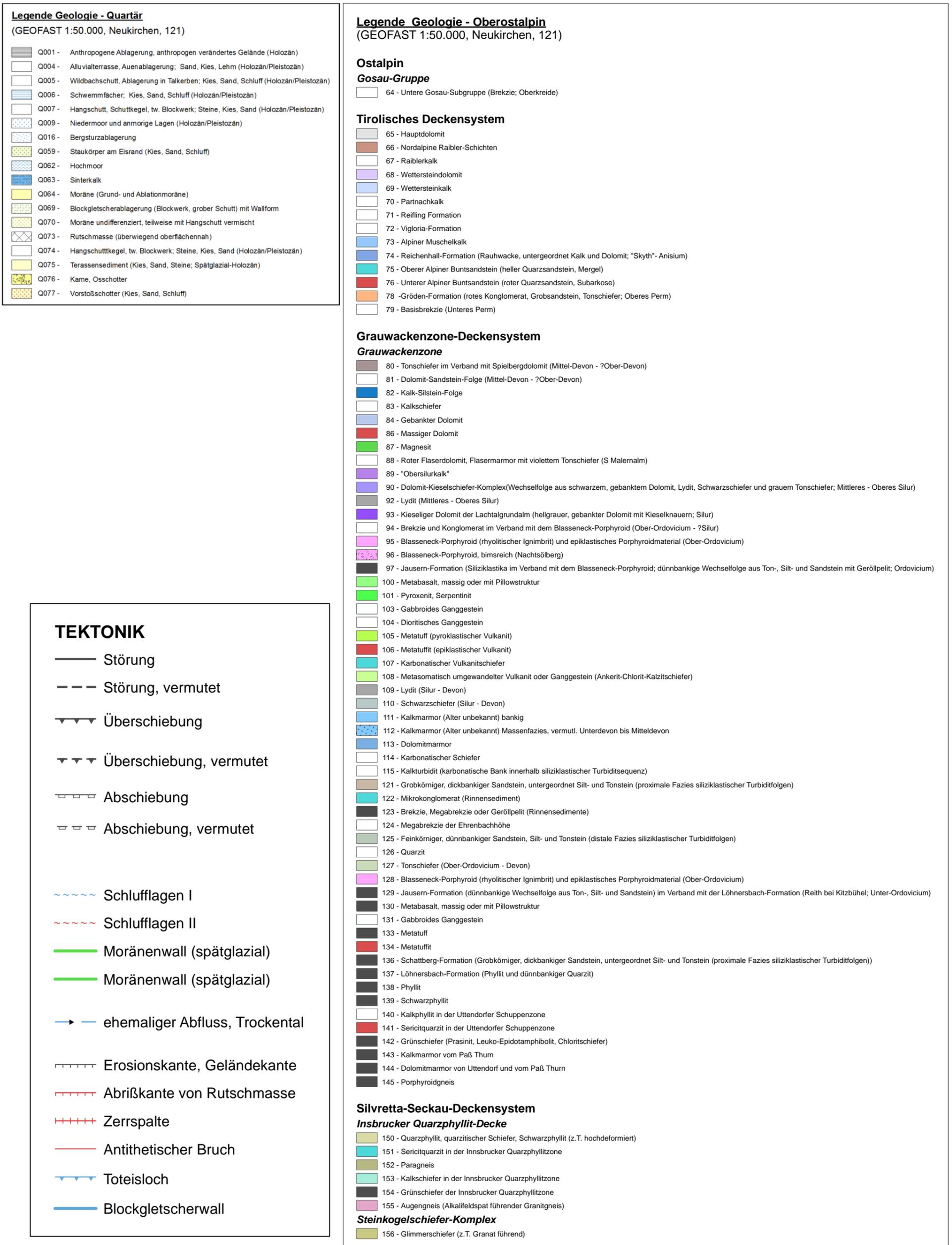


Abb. 8.8: Ausschnitt Legende Geologie, (GEOFAST 1:50.000, Neukirchen 121; KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012).

8.1 Interpretationen der AEM-Daten 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 und horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt werden.

Das Inversionsprogramm EM1DFM wird seit Herbst 2009 an der GBA 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. 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, etc.) liegt die Eindringtiefe für jede Frequenz in einer bestimmten Bandbreite.

8.2 GIS-Grundlagen

Das den Auswertungen zugrundeliegende GIS-Projekt enthält folgende Basisinformationen:

- ❖ Umgrenzung des Messgebietes
- ❖ Topographische Karte OEK50 und OEK 200 (M31)
- ❖ Digitales Höhenmodell
- ❖ AEM-Rasterdaten Wörgl 2012 und 2013 für Tiefen von 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50 und 60 Metern
- ❖ Profilschnitte aus den AEM-Daten Wörgl 2012 und 2013

- ❖ Geoelektrikprofile (GBA, FA Geophysik, 2002, 2007 und 2011)
- ❖ Geologische Karte (digital) von Salzburg (PESTAL et al., 2005)
- ❖ GEOFAST - Karte Neukirchen 1:50.000, Blatt 121 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012)
- ❖ Geologische / Hydrogeologische Informationen aus Bohrungen (GBA, diverse Archive und Datenbanken)

8.3 AEM-Auswertungen

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. Es werden daher die Ergebnisse und die Interpretation der AEM-Daten

1. einheitlich für das gesamte Untersuchungsgebiet, in Schnitten parallel zur Erdoberfläche,
2. einheitlich für das gesamte Untersuchungsgebiet, in Schnitten parallel zur Erdoberfläche, vergleichend mit unterschiedlichen Widerstandsklassen, und
3. für Detailgebiete entlang von Profilschnitten (Vertikalschnitten) aus der AEM

besprochen.

8.3.1 AEM-Auswertung/Interpretation Gesamtüberblick Untersuchungsgebiet

Für die großflächige, zusammenhängende Darstellung der aeroelektromagnetischen (AEM) Aufnahme wurden die AEM-Daten gemeinsam invertiert und (1) als teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes (homogener Halbraum, HHR, Abb. 8.9) und (2) in den Tiefen von 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50 und 60 Metern in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche (Abb. 8.10 bis Abb. 8.13) dargestellt.

Die Einteilung der Widerstandsklassen erfolgte mittels einer vergleichbaren, logarithmischen Widerstandsverteilung [lg]. Die Eingangsparameter für die Inversionsberechnung sind in der Tabelle 8.1 dargestellt.

GRIDDING-Parameter											
Profilschnitte horizontal						Profilschnitte vertikal					
horizontaler Suchradius 1 [m]	horizontaler Suchradius 2 [m]	Gridpunkt-abstand [m]	Ebenen-abstand [m]	Suchradius in z-Richtung	max. Modell-mächtigkeit	horizontaler Suchradius 1 [m]	horizontaler Suchradius 2 [m]	Gridpunkt-abstand [m]	Ebenen-abstand [m]	Suchradius in z-Richtung	max. Modell-mächtigkeit
400	300	100	10	2	60	100	100	10	5	2	60m

Tab. 8.1: Gridding-Parameter der Inversionsmodelle.

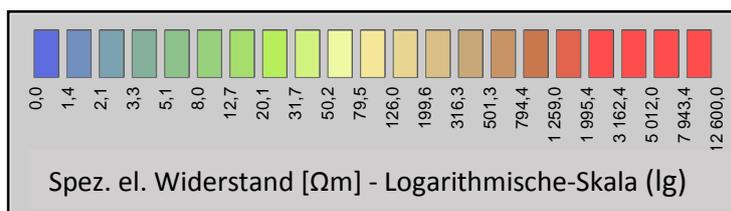
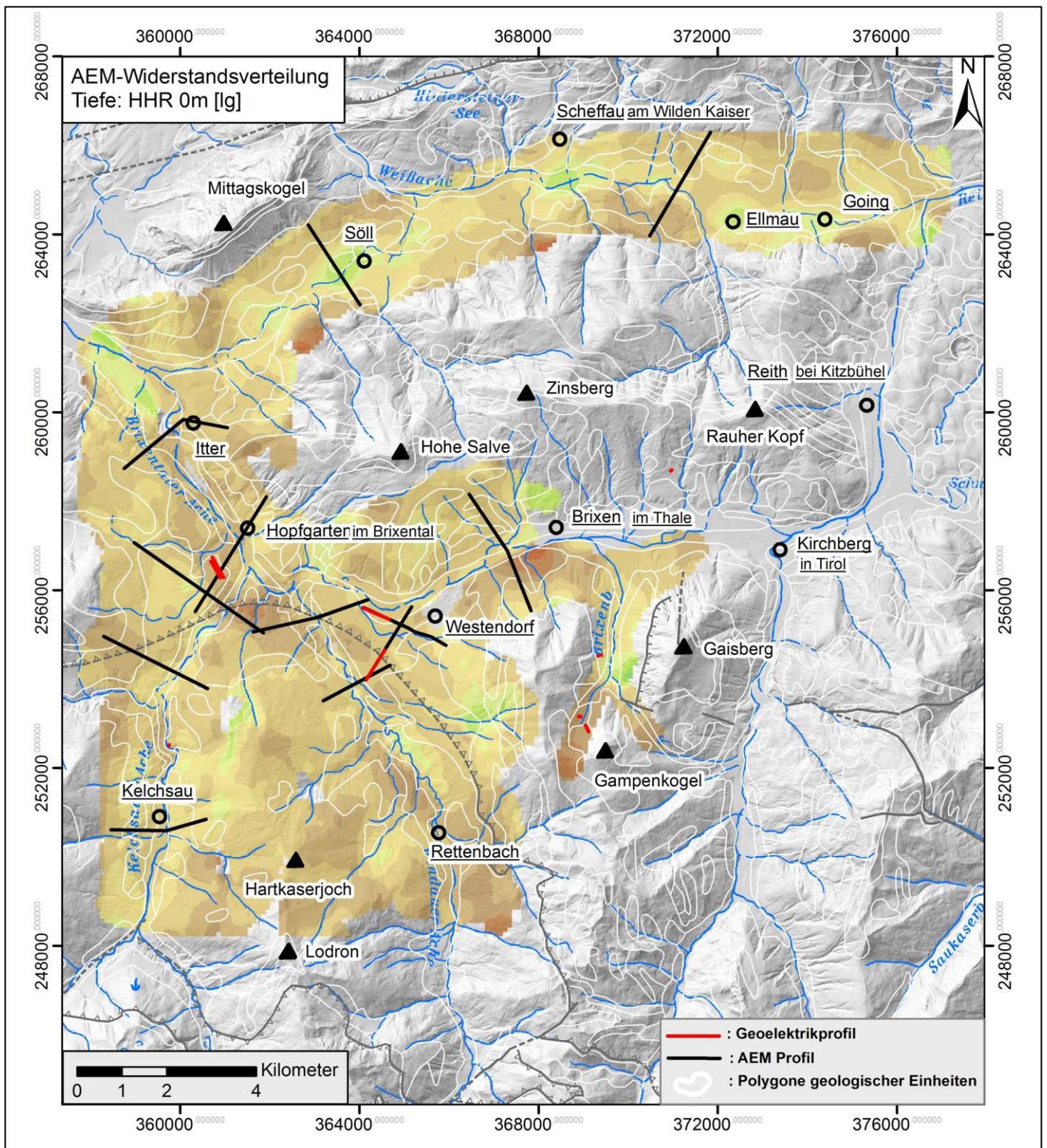


Abb. 8.9: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für den Homogenen Halbraum (HHR) mit einer logarithmischen Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

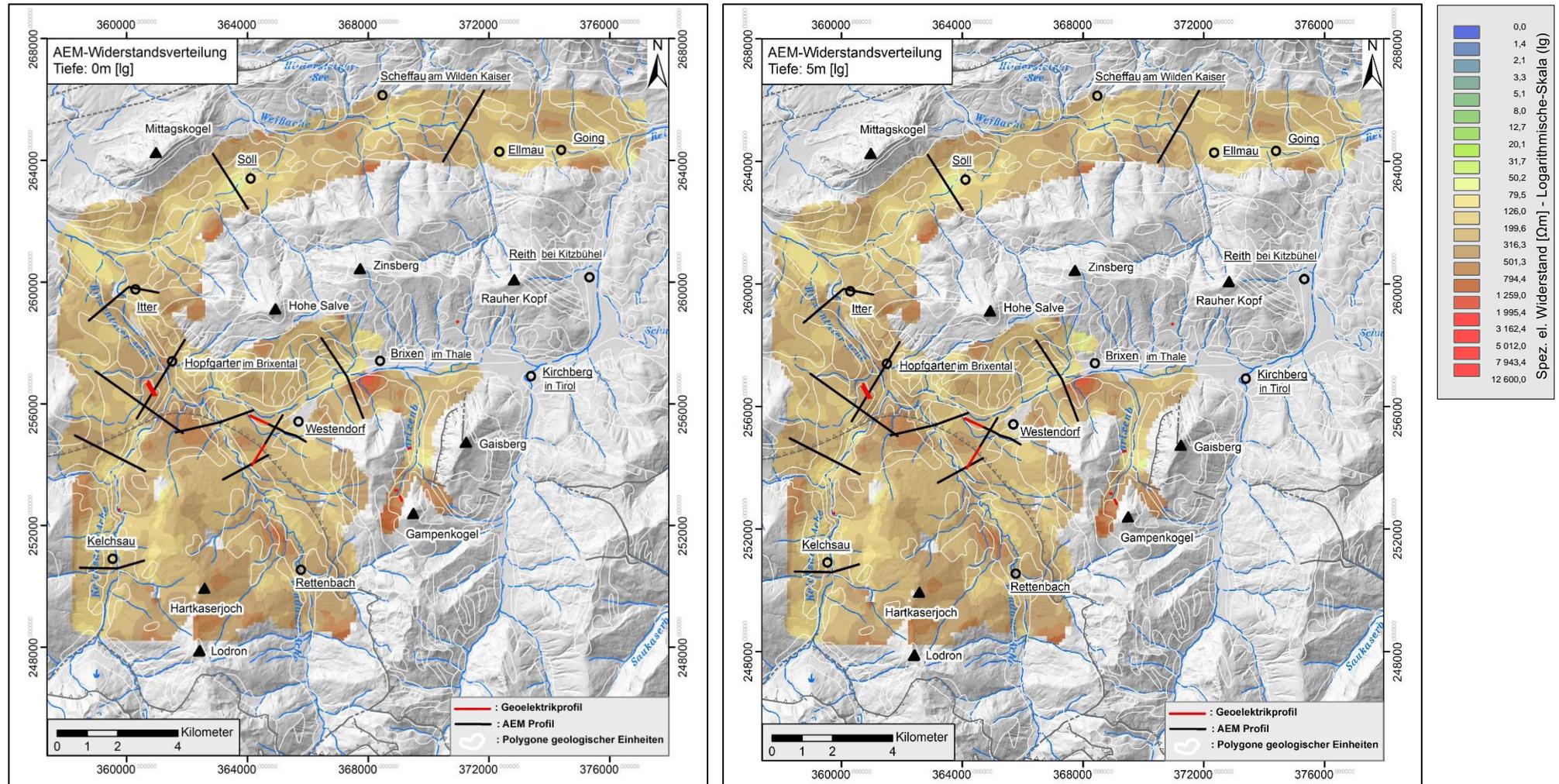


Abb. 8.10: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für die Tiefen von 0 (oberflächennah) und 5 Metern mit einer logarithmischen Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

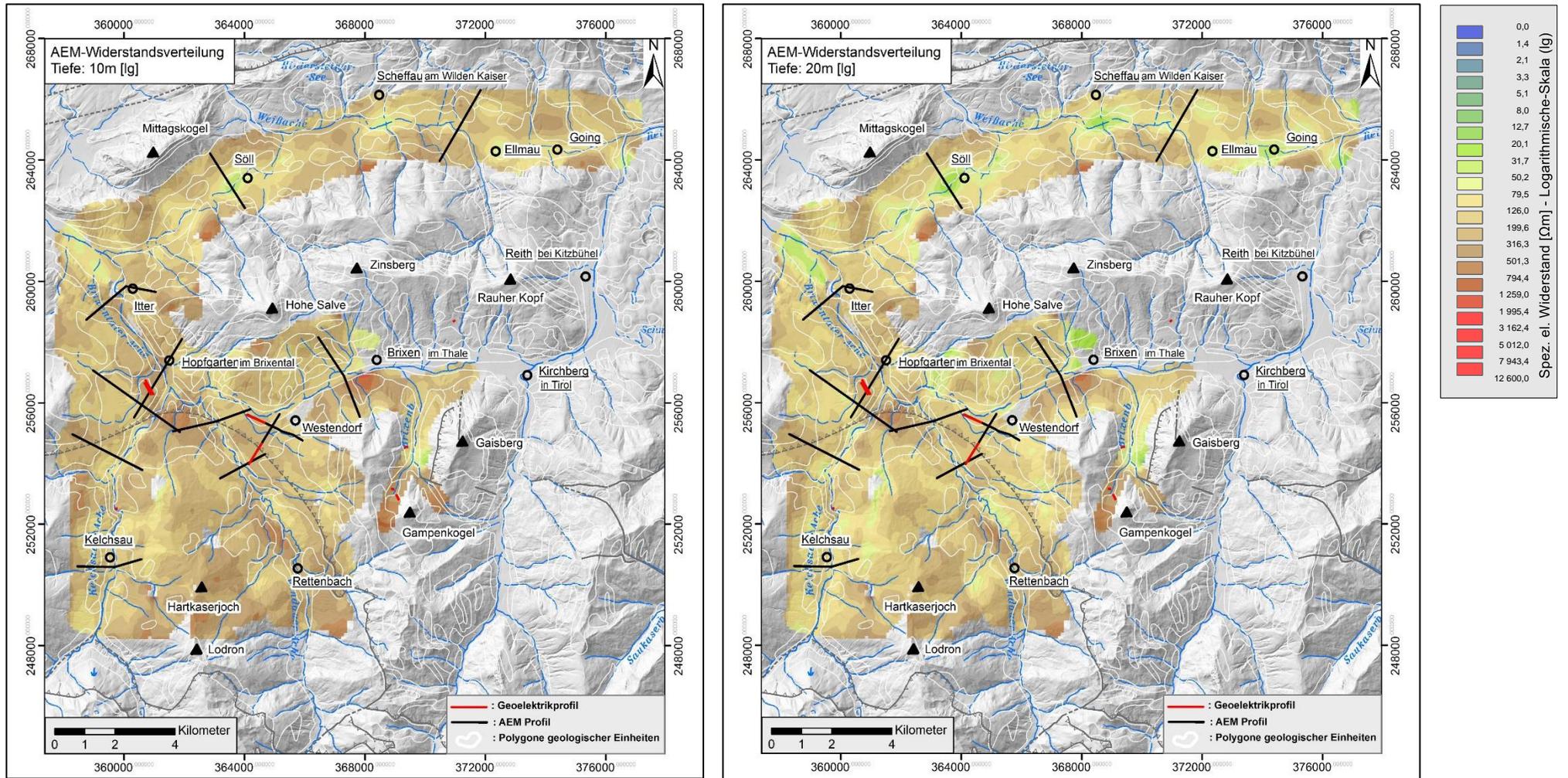


Abb. 8.11: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für die Tiefen von 10 und 20 Metern mit einer logarithmischen Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

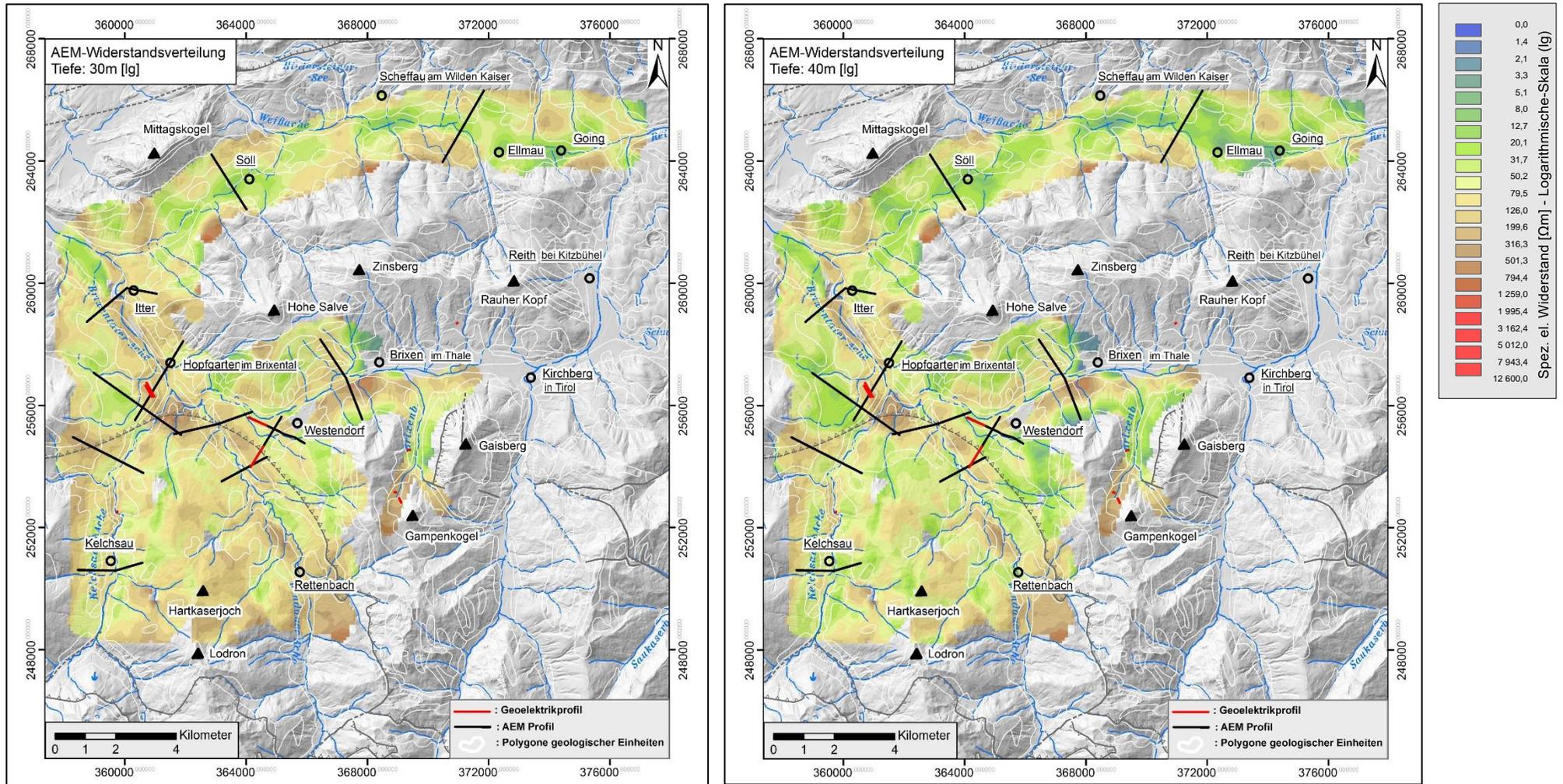


Abb. 8.12: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für die Tiefen von 30 und 40 Metern mit einer logarithmischen Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

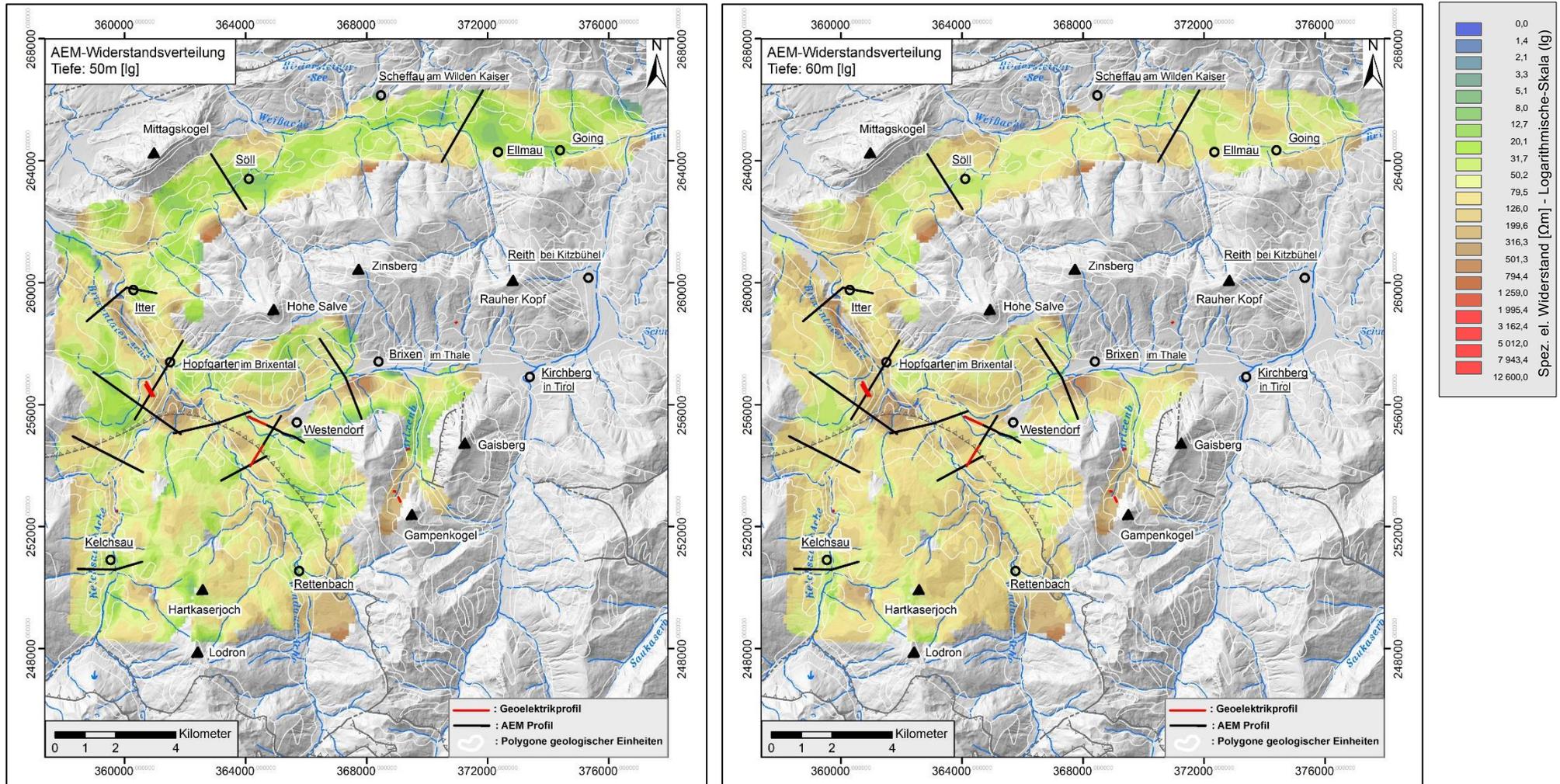


Abb. 8.13: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für die Tiefen von 50 und 60 Metern mit einer logarithmischen Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

Im Vergleich zu den vorangegangenen Abbildungen erfolgt bei den nachfolgenden Abbildungen (Abb. 8.14 bis Abb. 8.16) die Darstellung der Widerstandsverteilung in verschiedenen Tiefenlagen in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche mit zwei unterschiedlichen Einteilungen der Widerstandsklassen nach den Methoden

- Logarithmische Einteilung [lg] und
- Quantile [Qu]

Durch diese Differenzierung der Widerstandsklassen werden verschiedene Widerstandsbereiche unterschiedlich betont, sodass an Hand dieser detaillierteren Widerstandsmuster relevante Strukturen/Anomalien z.T. deutlicher herausgearbeitet werden können.

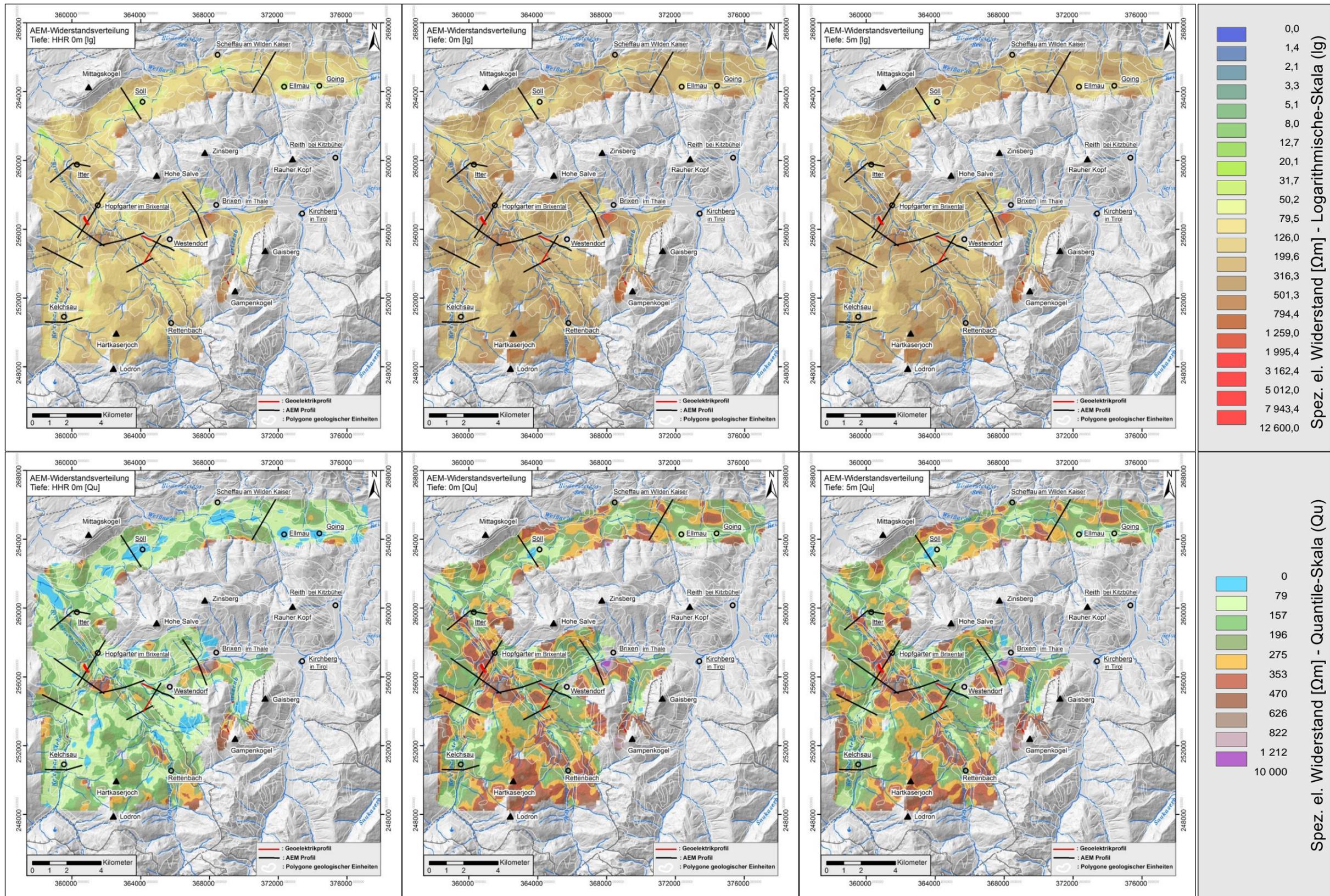


Abb. 8.14: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für den Homogenen Halbraum (HHR) sowie für die Tiefen von 0 und 5 Metern. Die Widerstandsklassen werden jeweils nach der Methode Logarithmische-Skalierung (lg) und Quantile-Skalierung (Qu) eingeteilt. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

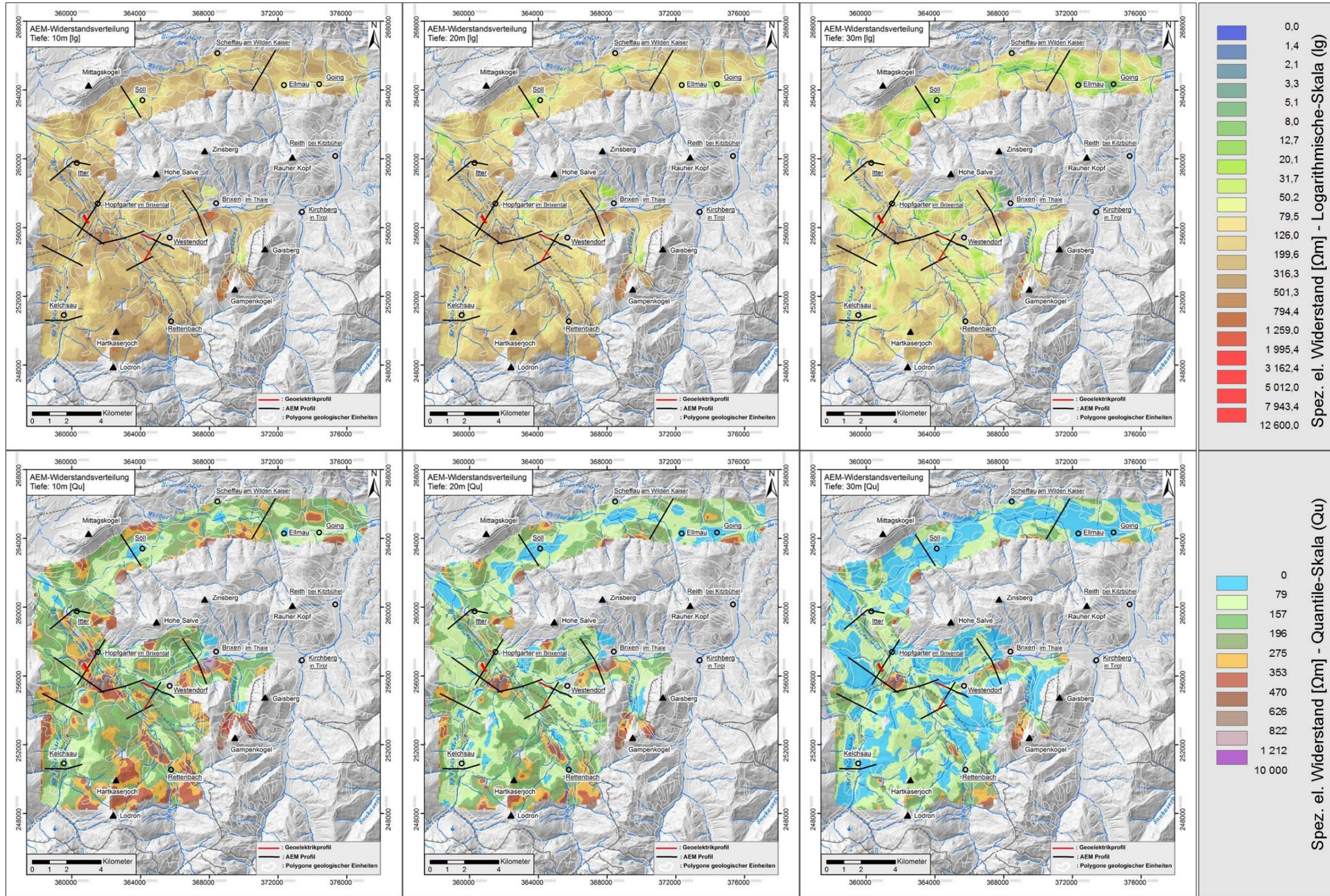


Abb. 8.15: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für die Tiefen von 10, 20 und 30 Metern. Die Widerstandsklassen werden jeweils nach der Methode Logarithmische-Skalierung (Ig) und Quantile-Skalierung (Qu) eingeteilt. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

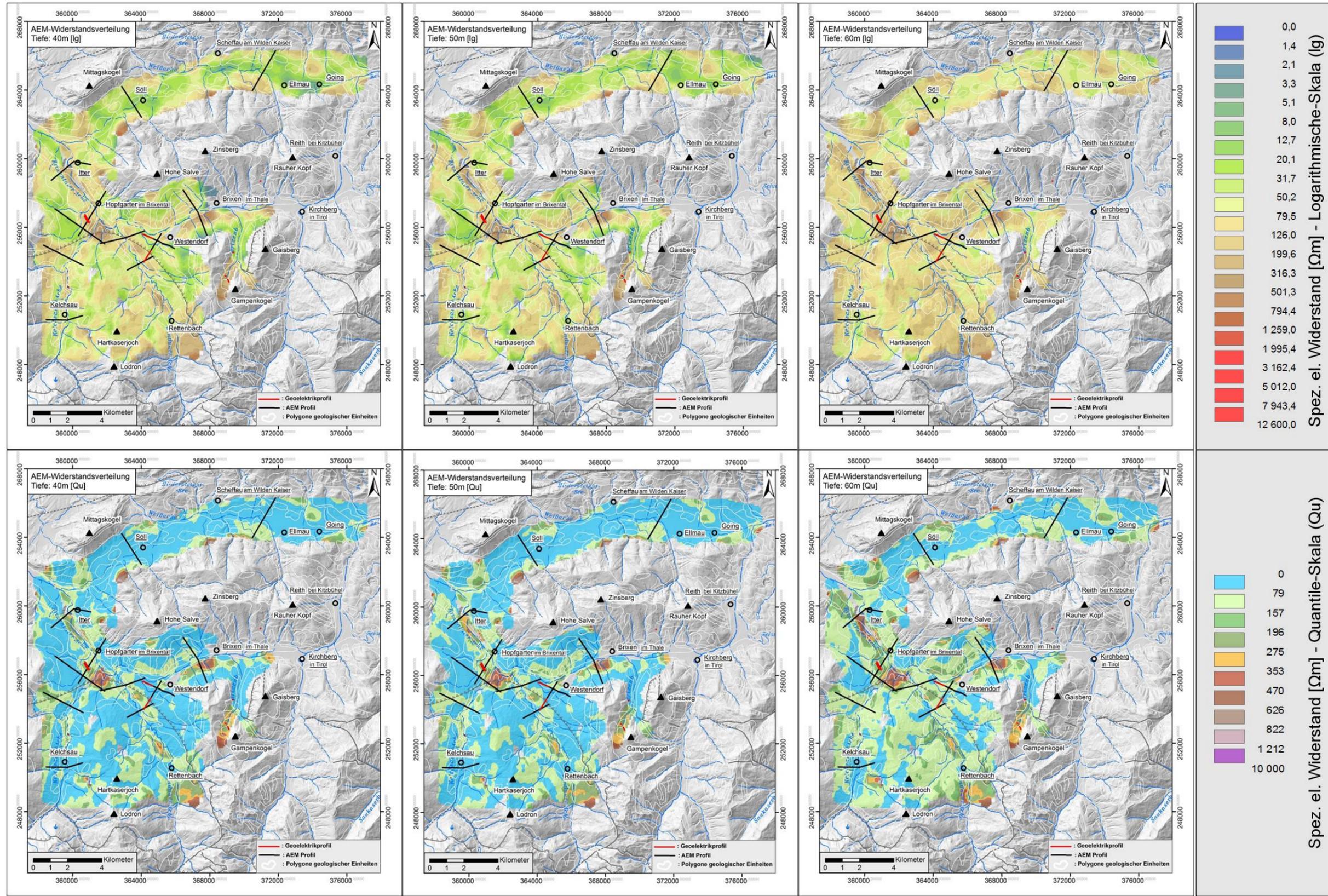


Abb. 8.16: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund für die Tiefen von 40, 50 und 60 Metern. Die Widerstandsklassen werden jeweils nach der Methode Logarithmische-Skalierung (lg) und Quantile-Skalierung (Qu) eingeteilt. Für die Inversion der AEM-Daten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

8.3.2 Auswertung und Interpretation der Widerstandsverteilung in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche

Bei der Inversion der AEM-Daten wurden eindimensionale, homogene, horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt wurden. In den Abbildungen 8.11 bis 8.16 ist die Widerstandsverteilung des Untergrundes als homogener Halbraum (HHR) und parallel zur Erdoberfläche in den Tiefen von 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50 und 60 Metern dargestellt. Die flächige Darstellung der Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe zielt vor allem auf die Ausscheidung und Bewertung von Anomaliebereichen ab. Abhängig von den Rahmenbedingungen (geologische/lithologische Situation, Vorinformationen, Fragestellungen, Fluglinienabstand...) ermöglicht dies einerseits eine grobe geologisch/lithologische Interpretation, andererseits die Ausscheidung von interessanten Gebieten (Anomaliebereiche) für weiterführende Untersuchungen.

Das Untersuchungsgebiet orientiert sich am Verlauf der Täler (Brixentaler Ache, Kelchsauer Ache, Windauer Ache, Talfurche von Ellmau-Scheffau am Südsüdhang des Kaisergebirges). Randlich werden diese Täler über weite Strecken von stratigraphisch tieferen Teilen der nördlichen Kalkalpen wie die Gröden-Formation (Konglomerat, Gobsandstein, Tonstein) und der Schattberg- Löhnersbachformation (Sand-, Silt- und Tonstein, Schwarzschiefer, Phyllit) begleitet. Im Südschnitt umfasst das Untersuchungsgebiet Gesteinsserien, die früher als Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex betrachtet wurden (z. B. Geologische Karte von Salzburg 1:200.000 [PESTAL et al., 2005]). Nach neueren Kartierungen (HEINISCH, 2006, HEINISCH & PANWITZ, 2007) handelt es sich um stärker deformierte Gesteine der Grauwackenzone (siehe auch Abschnitt 6, Geologie des Messgebiets).

In der teufenspezifischen Widerstandsauswertung parallel zur Erdoberfläche wurde nun so vorgegangen, dass sowohl höher- als auch niederohmige Anomaliebereiche mittels Übersignaturen (Abb. 8.17 bis Abb. 8.18) hervorgehoben wurden. Hinsichtlich ihrer geologischen/lithologischen Disposition wurde eine Unterteilung in Festgesteine (seitliche Begrenzung der Täler und der Südschnitt), Lockersedimente (Talbereiche) und (angenommene) Überlagerungsbereiche von Locker- und Festgesteinen getroffen. Dabei zeigen sich im Gesamten betrachtet, folgende Merkmale:

1. Im Tiefenabschnitt bis 20 Meter Tiefe dominieren höherohmige Widerstände (200 - 1000 Ω m), sowohl im Festgestein, als auch in den quartären Lockersedimenten der Talbereiche.
2. Im Tiefenabschnitt von 20 bis 40 Meter Tiefe ist eine heterogene Widerstandsverteilung vorhanden. Bereiche mit niederohmigen Sequenzen (< 100 Ω m), sowohl im Festgestein, als auch in den quartären Lockersedimenten der Talbereiche, nehmen aber deutlich zu.
3. Ab einer Tiefe von 60 Meter nimmt der elektrische Widerstand wiederum zu. Dies ist besonders im Festgesteinsbereich der höhermetamorphen Uttendorfer

Schuppenzone und in der randlichen Begrenzung der Talbereiche zu beobachten.

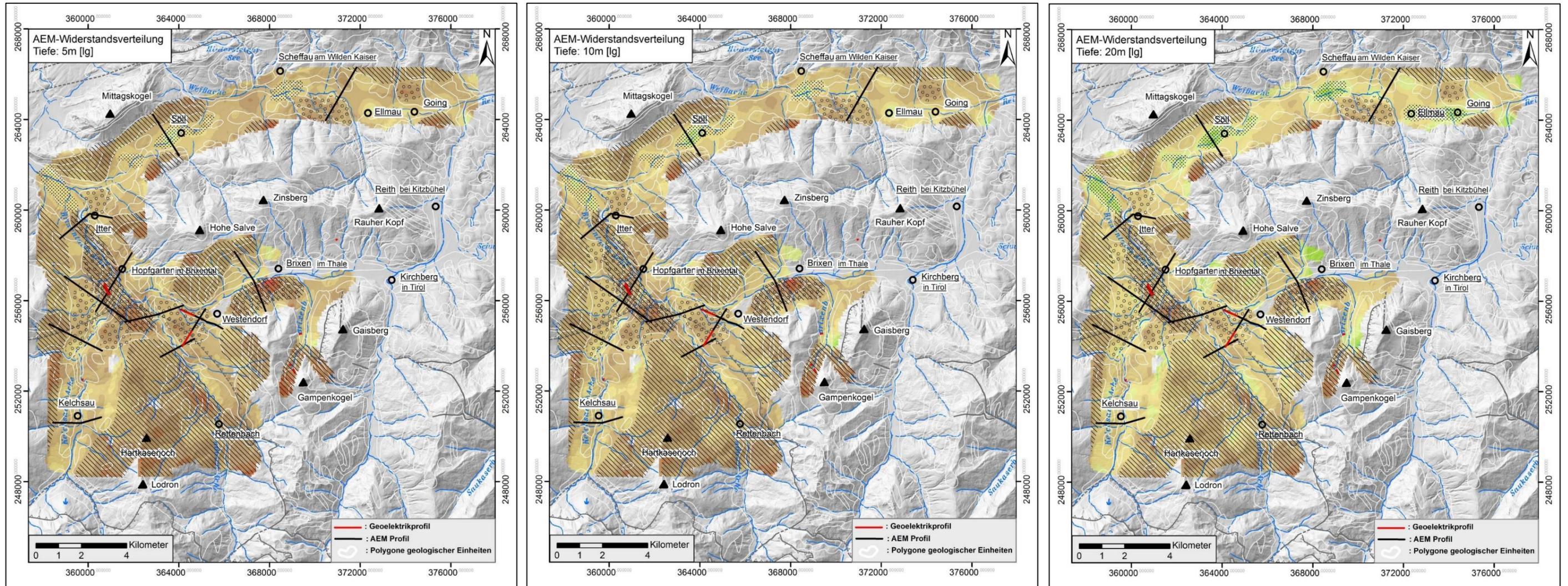
Zusammenfassend betrachtet ist im Festgestein keine ausgeprägte Unterscheidung der Widerstandsverteilung für unterschiedliche geologische Einheiten ersichtlich. Sowohl die Gröden-Formation (Konglomerat, Grobsandstein, Tonstein) als auch die Löhnersbachformation (Sand-, Silt- und Tonstein, Schwarzschiefer, Phyllit) und die höhermetamorphe Uttendorfer Schuppenzone im Südbereich des Untersuchungsgebietes liegen in einer ähnlichen Bandbreite der Widerstandsverteilung, wobei jedoch innerhalb derselben geologischen Einheiten (PESTAL et al., 2005) heterogene Widerstandsverteilungen vorliegen können. Eine lithologische Abgrenzung anhand der Widerstandsverteilung gestaltet sich daher schwierig. Vielmehr werden höher- und niederohmige Anomaliebereiche für weitere Detailinterpretationen aufgezeigt.

Im Talbereich gibt die, sowohl lateral als auch vertikal wechselhafte Abfolge von niederohmigen und höherohmigen Sequenzen einen Hinweis auf die Ausbildung der pleistozänen Lockersedimente. Lockersedimentablagerungen mit höherohmigen Widerstandswerten (100 bis 500 Ωm) sind gröberklastischen Sedimenten, niederohmige Lockersedimentablagerungen ($< 100 \Omega\text{m}$) feinklastischen Sedimenten zuzuordnen. Einerseits liegen für unterschiedliche Lockersedimentablagerungen ähnliche Widerstandswerte vor, andererseits sind auch innerhalb derselben Sedimentkörper wiederum unterschiedliche Widerstandswerte ausgebildet. Deshalb ist auch im Bereich der pleistozänen Lockersedimentablagerungen eine generelle Zuordnung von elektrischen Widerständen zu einheitlich definierten geologischen Einheiten schwierig. Der Informationsgewinn in dieser heterogen ausgebildeten Widerstandsverteilung liegt daher an der Beurteilung des Internaufbaus und an der Abschätzung der Mächtigkeit dieser pleistozänen Sedimente (Eisrandsedimente, Grund und Endmoräne, Vorstoßschotter, fluviale Ablagerungen).

In den Abbildungen 8.17 und 8.18 wird dieser Interpretationsansatz durch Übersignaturen dargestellt. Unterteilt wird in Festgesteine, Lockersedimente und Überlagerungsbereiche von Locker- und Festgestein mit ausgewiesenen höherohmigen als auch niederohmigen Anomalieabschnitten. Durch die rote Farbgebung der Übersignaturen wird speziell auf die niederohmigen Sequenzen ab einer Tiefe von 30 Meter ($< 100 \Omega\text{m}$), sowohl im Festgestein als auch in den quartären Lockersedimenten der Talbereiche hingewiesen.

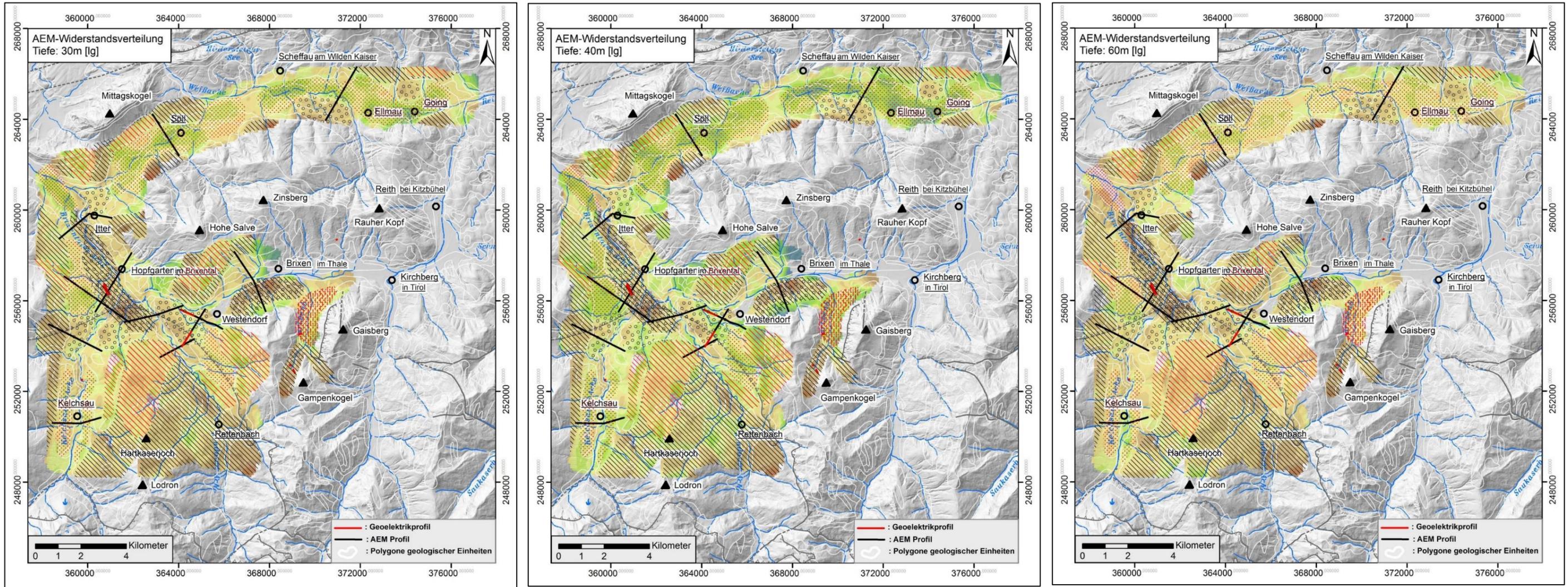
Diese Darstellung der Widerstandsverteilung basiert auf einem Gridpunktraster von 100 m bei einem gewichteten Suchradius bis zu 400 m. Damit ergibt sich eine flächige Übersichtsdarstellung zur Lokalisierung von Anomaliebereichen und zur geologisch/lithologischen Übersichtsinterpretation. Für die Detailinterpretation mit einem engen lateralen Suchradius von 100 m werden AEM-Profile eingesetzt (siehe Kapitel 0).

Aus dem Vergleich der oberflächennahen AEM-Widerstandsverteilung (Tiefe: 0 m) mit den Kalium- und Thoriumgehalten aus der Aeroradiometrie (Gammaskopie) ist keine Übereinstimmung geologisch- lithologischer Einheiten erkennbar (Abb. 8.19).



-  : Festgestein, hochohmiger Widerstandsbereich: 200 bis 1000 Ωm (\rightarrow Max. 1900 Ωm)
-  : Lockersediment, hochohmiger Widerstandsbereich: 100 bis 500 Ωm (\rightarrow Max. 700 Ωm)
-  : Lockersediment, niedrigohmiger Widerstandsbereich: 10 bis 180 Ωm (\rightarrow Max. 250 Ωm)
-  : Festgestein/Lockersediment, hochohmiger Widerstandsbereich: 80 bis 700 Ωm (\rightarrow Max. 1800 Ωm)

Abb. 8.17: Interpretation Übersignatur in 5, 10 und 20 m Tiefe.



-  : Festgestein, hochohmiger Widerstandsbereich: 200 bis 1000 Ωm (\rightarrow Max. 1900 Ωm)
-  : Festgestein, niedrigohmiger Widerstandsbereich: 35 bis 100 Ωm (\rightarrow Max. 130 Ωm)
-  : Lockersediment, hochohmiger Widerstandsbereich: 100 bis 500 Ωm (\rightarrow Max. 700 Ωm)
-  : Lockersediment, niedrigohmiger Widerstandsbereich: 10 bis 180 Ωm (\rightarrow Max. 250 Ωm)
-  : Festgestein/Lockersediment, hochohmiger Widerstandsbereich: 80 bis 700 Ωm (\rightarrow Max. 1800 Ωm)
-  : Festgestein/Lockersediment, niedrigohmiger Widerstandsbereich: 30 bis 100 Ωm (\rightarrow Max. 120 Ωm)

Abb. 8.18: Interpretation Übersignatur in 30, 40 und 60 m Tiefe.

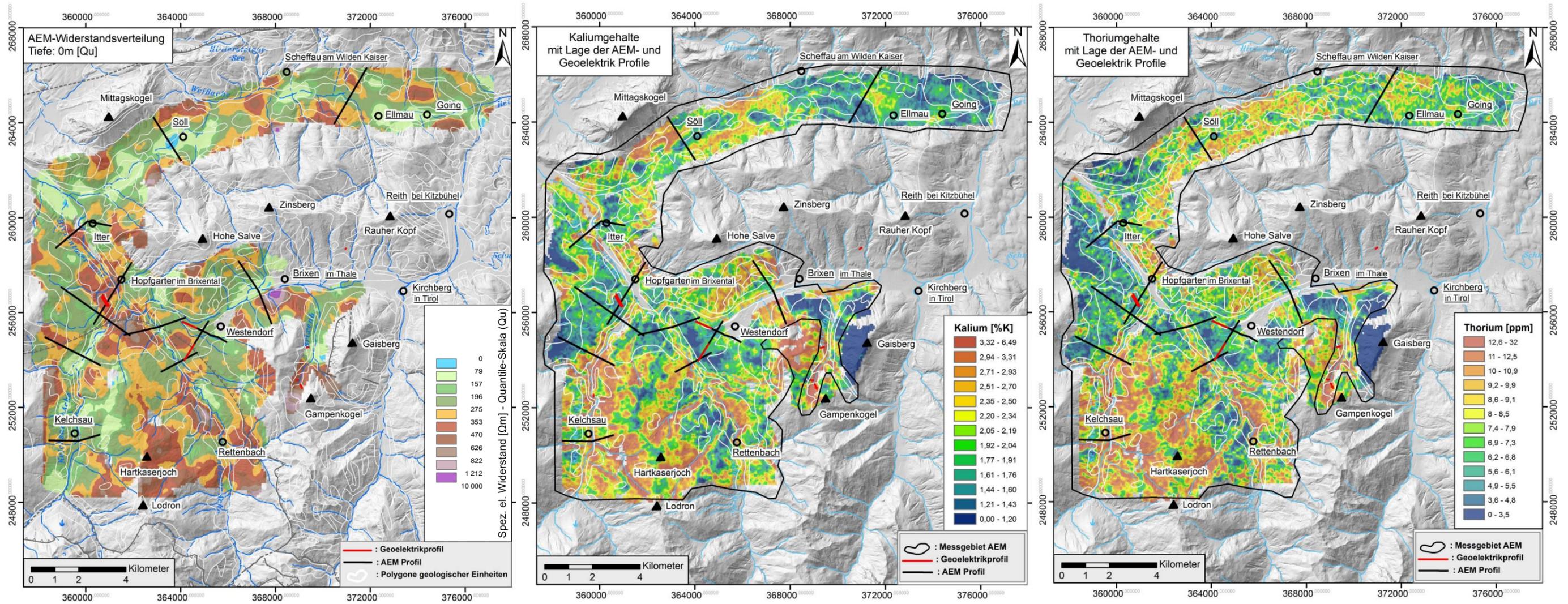


Abb. 8. 19: Vergleich der oberflächennahen AEM-Widerstandsverteilung (Tiefe: 0 m) mit den Kalium- und Thoriumgehalten aus der Aeroradiometrie (Gammastrahlung)

8.3.3 Darstellung der Widerstandsverteilung aus der AEM entlang von AEM-Profilen

Die zweidimensionale Darstellung der Ergebnisse der AEM erfolgt als Tiefen-Widerstandsplot entlang von ausgewählten Profilschnitten und wird mit dem topographischen Relief (DHM) dargestellt.

Diese Detailverifikation wurde anhand von 12 AEM-Profilen durchgeführt (Lage siehe z.B. Abb. 8.5 und Abb. 8.23). Davon orientieren sich im Talkessel von Hopfau sechs AEM-Profile an den geologischen Profilschnitten die im Zuge der Dissertation von REITNER, 2005 bearbeitet wurden. Für diese Profile liegt ein geologischer Profilschnitt vor. Die übrigen sechs AEM-Profile wurden nach Rücksprache mit Jürgen Reitner situiert und sollen wissenschaftliche Ergebnisse für die weitere Interpretation der pleistozänen Lockersedimentablagerungen liefern. Der Großteil der AEM-Profile orientiert sich dabei am Verlauf der Täler (Brixentaler Ache, Kelchsauer Ache, Windauer Ache) und liegt entsprechend den geologischen Profilen quer zum Talverlauf. Ebenso wurden in der Talfurche von Ellmau-Scheffau am Südbhang des Kaisergebirges zwei Talquerprofile ausgewertet. Generell wurden die Profile so gewählt, dass sie vom anstehenden Ostalpin der Talflanken die quartäre Talfüllung durchschneiden um dadurch mehr Informationen über die Talgeometrie und den Aufbau der quartären Lockersedimentfüllung im Anschluss zu den Talflanken zu liefern.

Profilbezeichnung	Länge [m]	Orientierung zum Talverlauf	Bemerkung
AEM Ellmau 1	2699	quer	SW-NO
AEM Söll 1	2139	quer	NW-SO
AEM I1 *	2721	quer	SW-O (Knick)
AEM Hopf 1	3031	quer	SW-NO
AEM W7 *	2671	quer	W-O
AEM W6 *	1689	quer	SW-NO
AEM G2	1933	quer	SW-NO
AEM G1	2036	längs	NW-SO
AEM Hof	2979	quer	N-S
AEM K6 *	3527	längs	NW-SO
AEM K4 *	2598	quer	NW-SO
AEM K1 *	2163	quer	W-O

Tab. 8.2: Spezifikation der AEM-Profile, AEM-Messgebiet Wörgl. * Lage des AEM-Profils entsprechend vorhandenem Profilschnitt Geologie (aus: REITNER, 2005).

Diese Vertikalschnitte zeigen eine entsprechende Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe. Für die geologische Interpretation wurde die digitale geologische Karte von Salzburg (PESTAL et al., 2005), die GEOFAST-Karte Neukirchen (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012), vor allem aber die Dissertation von REITNER, 2005 herangezogen.

Die Ergebnisse sind jeweils mit einem Suchradius für die Interpolation von 100 m dargestellt. Dadurch können zwischen den Flugprofilen, die teilweise einen Abstand

von mehr als 200 m haben, Informationen verloren gehen. Eine Interpolation mit einem kleineren Suchradius liefert hingegen detailliertere, dafür aber weniger zusammenhängende Informationen. Die Farbskala der Widerstandsverteilung wurde entsprechend der hohen Dynamik der Widerstandswerte gewählt.

Anmerkung zur Erstellung der AEM-Profile:

Die an der GBA verwendete Inversions-Software EM1DFM (UBC-Kanada) berechnet aus den gemessenen Aero-Elektro-Magnetik-Daten an jedem Messpunkt eine Tiefen-Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands. Stellt man diese Verteilungen entlang eines Hubschraubermessprofils graphisch dar (Abb. 8.20), so kann man die Modellergebnisse hinsichtlich ihrer Konsistenz mit benachbarten Sondierungen und Profilen überprüfen. Nicht immer können alle Störungen (Hubschrauberfunk, elektrische Weidezäune, Eisenbahn ...) im Standard-Prozessing eliminiert werden, sodass es lokal zu fehlerhaften Modellergebnissen kommen kann. Für eine flächenhafte Interpolation wirken sich Störungen dieser Art nicht so stark im Ergebnis aus, da sie entsprechend der verwendeten Suchradien mehr oder weniger stark geglättet werden. Für Interpolationen, die eine höhere Auflösung zum Ziel haben wie die hier erstellten AEM-Profile, werden kleinere Suchradien verwendet. Fehlerhafte Modelle werden so sichtbar und können zu Fehlinterpretationen führen. Um dies zu vermeiden wurden anhand dieser graphischen Überprüfungen fehlerhafte Modelle aus dem AEM-Datensatz herausgelöscht (z.B. AEM-Profil G2: Abb. 8.21). Das auf Grundlage der korrigierten Modelldaten erstellte AEM-Profil G2 quer zu den Fluglinien ist in Abb. 8.21 ersichtlich.

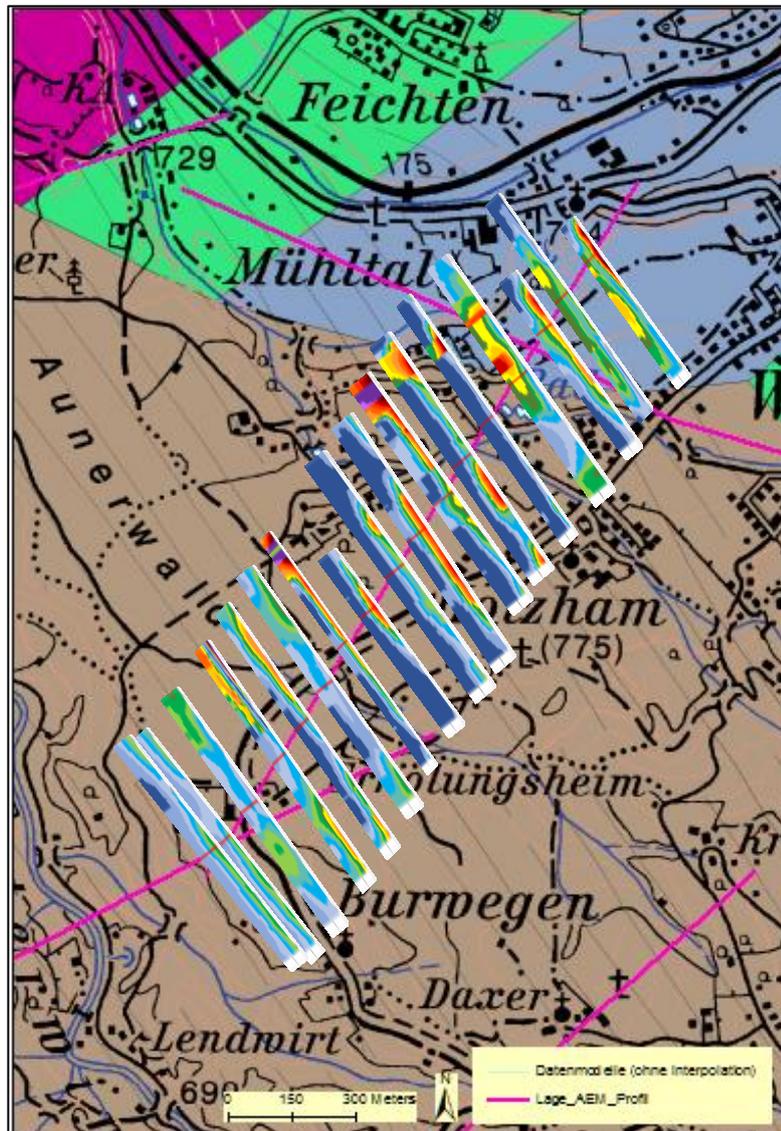


Abb. 8.20: AEM_G2: Lage der AEM-Modelldaten: Eingangsdaten für Interpolation.

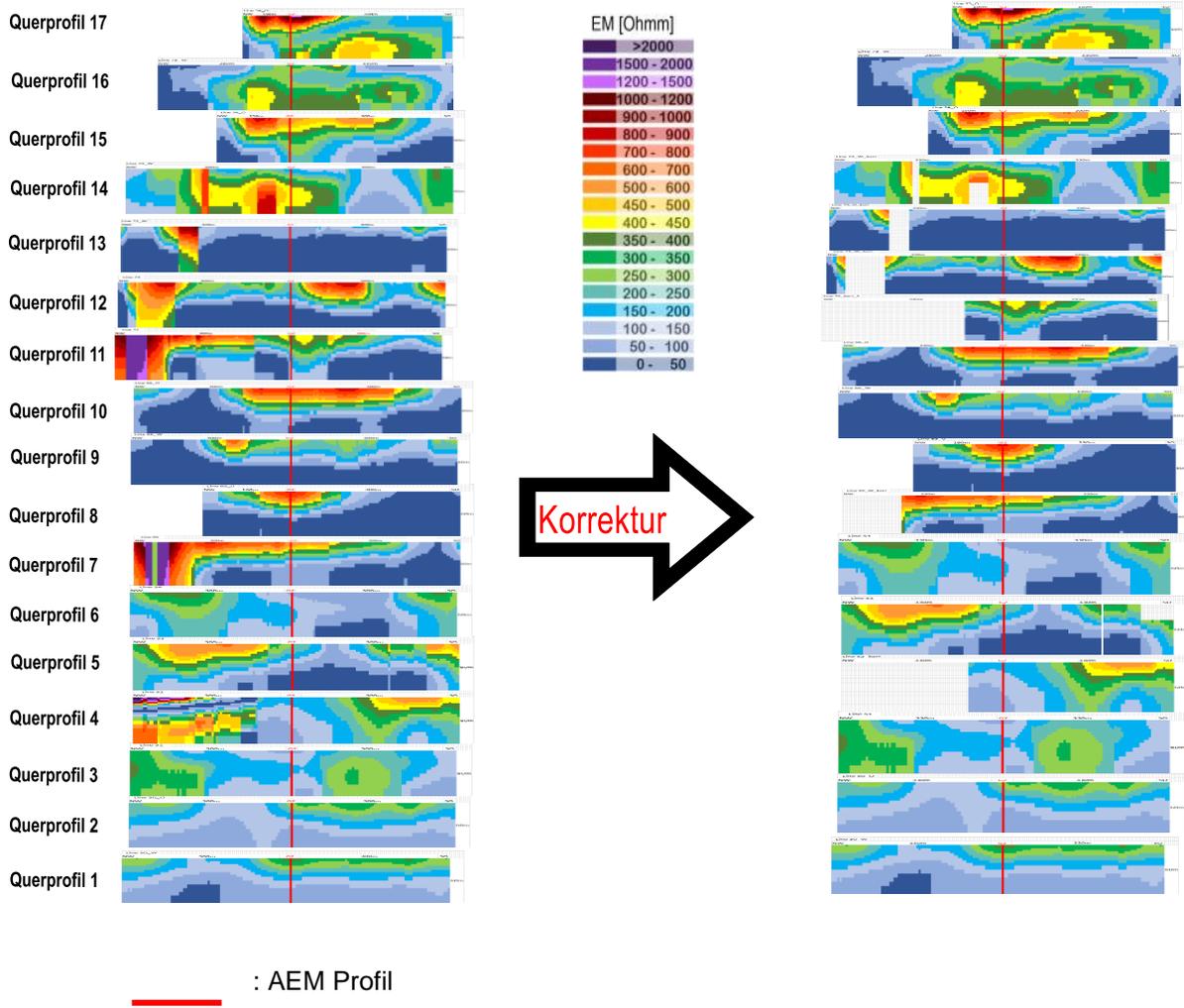


Abb. 8.21: Bsp. AEM_G2: Originaldatensatz AEM-Modelle (links) und korrigierter Datensatz (rechts).

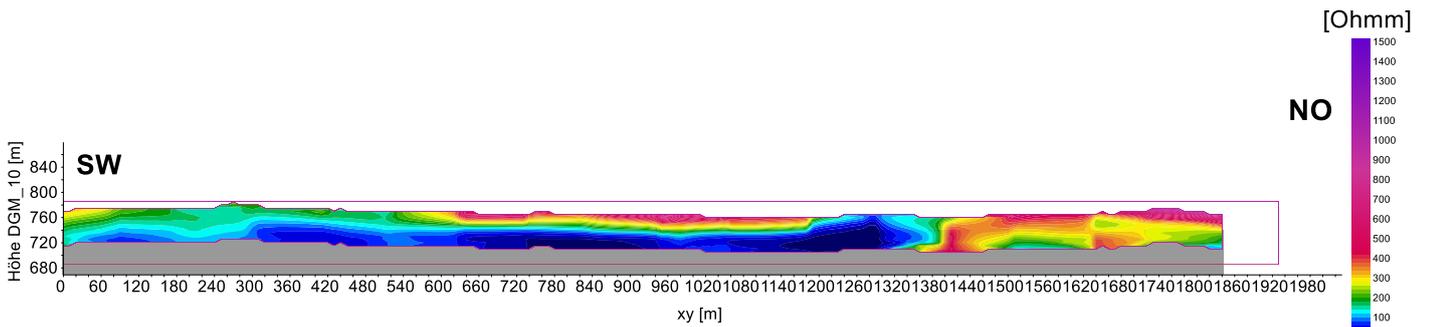


Abb. 8.22: Bsp. AEM_G2: Interpoliertes Profil quer zu den Flugprofilen (mit korrigiertem Datensatz).

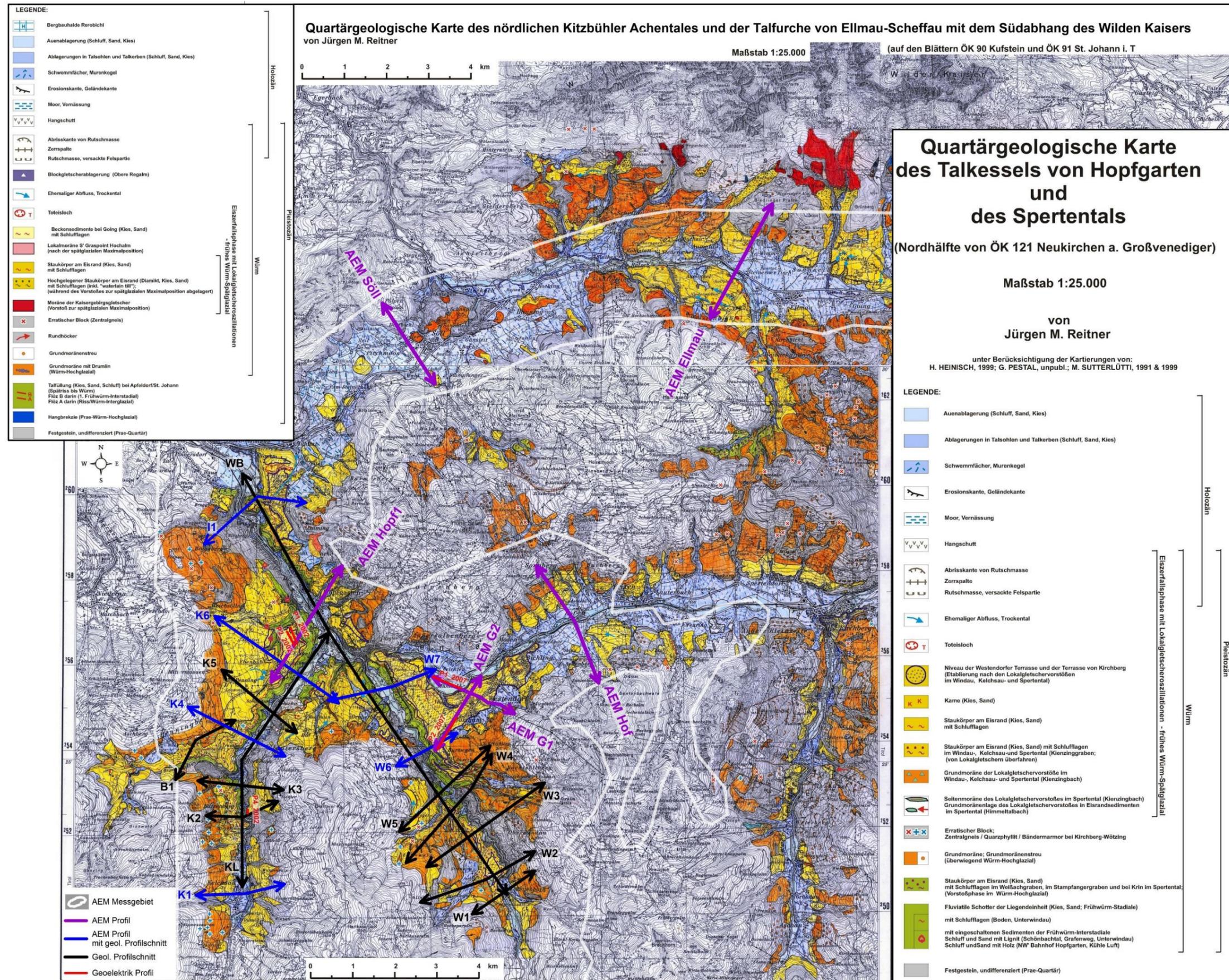


Abb. 8.23: Vereinfachte geologische Karte des Untersuchungsgebietes mit Lage von Geologie- und AEM Profilschnitten (verändert, aus REITNER, 2005).

8.3.4 Geoelektrik

Für die Verifikation und die geologisch/lithologische Interpretation der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse wurden auch Inversionsergebnisse aus Geoelektrikprofilen (RÖMER et al., 2002; SUPPER et al., 2007; MARKART et al., 2013) verwendet. In den Abbildungen 8.28, 8.34, 8.36 und 8.46 ist die genaue Position der Geoelektrikprofile einerseits auf der digitalen geologischen Karte von Salzburg (Pestal et al., 2005) als auch auf der GEOFAST-Karte Neukirchen (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) ersichtlich. Die Inversionsergebnisse dieser geoelektrischen Messungen (Abb. 8.29, 8.30, 8.35 und 8.37) sind jeweils nach den dazugehörigen Abbildungen der Inversionsergebnisse aus den AEM-Profilen in Form eines Tiefen-Widerstandsplots dargestellt. Die Darstellung der Inversionsergebnisse (elektrische Widerstandsverteilung) erfolgt mit zwei unterschiedlichen Skalierungen der Widerstandswerte. Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen. Für alle Geoelektrikprofile wurde dieselbe Widerstandsklassifikation verwendet. Damit können die Inversionsergebnisse miteinander verglichen werden.

Die Details zu den Geoelektrikmessungen sind in der Tabelle 8.3 angegeben.

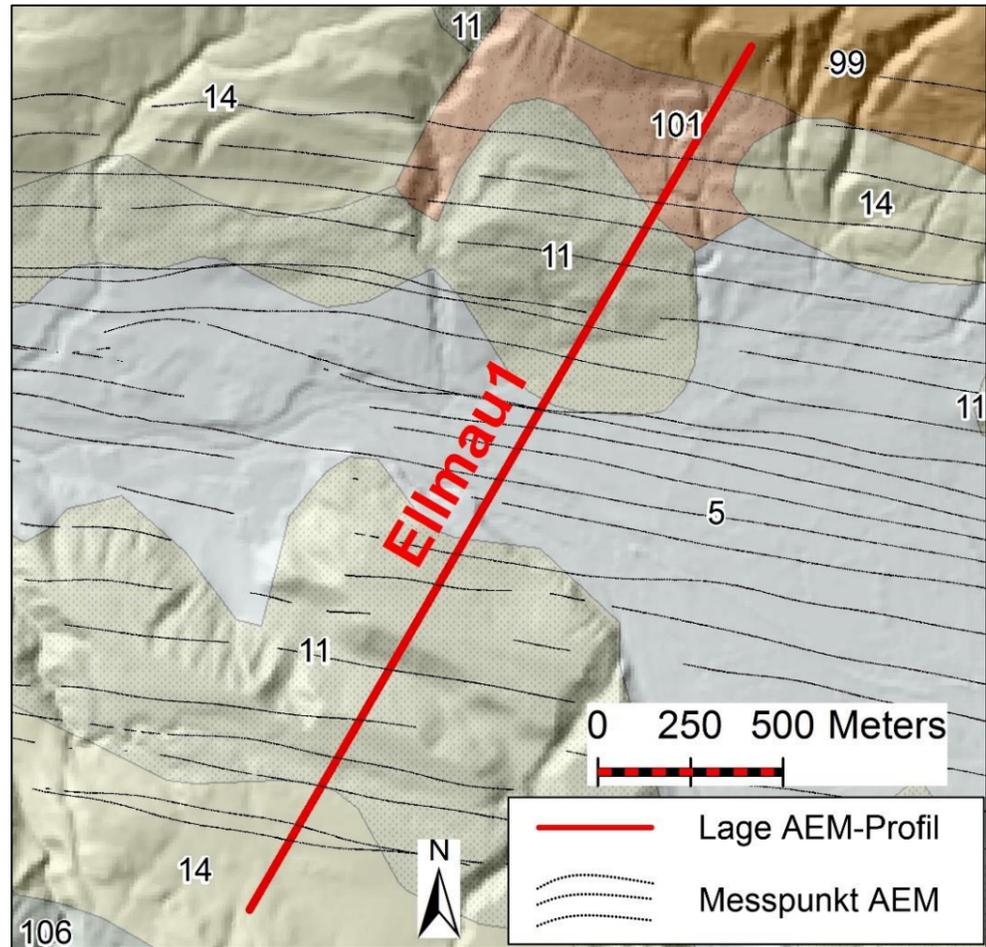
Profilbezeichnung / Messjahr	Profillänge [m]	Elektrodenabstand [m]	Bemerkung
P1_2002	585	15	NW-SO
P2_2002	490	10	NW-SO
P4_2002	95	5	NO-SW
P1_2007	710	10	WNW-OSO
P2_2007	830	10	NO-SW
P1_2011	228	3	SSO-NNW
P2_2011	120	2	W-O
P3_2011	152	2	W-O

Tab. 8.3: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Wörgl.

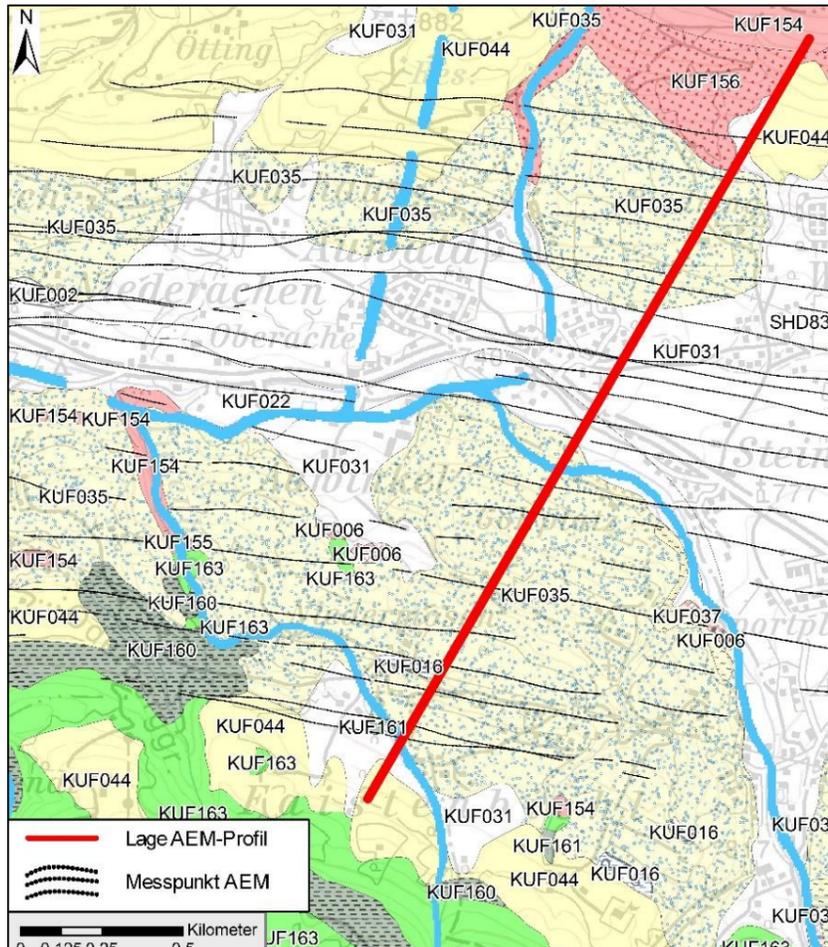
8.3.5 Auswertung der Widerstandsverteilung aus der AEM entlang von AEM-Profilen

Die geologisch/lithologische Auswertung der AEM-Profile basiert einerseits auf der digitalen geologischen Karte von Salzburg (PESTAL et al., 2005), andererseits auf der GEOFAST-Karte Neukirchen (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012). Zu diesem Zweck wurden die entsprechenden Inversionsergebnisse aus der Geoelektrik und allfällig vorhandene geologische Detailinformationen (z.B. geologische Profilschnitte (REITNER, 2005)) verwendet, um gemeinsam mit den Ergebnissen aus der AEM die geologischen Informationen als strichlierte Linie in die AEM-Tiefen-Widerstandsplots einzuzeichnen (Abb. 8.24 bis Abb. 8.48).

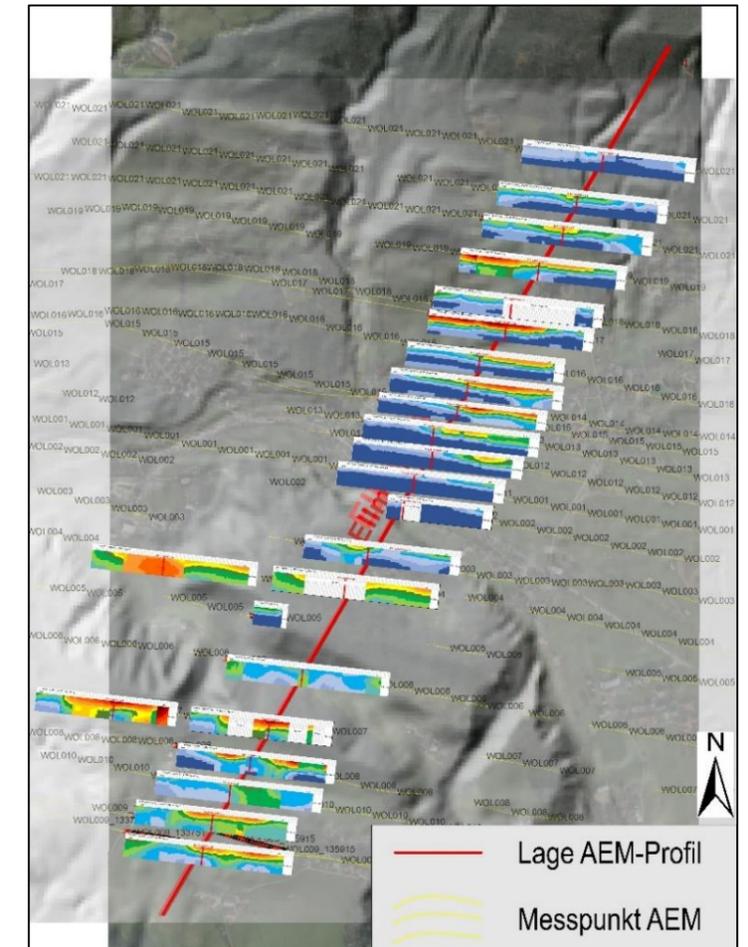
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, 1:50.000 gesamt



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf DHM



Profilschnitt Ellmau1

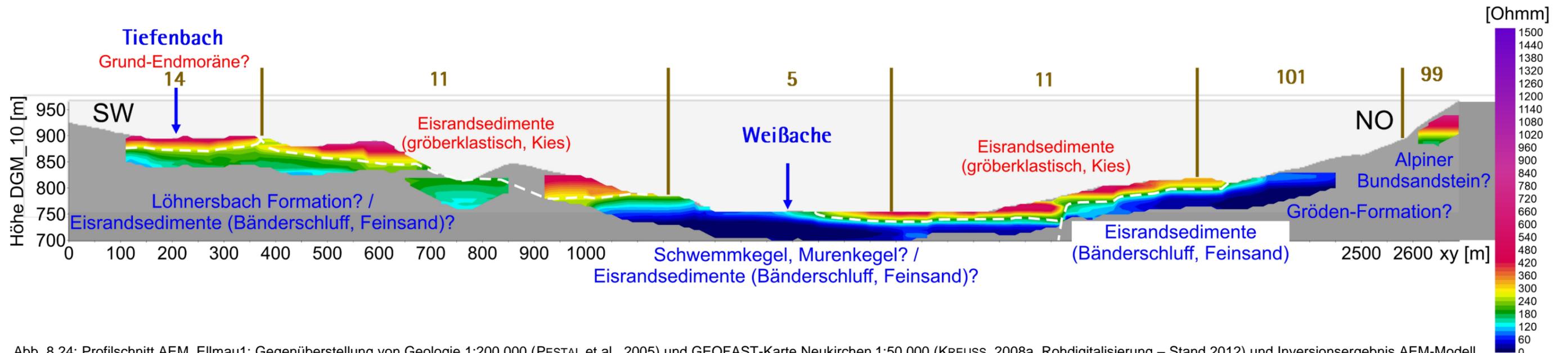
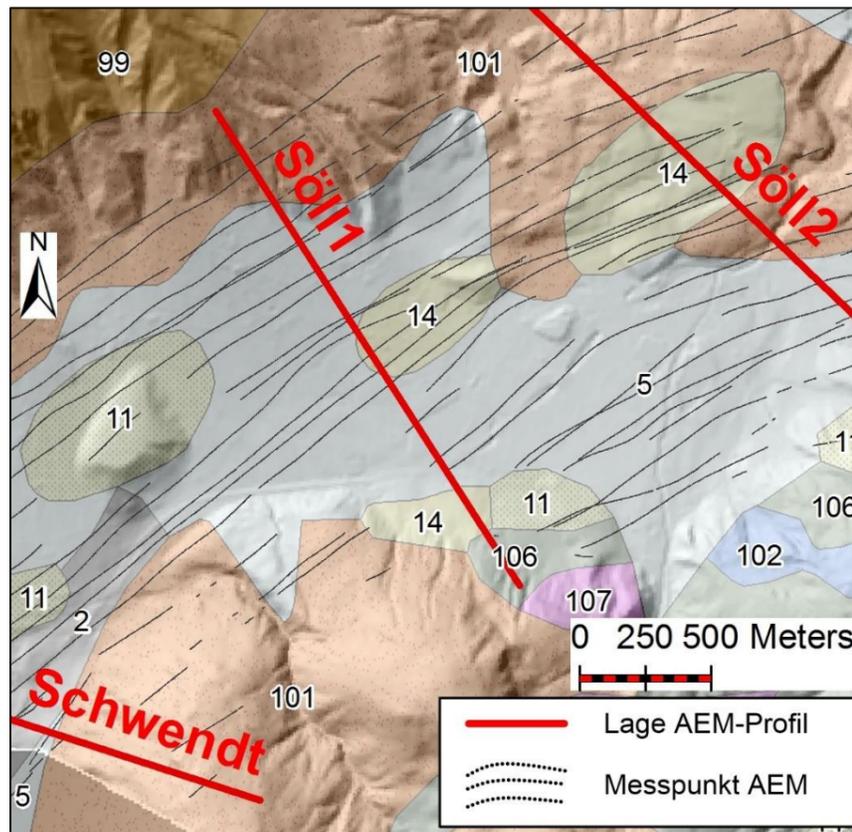
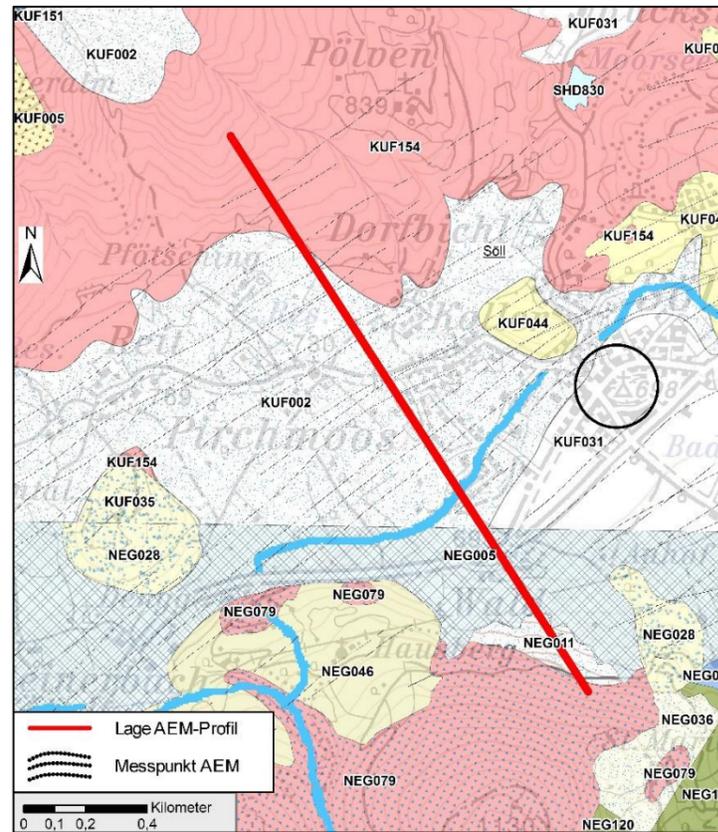


Abb. 8.24: Profilschnitt AEM_Ellmau1: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

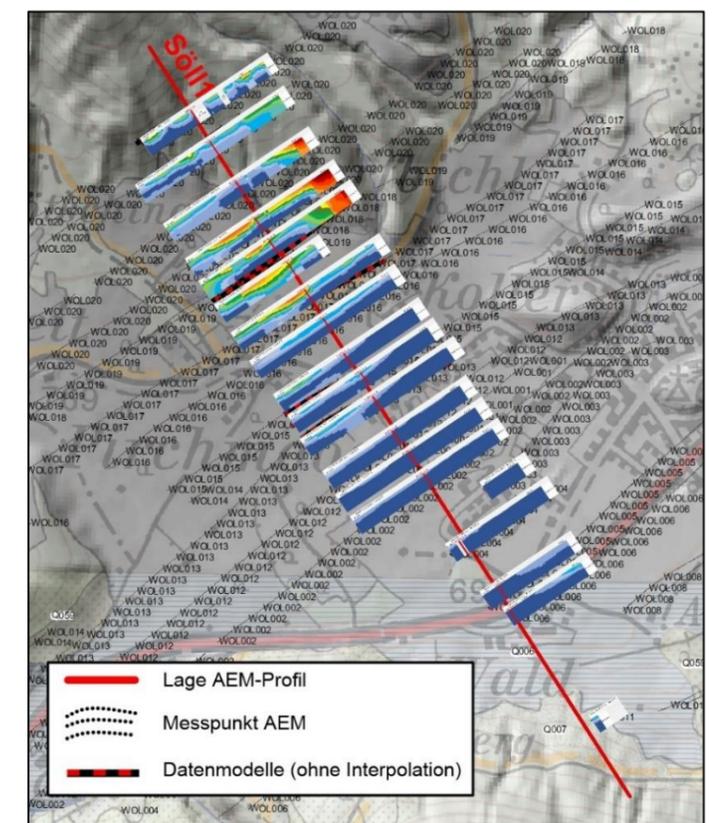
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, 1:50.000, gesamt



Datenmodell lagerichtig auf DHM



Profilschnitt Söll1

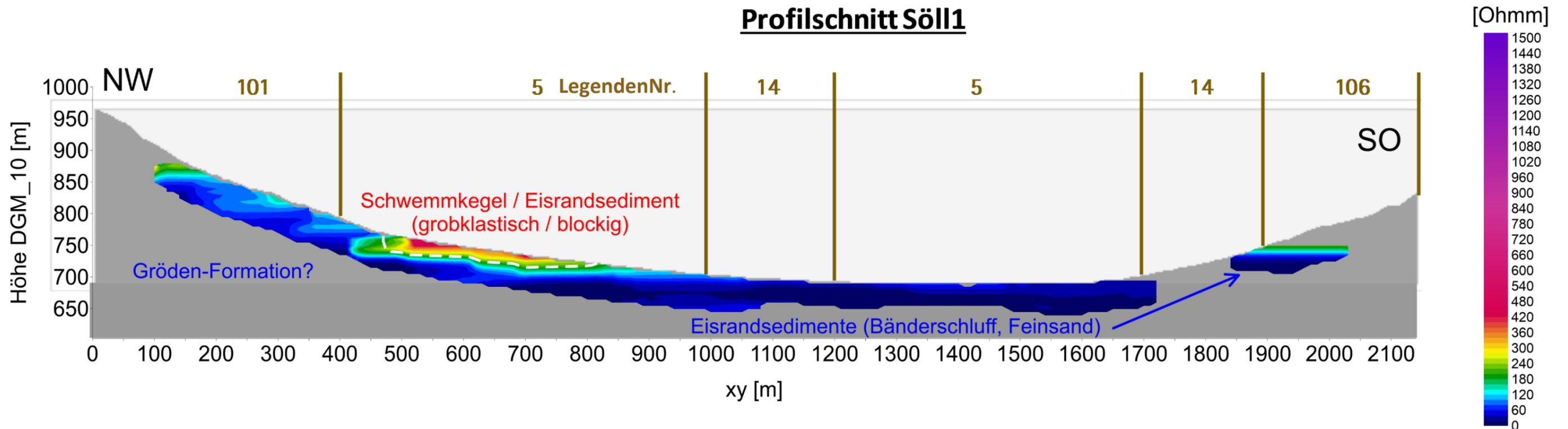
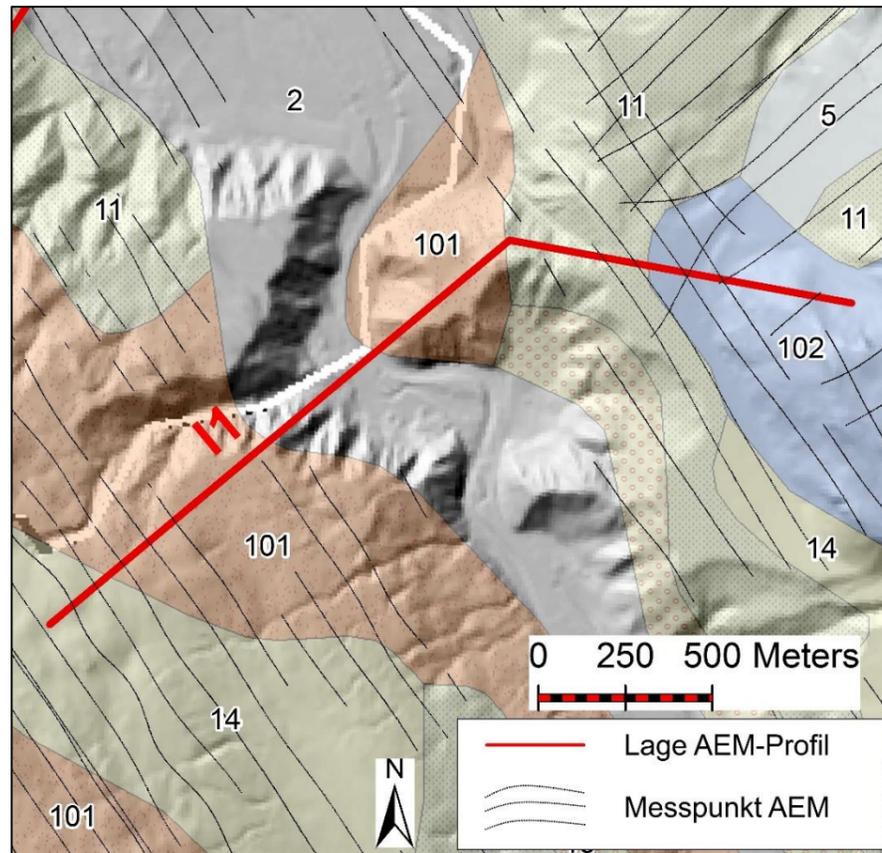
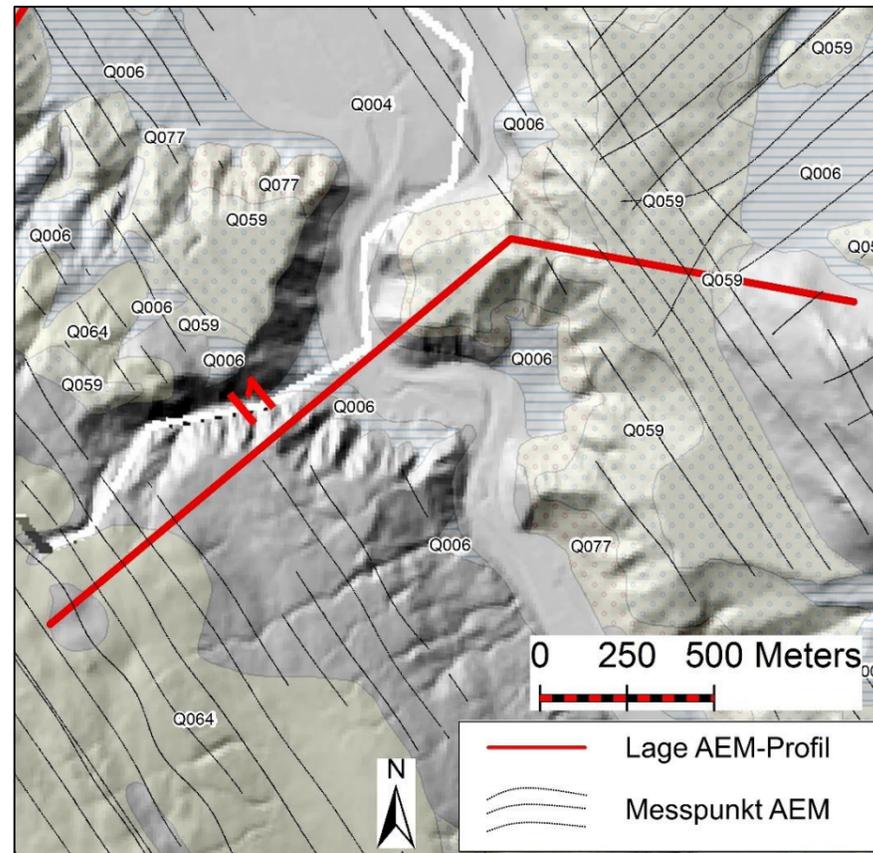


Abb. 8.25: Profilschnitt AEM_Söll1: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

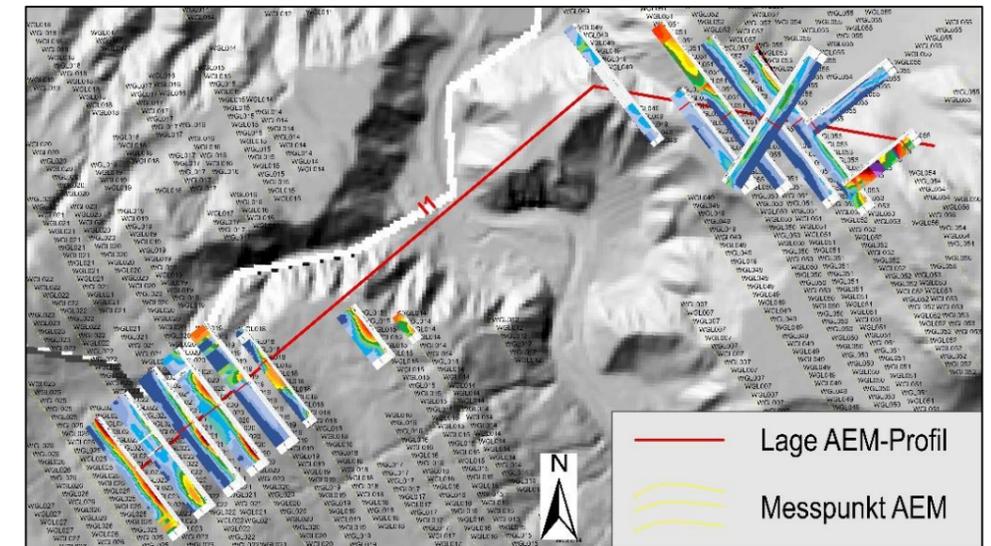
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Datenmodell lagerichtig auf DHM



Profilschnitt I1

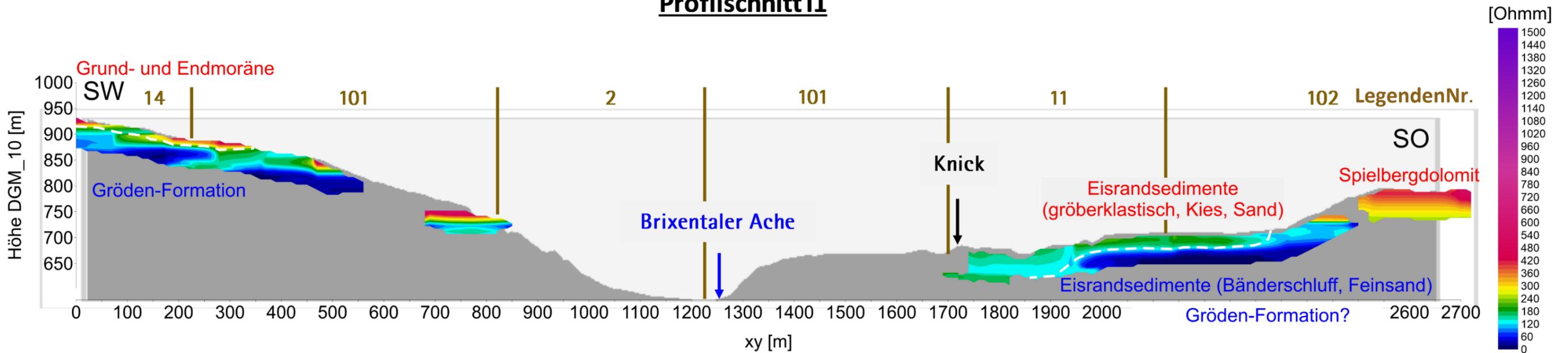


Abb. 8.26: Profilschnitt AEM_I1: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

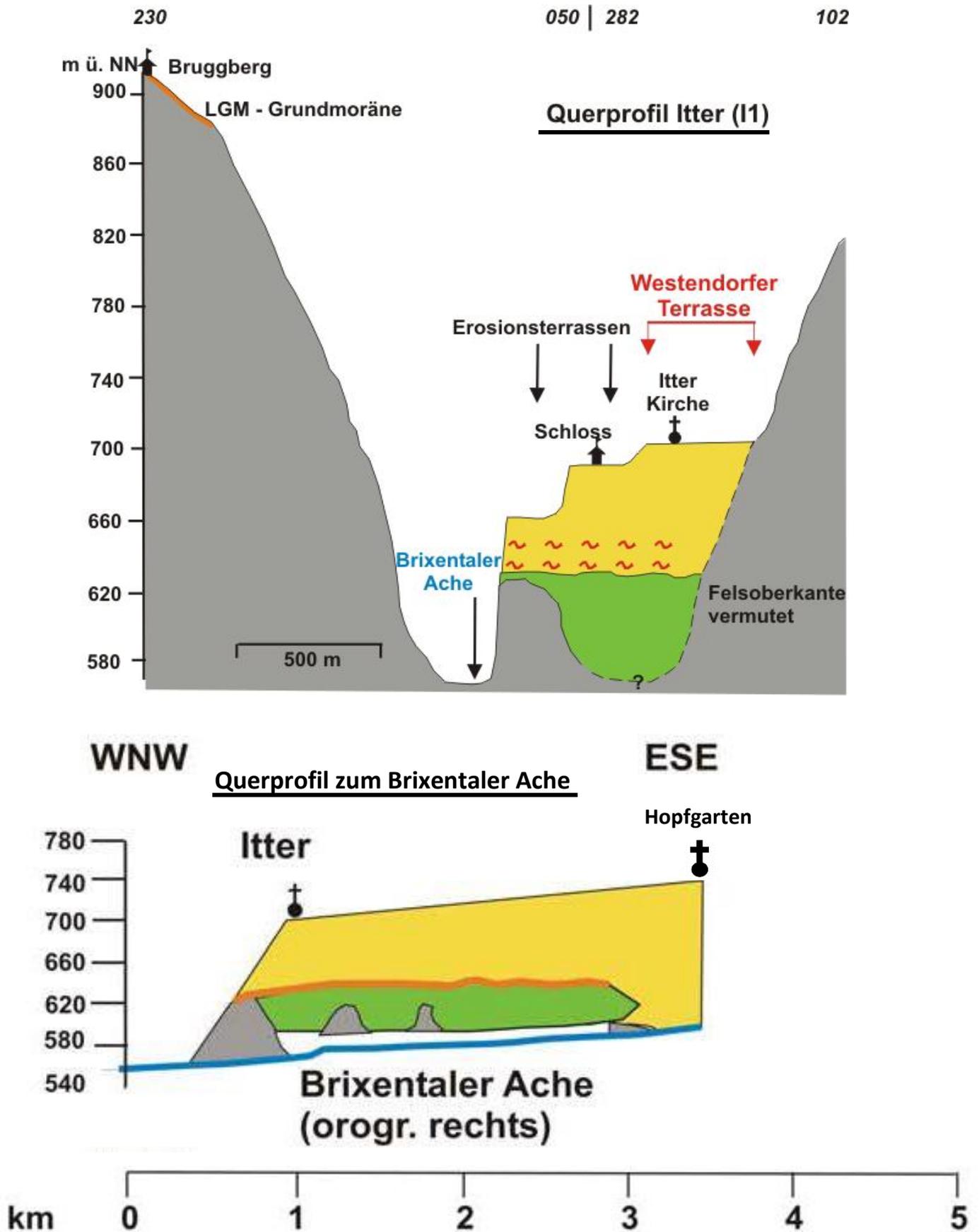
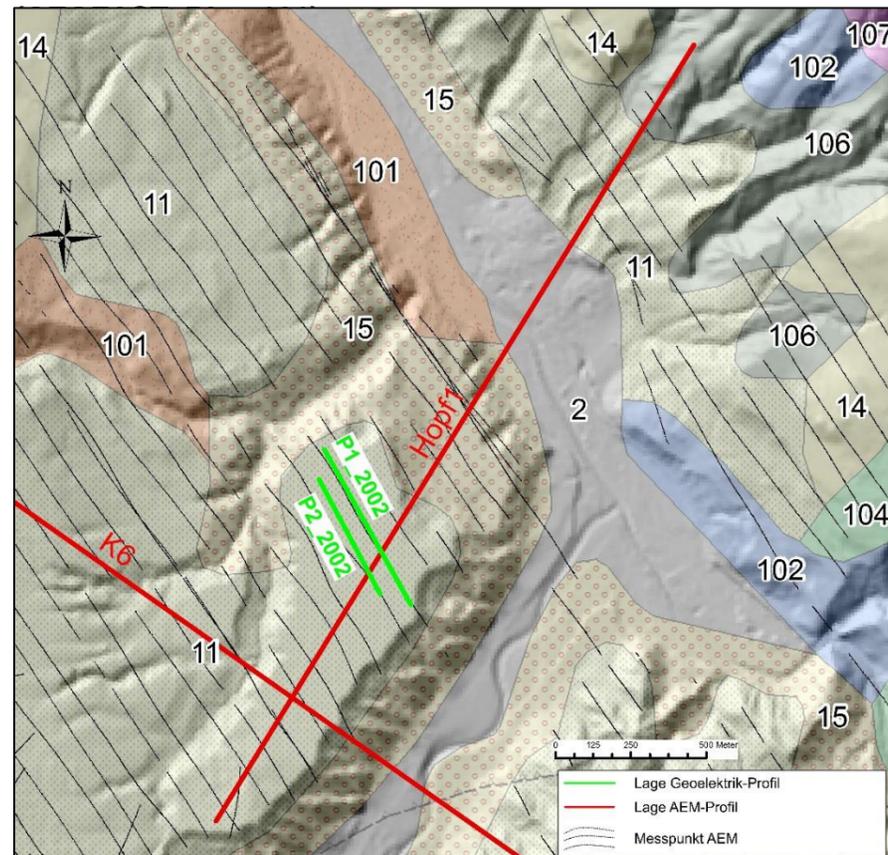
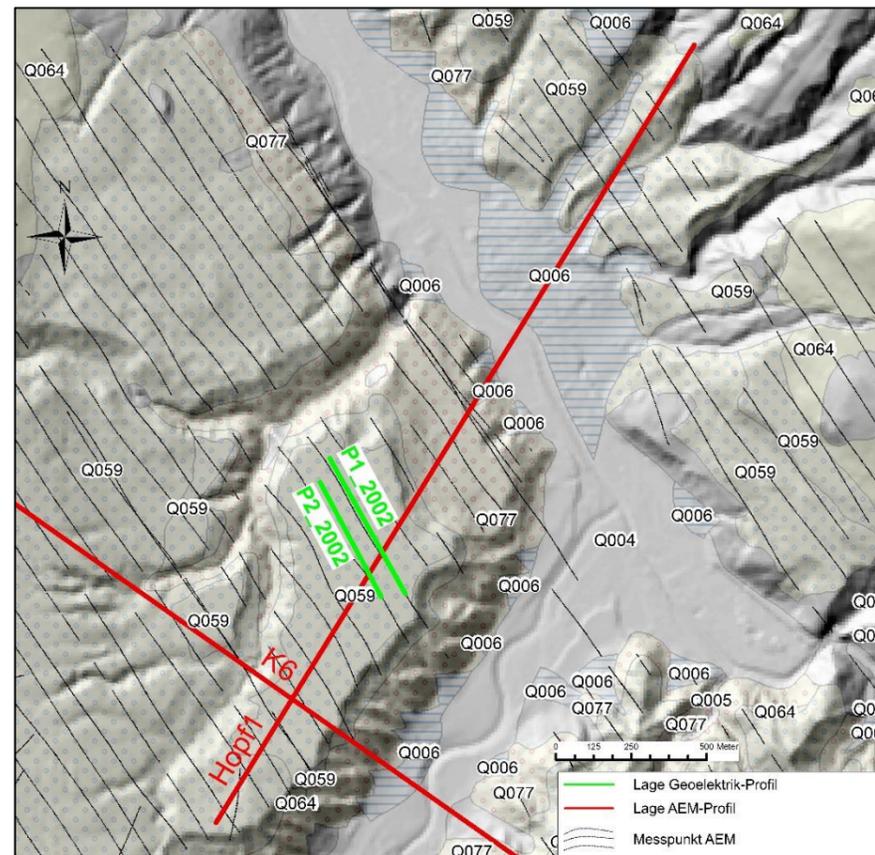


Abb. 8.27: Profilschnitte quer zur Brixentaler Ache – I1 (6,25-fach überhöht), (REITNER, 2005).

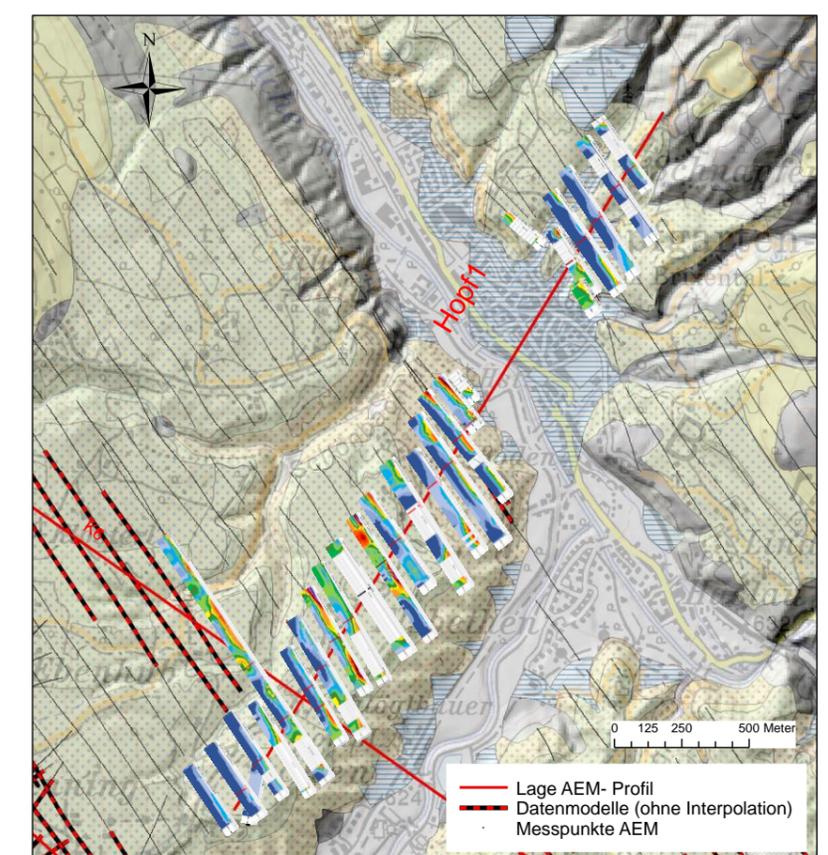
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie



Schnittpunkt AEM-Profil Hopf1 mit Geoelektrik-Profil P2_2002

Schnittpunkt AEM-Profil Hopf1 mit Geoelektrik-Profil P1_2002

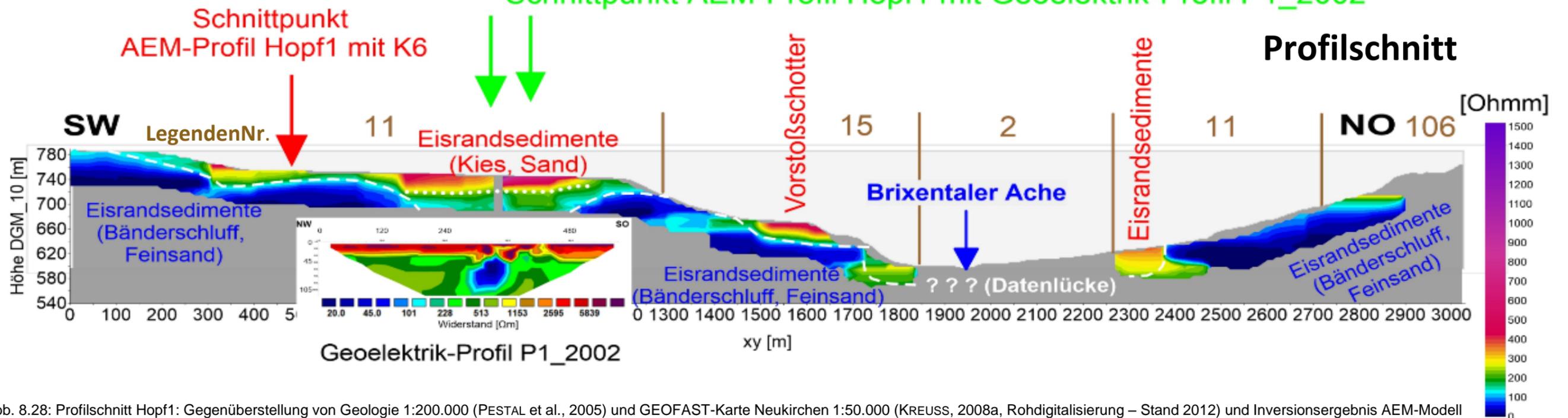


Abb. 8.28: Profilschnitt Hopf1: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

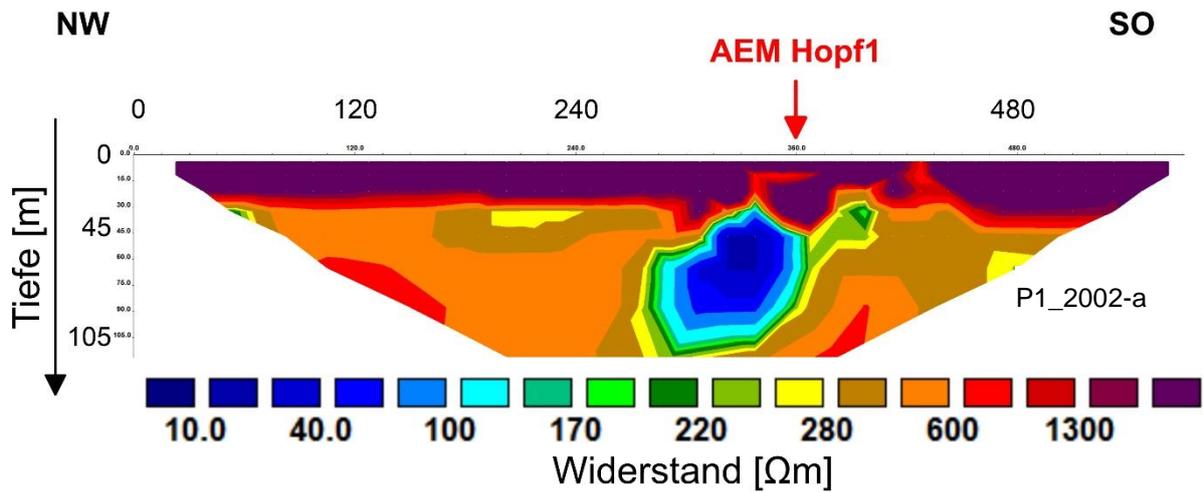
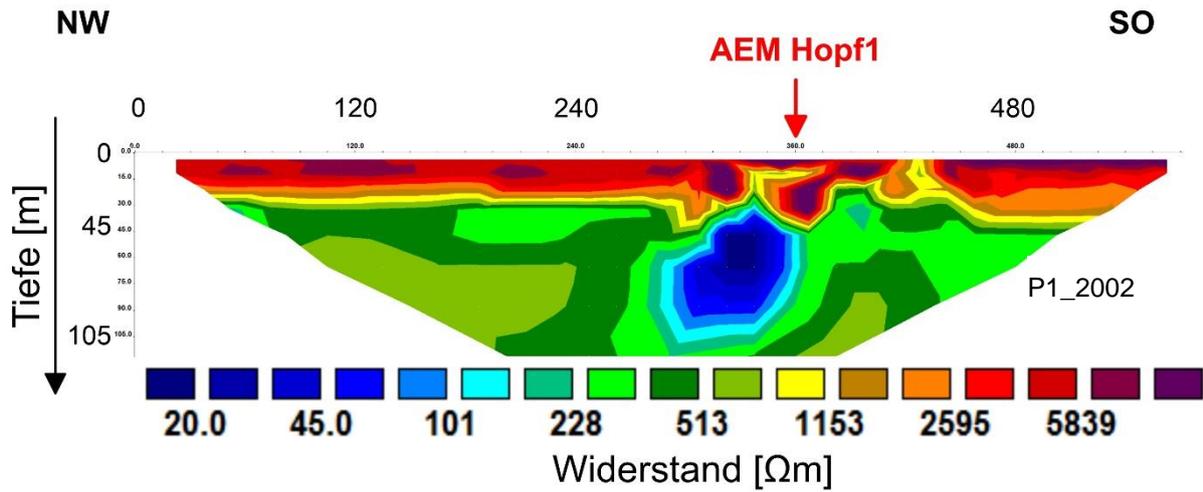


Abb. 8.29: Inversionsergebnis Geoelektrikprofil P1_2002. Die Darstellung der Widerstandsverhältnisse erfolgt mit einer unterschiedlichen Skalierung der Widerstandswerte (P1_2002 und P1_2002-a). Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen.

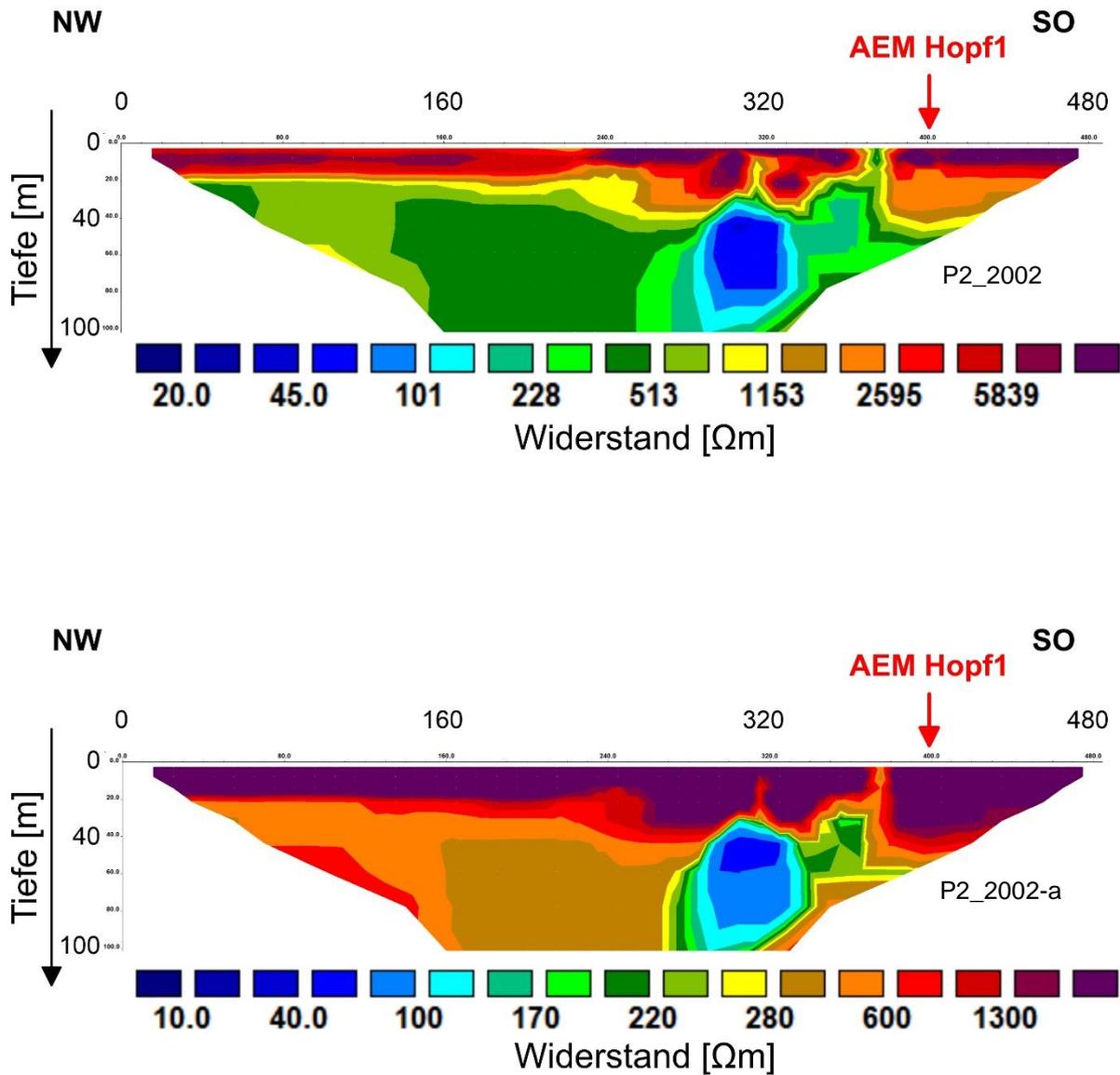
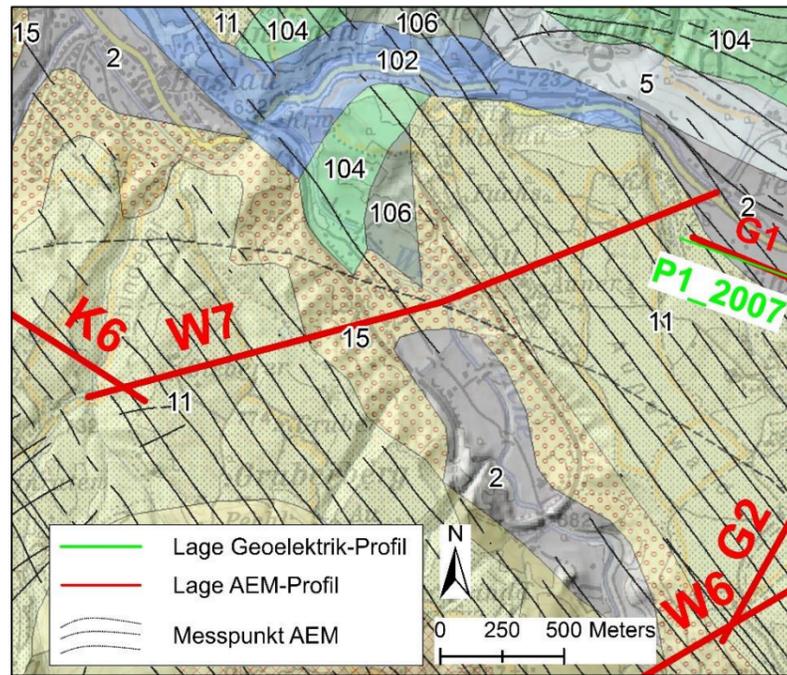
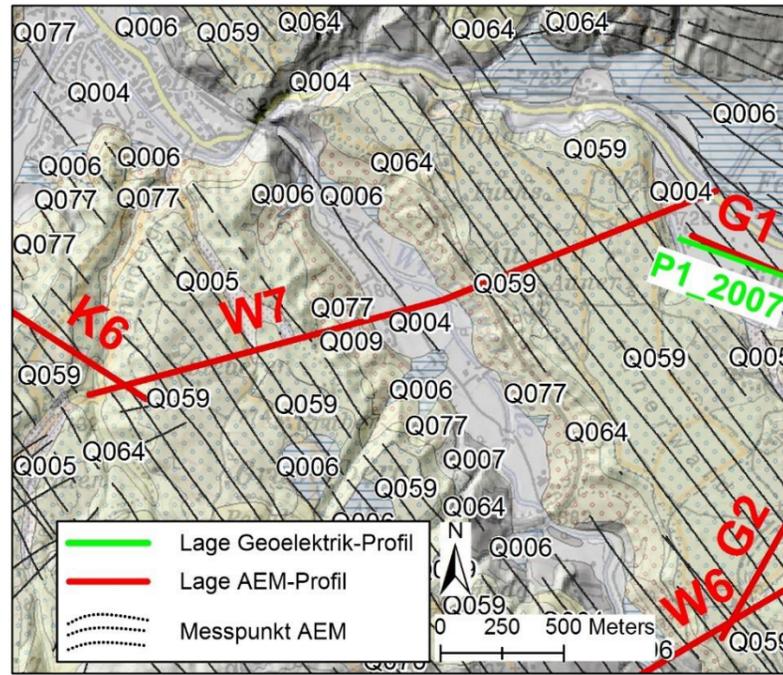


Abb. 8.30: Inversionsergebnisse der Geoelektrikprofil P2_2002. Die Darstellung der Widerstandsverhältnisse erfolgt mit einer unterschiedlichen Skalierung der Widerstandswerte (P2_2002 und P2_2002-a). Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen.

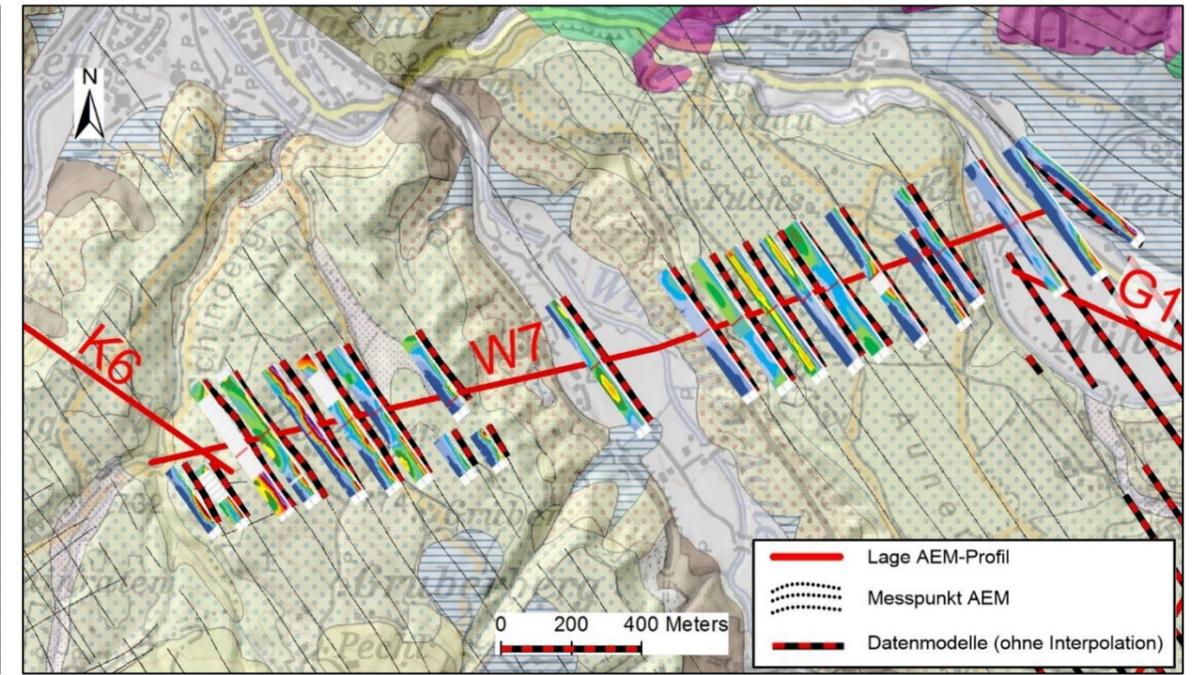
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie (GEOFAST, Blatt 121)



Profilschnitt W7

Schnittpunkt AEM-Profil W7 mit K6

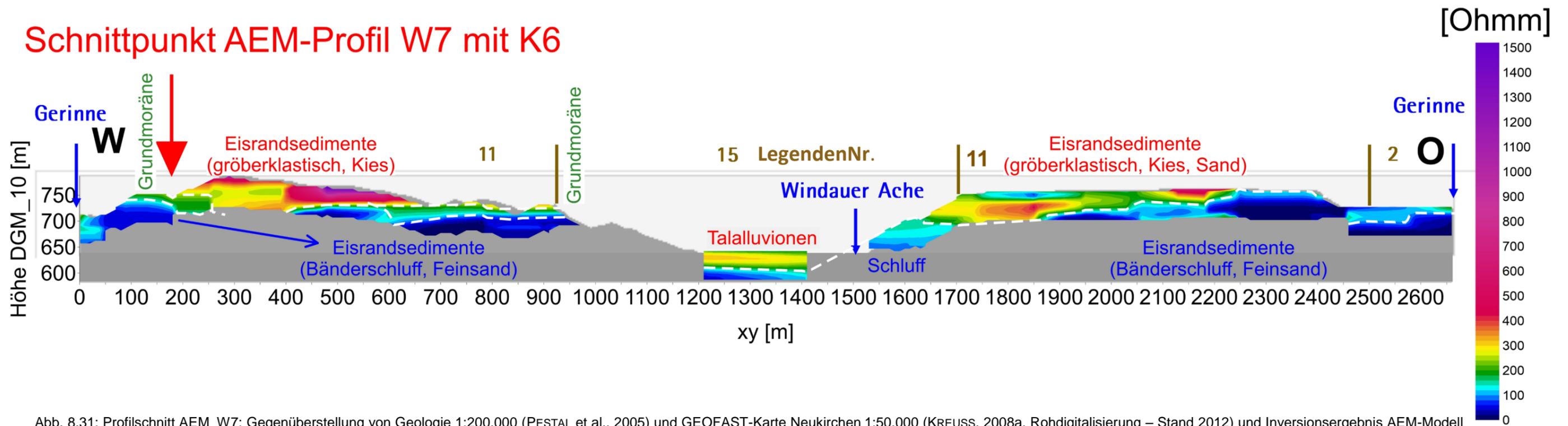
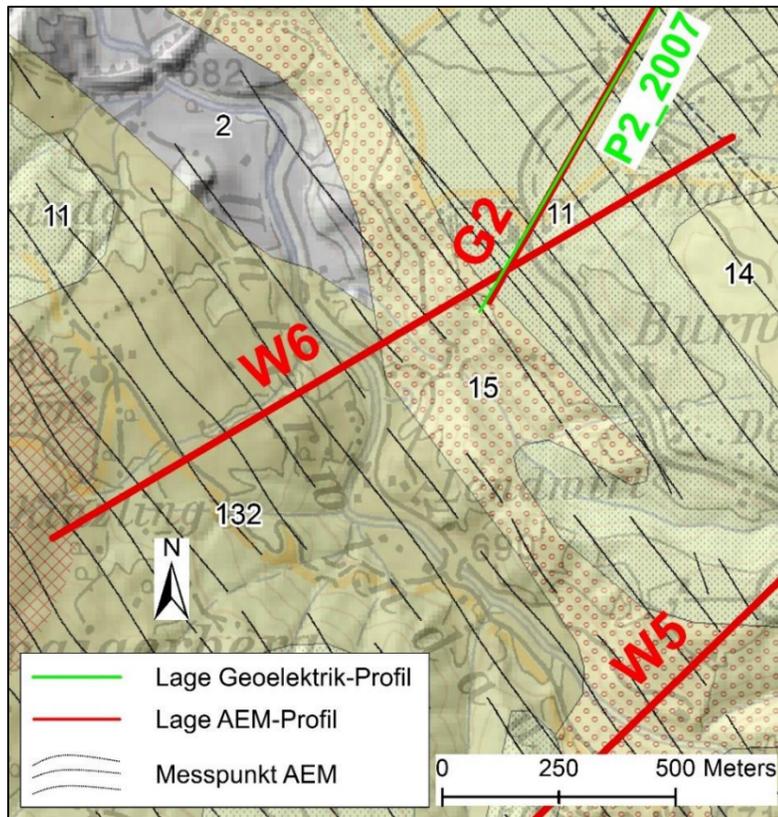
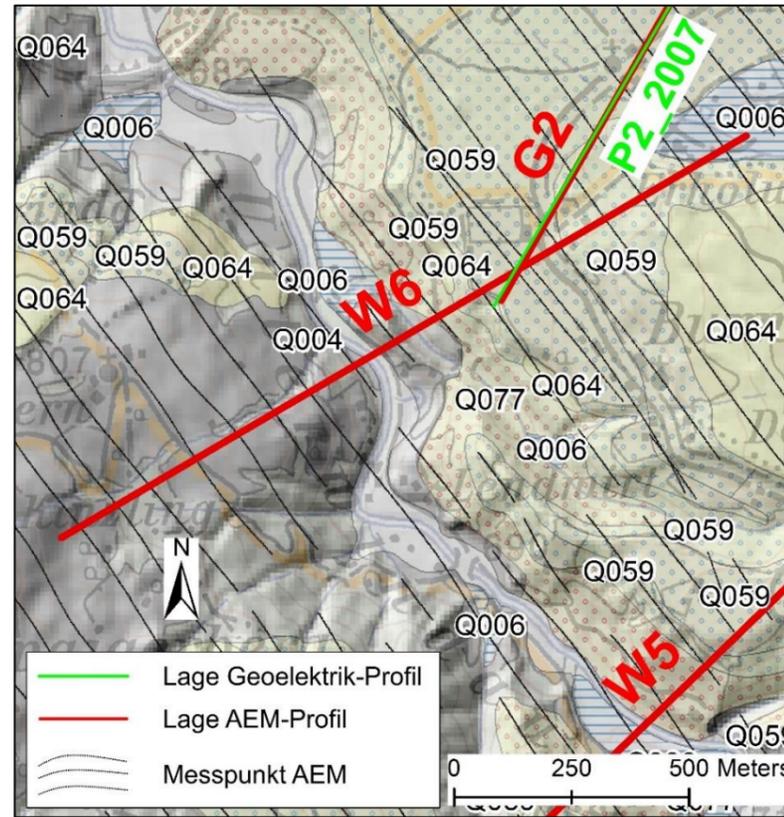


Abb. 8.31: Profilschnitt AEM_W7: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

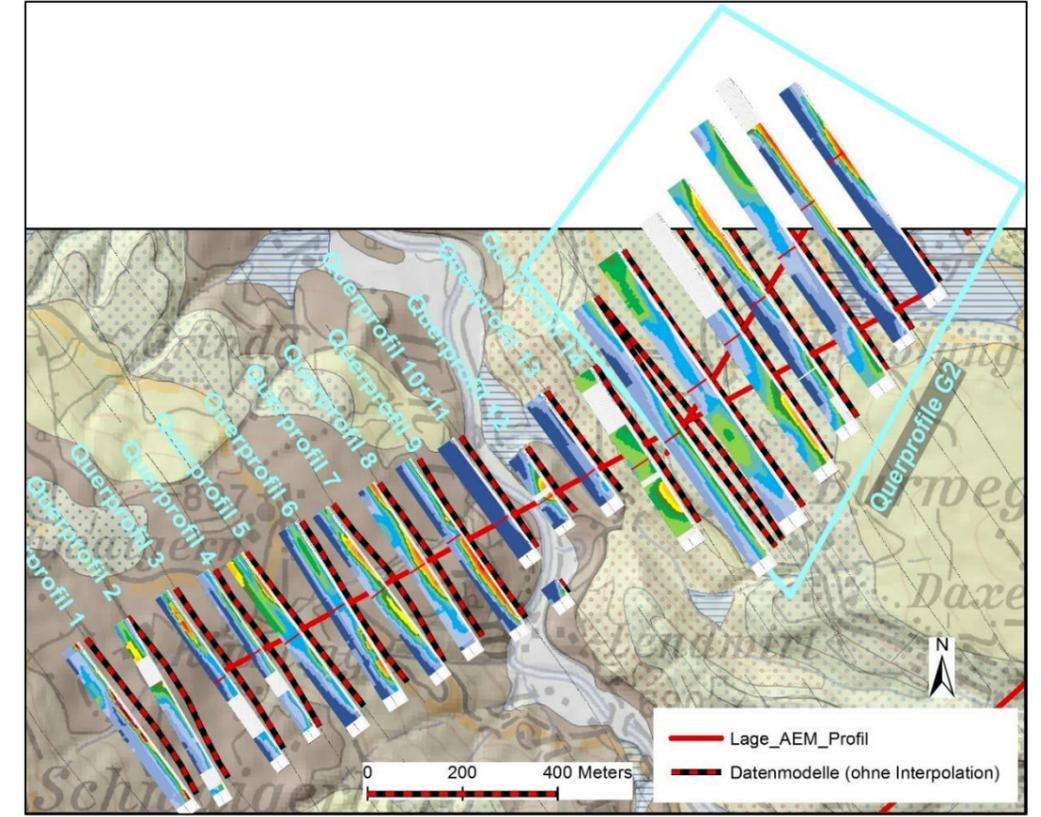
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie (GEOFAST, Blatt 121)



Profilschnitt W6

Schnittpunkt AEM-Profil W6 mit G2

Schnittpunkt AEM-Profil W6 mit Geoelektrik-Profil P2_2007

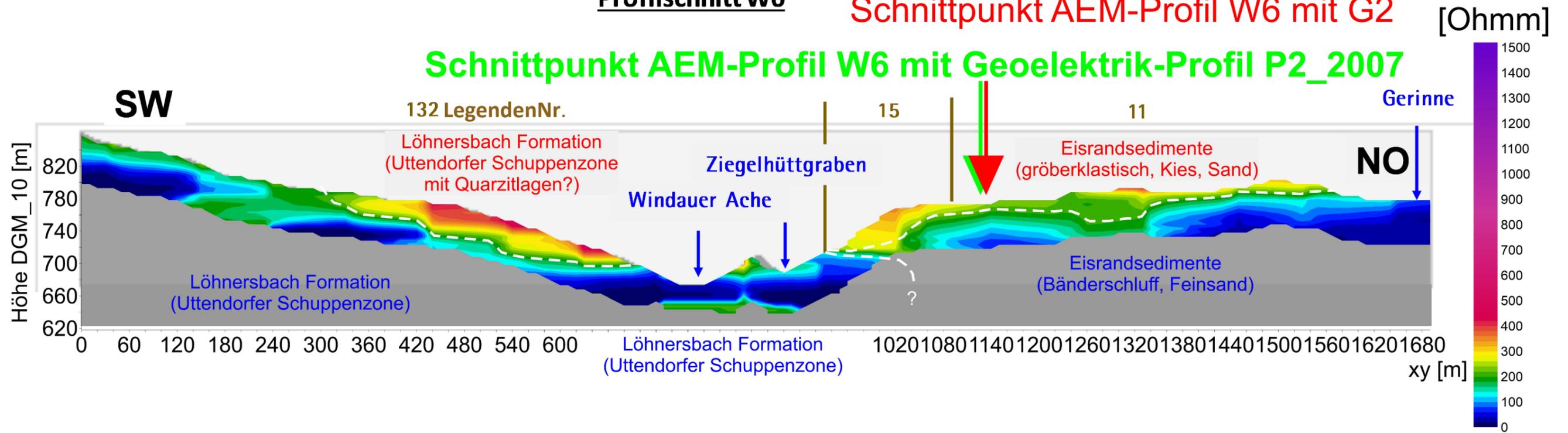


Abb. 8.32: Profilschnitt AEM_W6: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

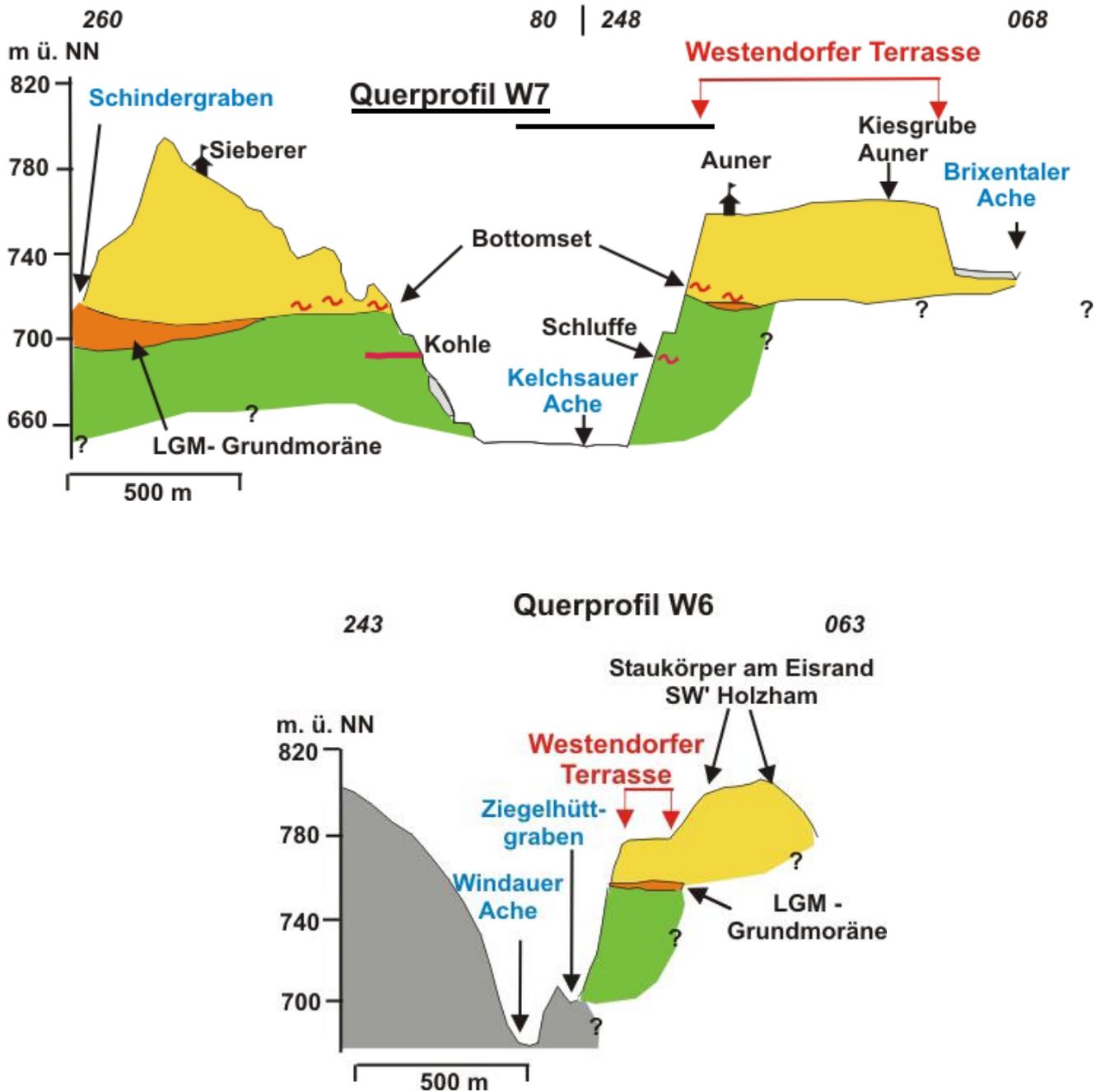
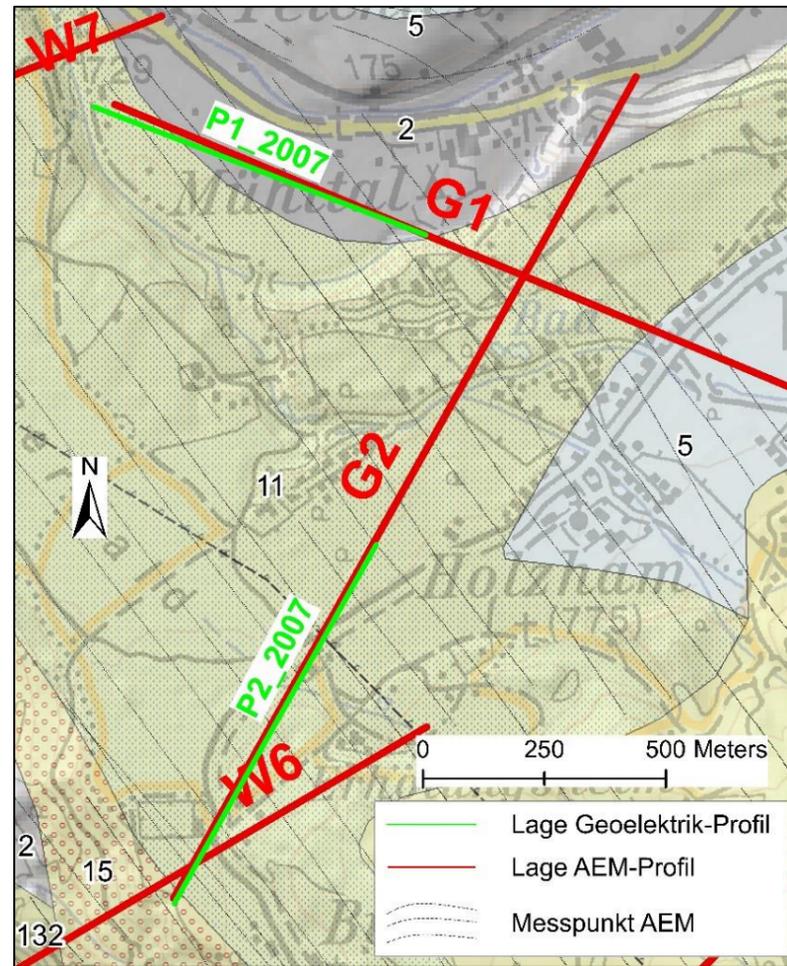
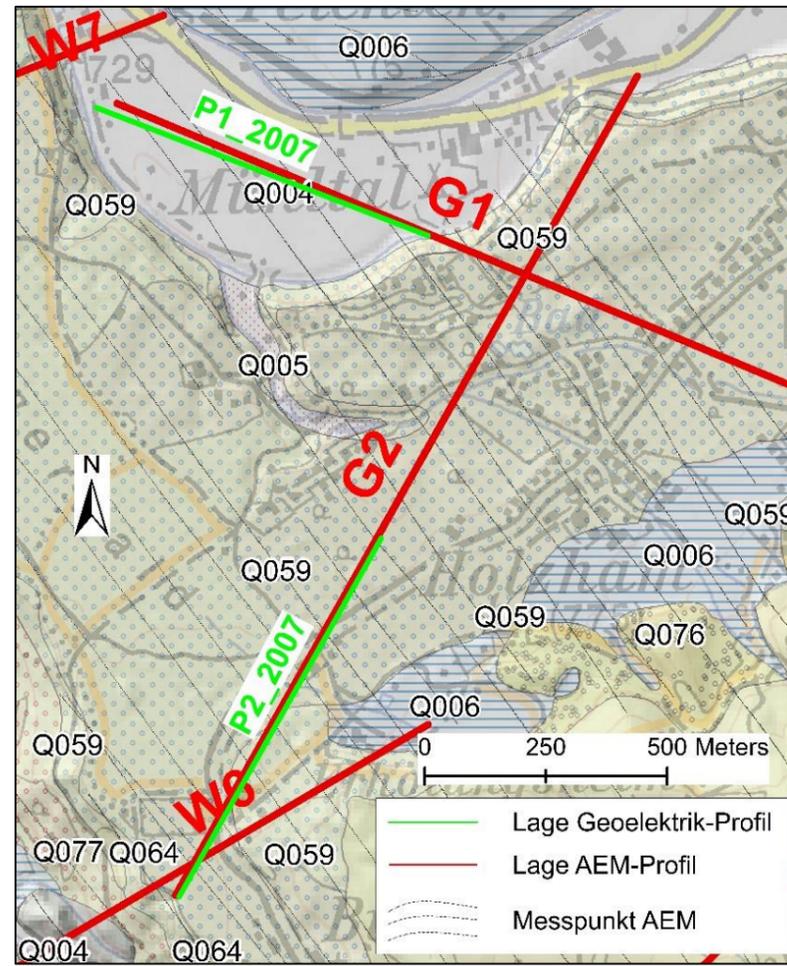


Abb. 8.33: Profilschnitte quer zum Windautal - W6 und W7 (6,25-fach überhöht), (REITNER, 2005).

GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie (GEOFAST, Blatt 121)

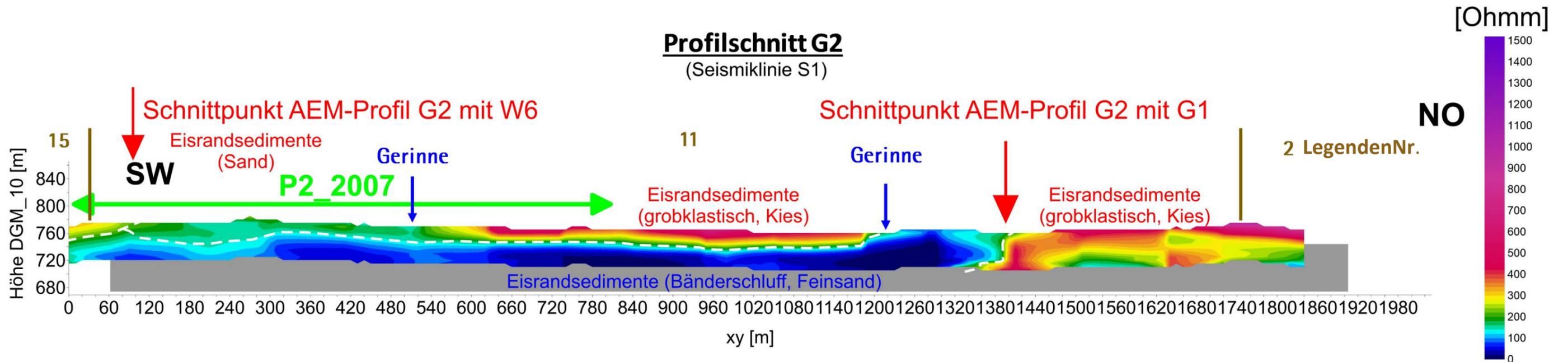
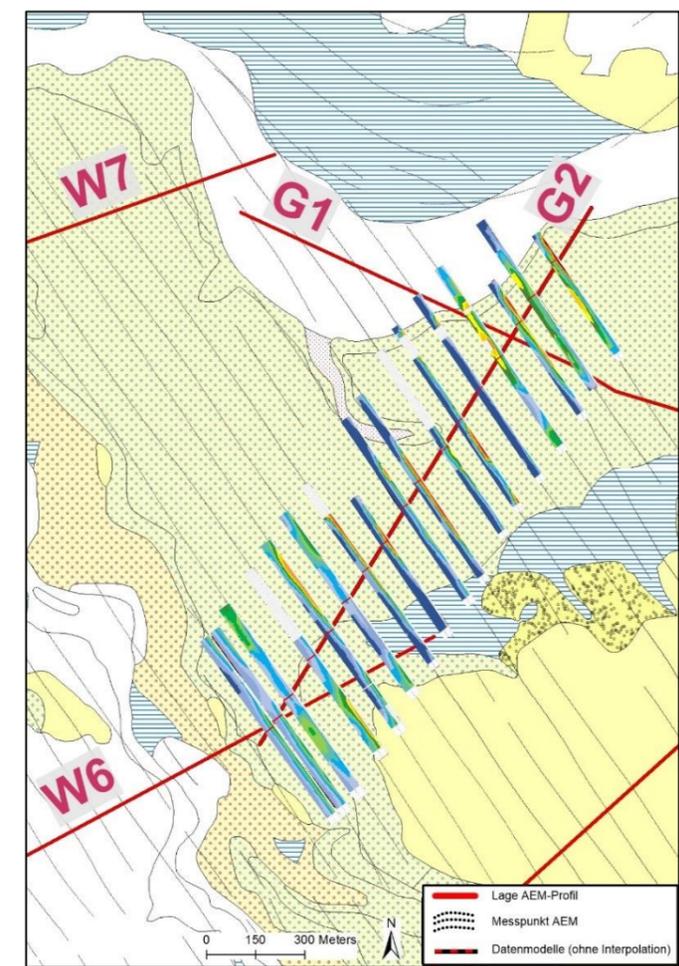


Abb. 8.34: Profilschnitt AEM_G2 (= Seismiklinie S1): Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

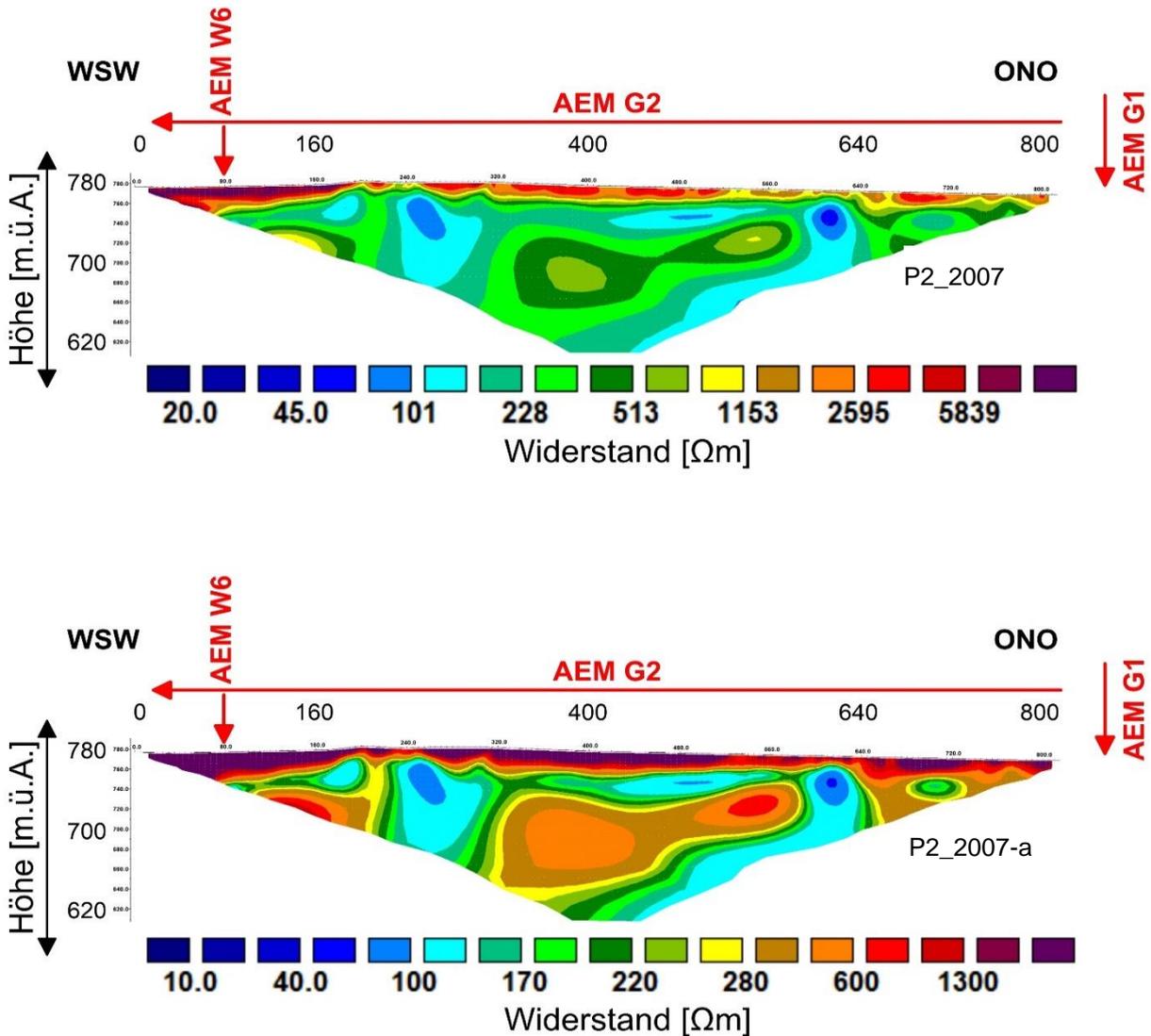
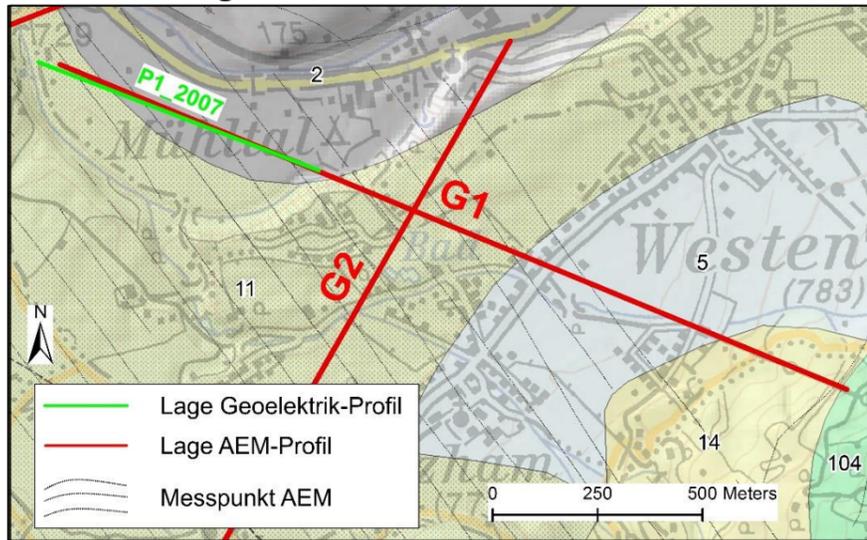
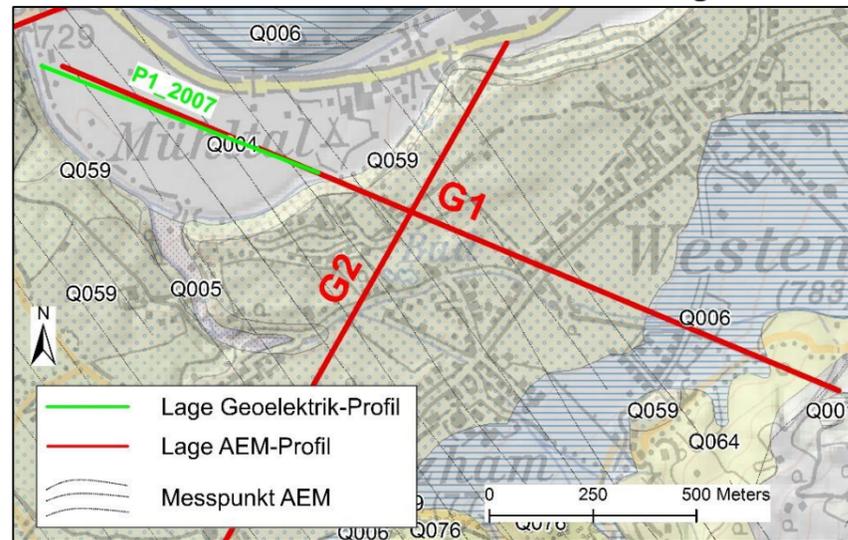


Abb. 8.35: Inversionsergebnis Geoelektrikprofil P2_2007. Die Darstellung der Widerstandsverhältnisse erfolgt mit einer unterschiedlichen Skalierung der Widerstandswerte (P2_2007 und P2_2007a). Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen.

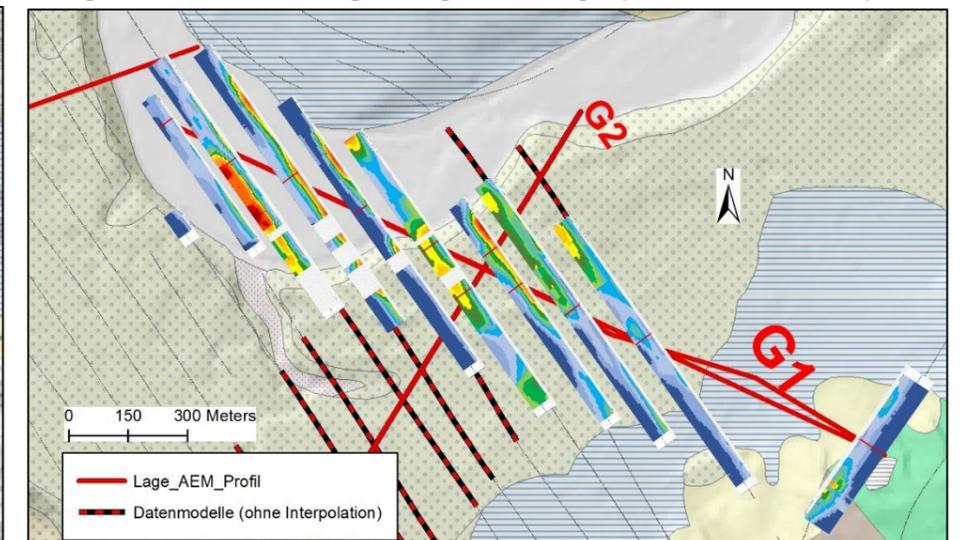
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie (GEOFAST, Blatt 121)



Profilschnitt G1
(Seismiklinie S2)

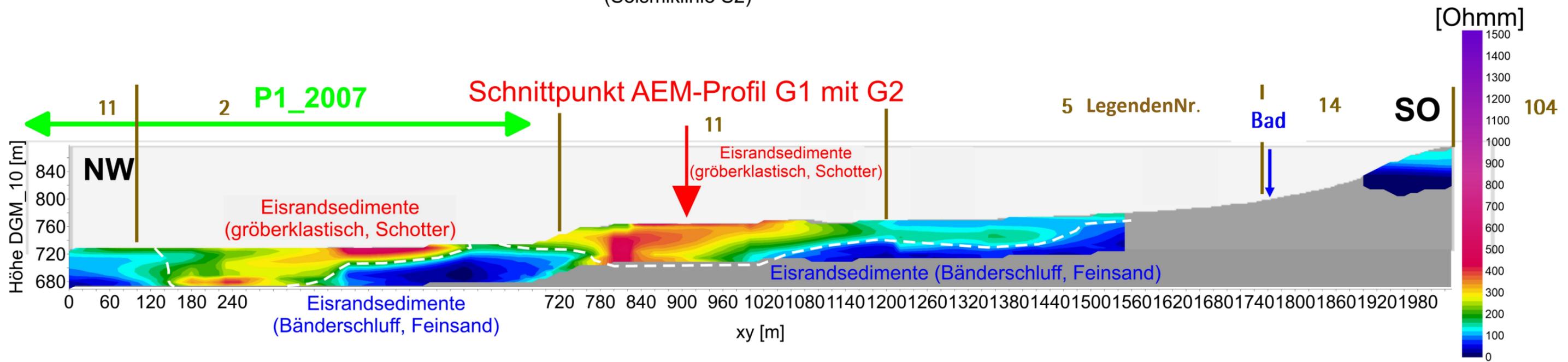


Abb. 8.36: Profilschnitt AEM_G1 (= Seismiklinie S2): Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

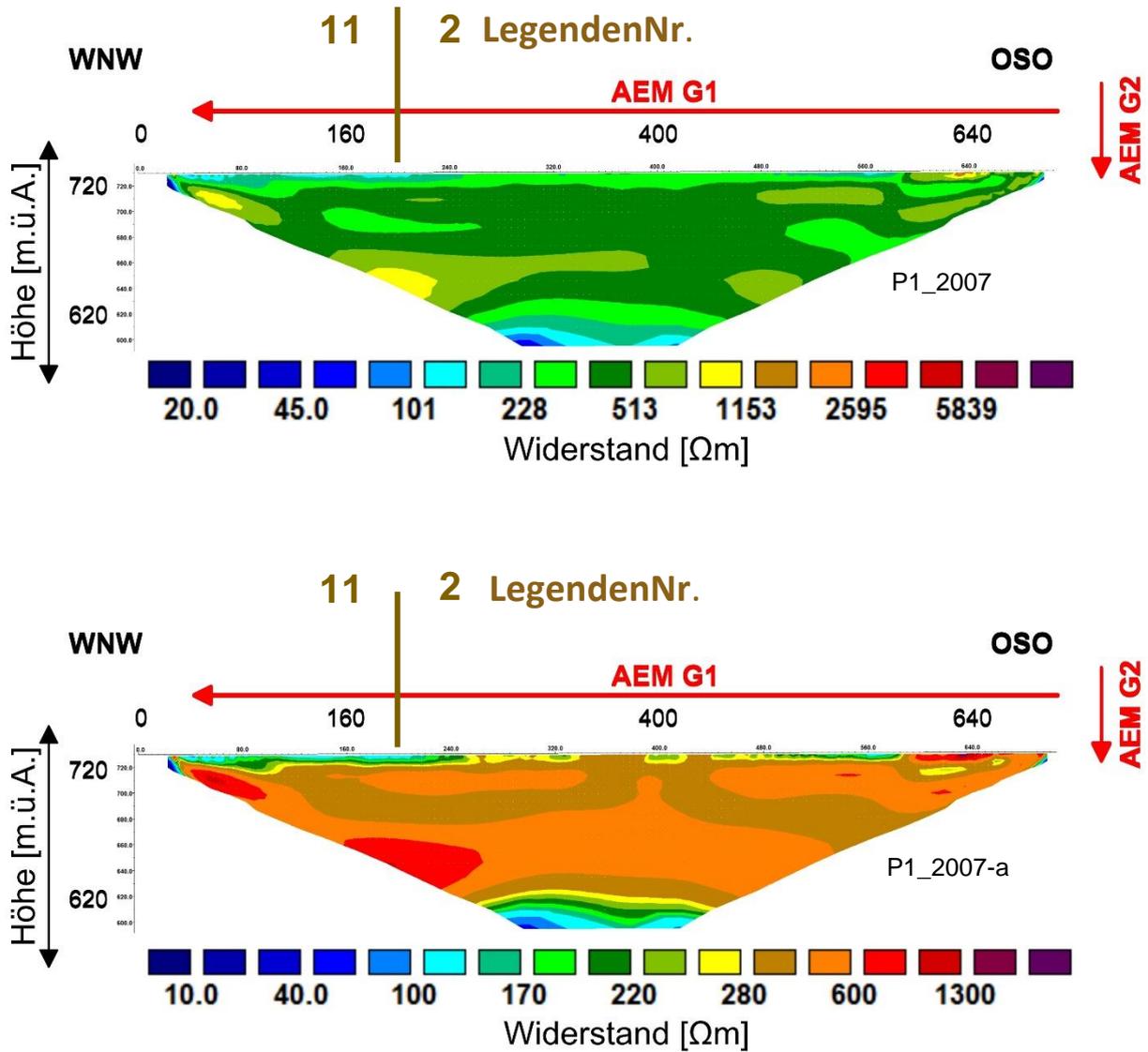


Abb. 8.37: Inversionsergebnis Geoelektrikprofil P1_2007. Die Darstellung der Widerstandsverhältnisse erfolgt mit einer unterschiedlichen Skalierung der Widerstandswerte (P1_2007 und P1_2007a). Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen. Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

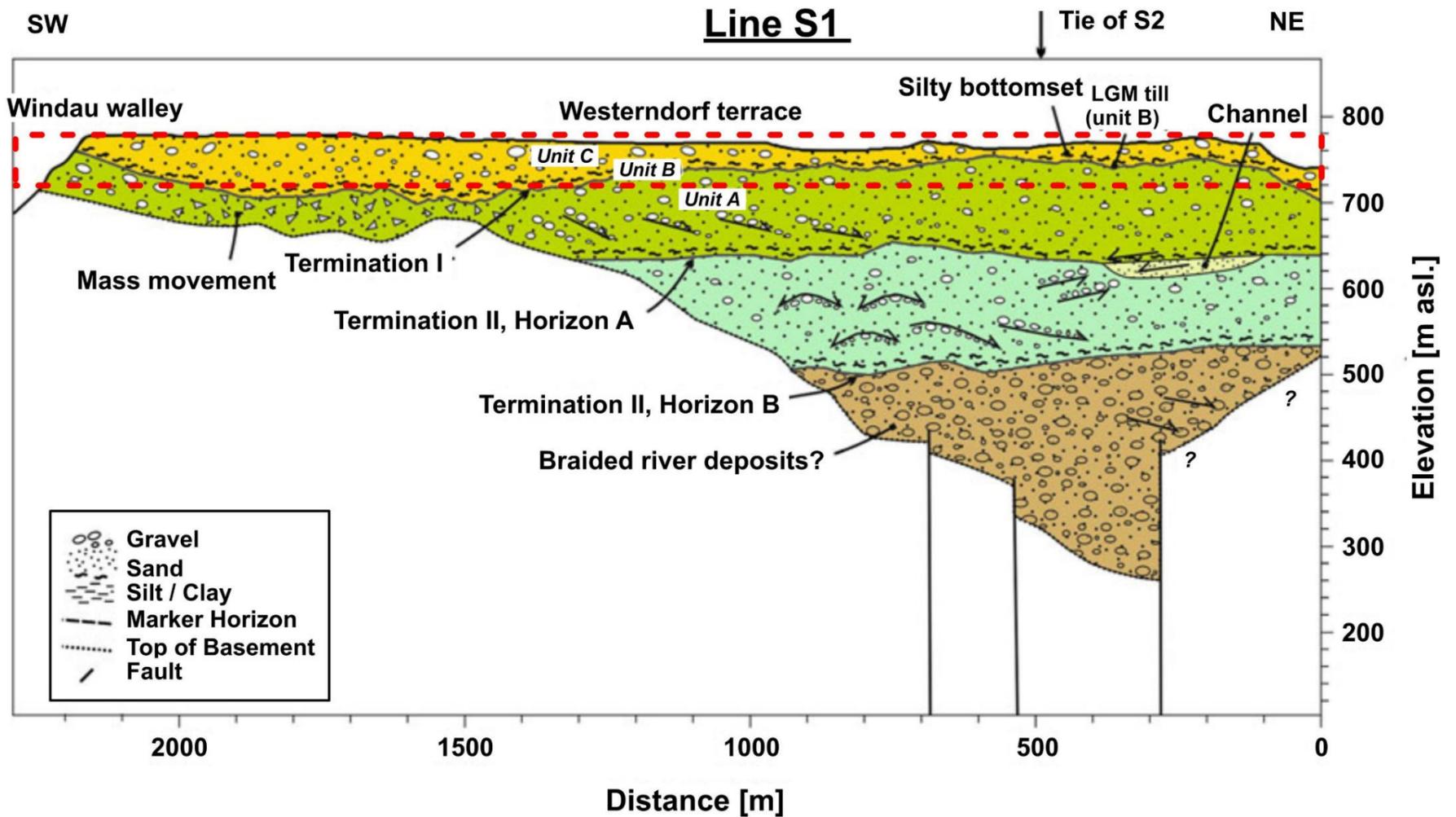


Abb. 8.38: Geologische Interpretation entlang der Seismiklinie S1 (REITNER et al., 2010); entspricht der Lage des AEM Profils G2; die rot strichlierte Linie beschreibt die Auflösungstiefe der AEM.

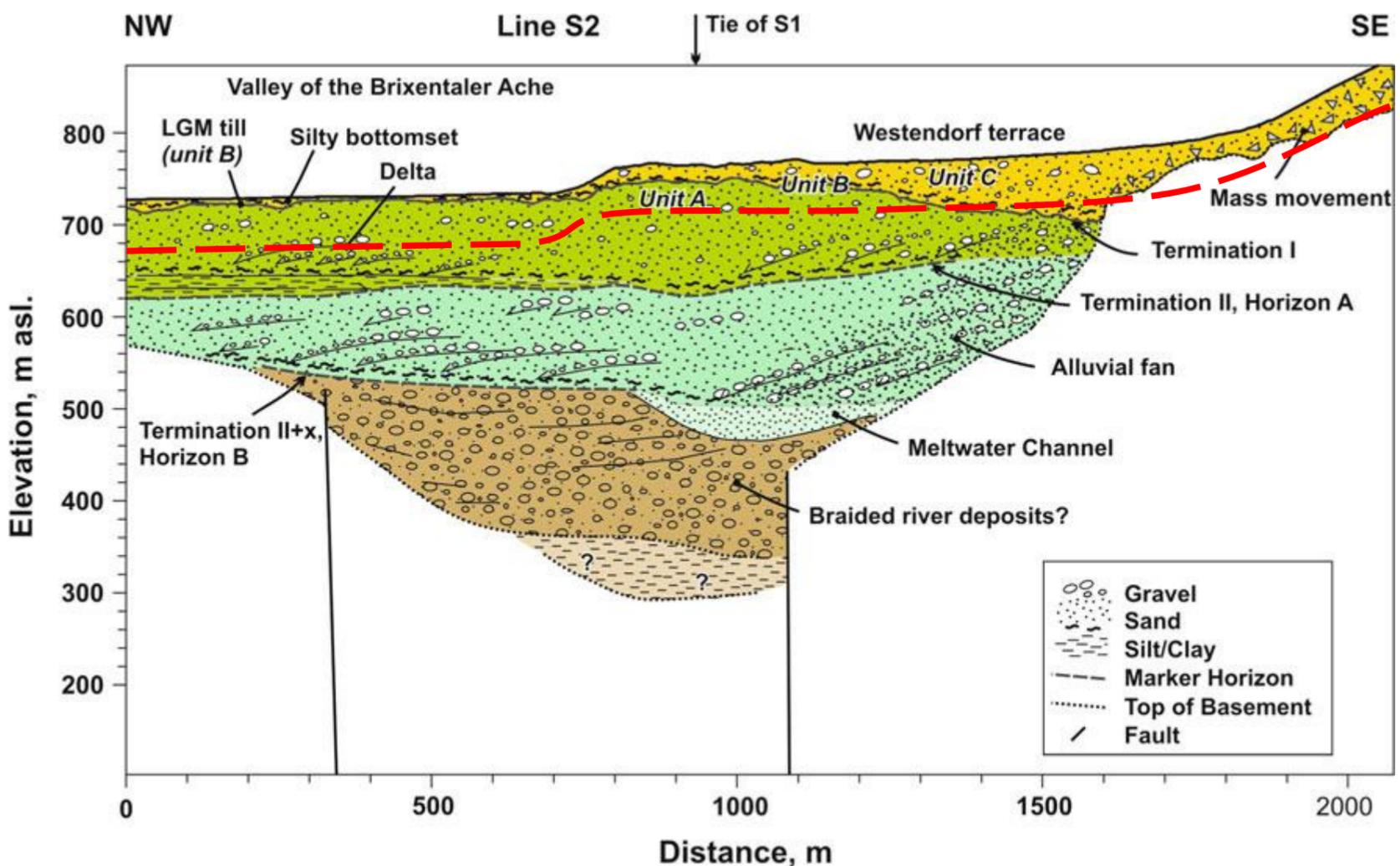
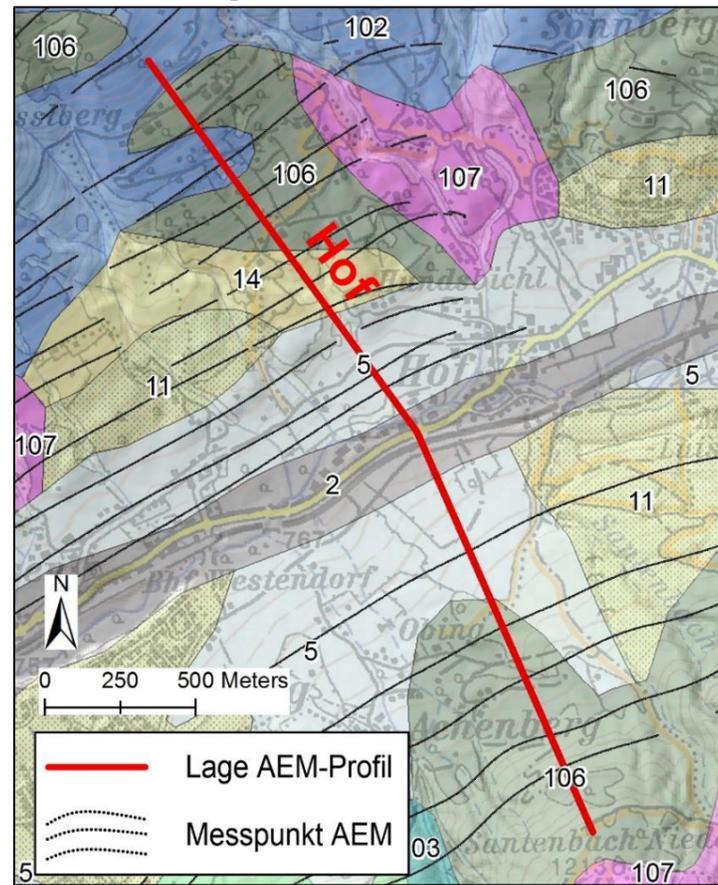
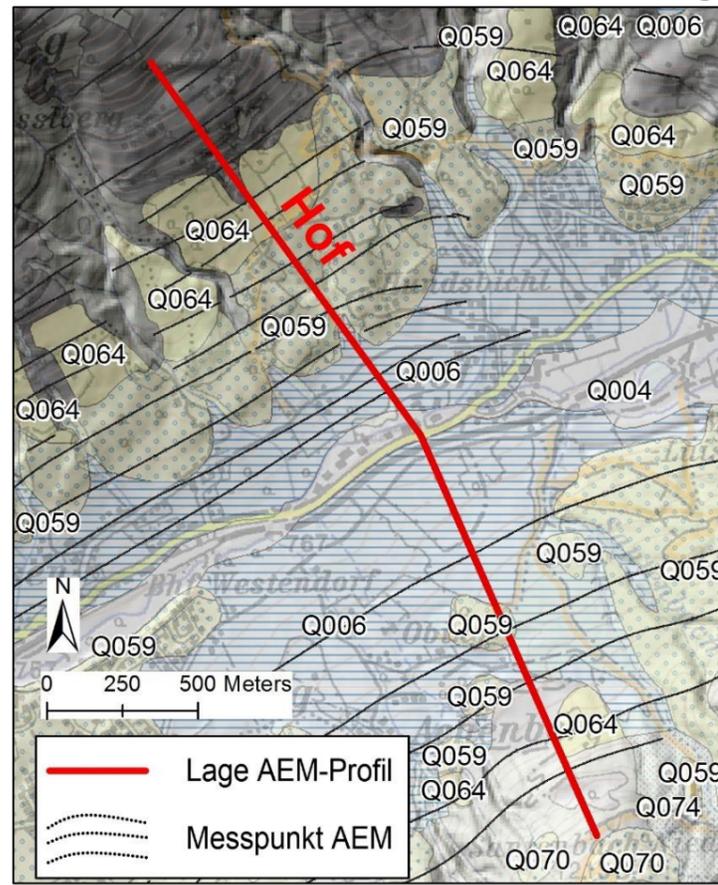


Abb. 8.39: Geologische Interpretation entlang der Seismiklinie S2 (REITNER et al., 2010); entspricht der Lage des AEM Profils G1; die rot strichlierte Linie beschreibt die Auflösungstiefe der AEM.

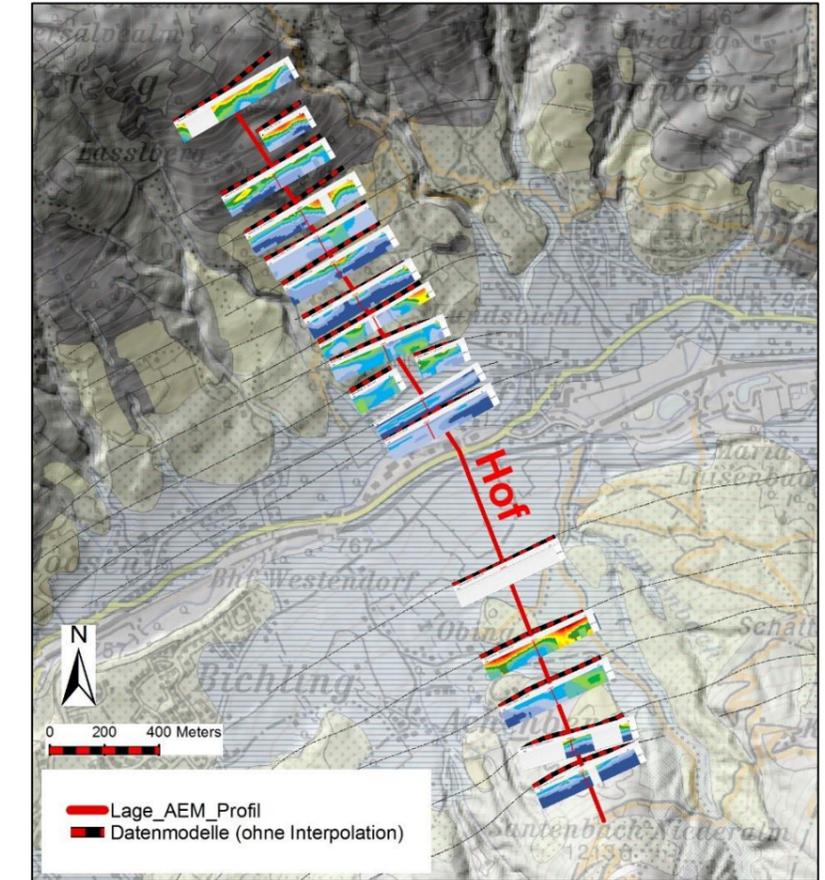
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie (GEOFAST, Blatt 121)



Profilschnitt Hof

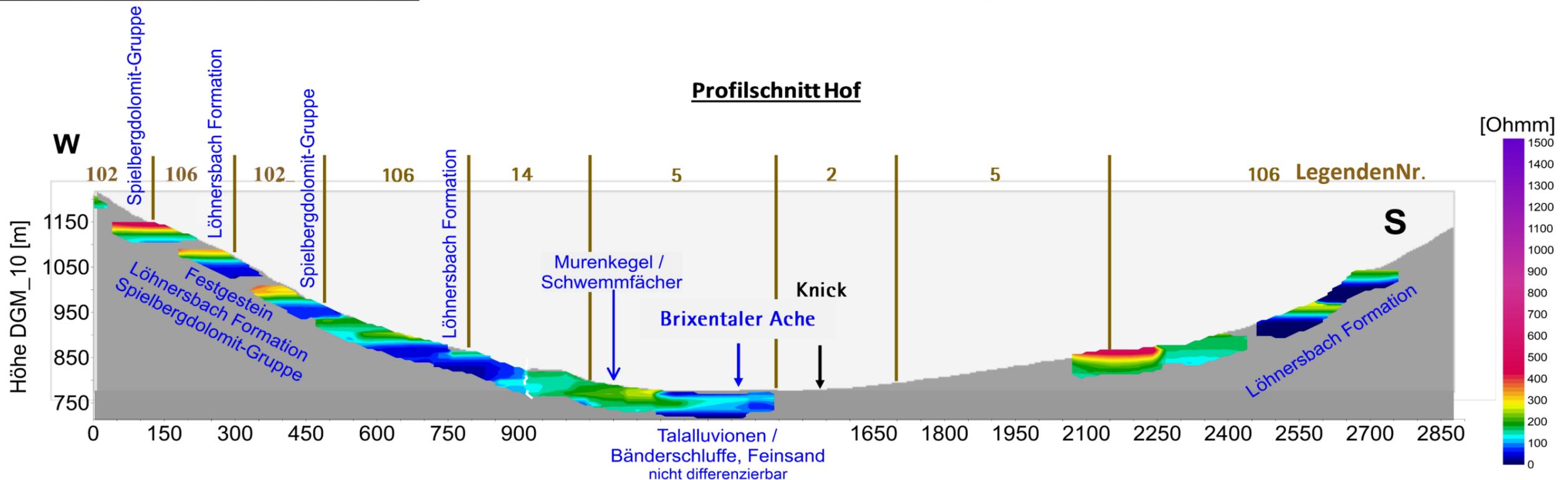
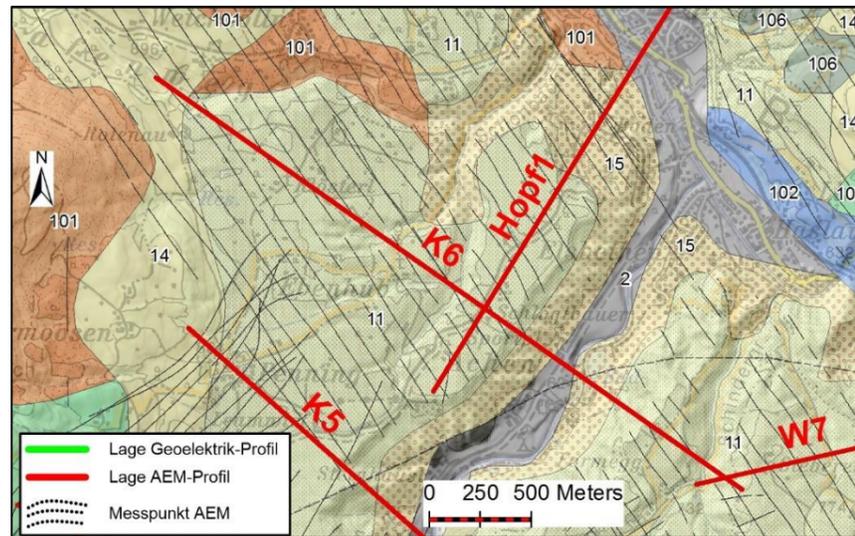
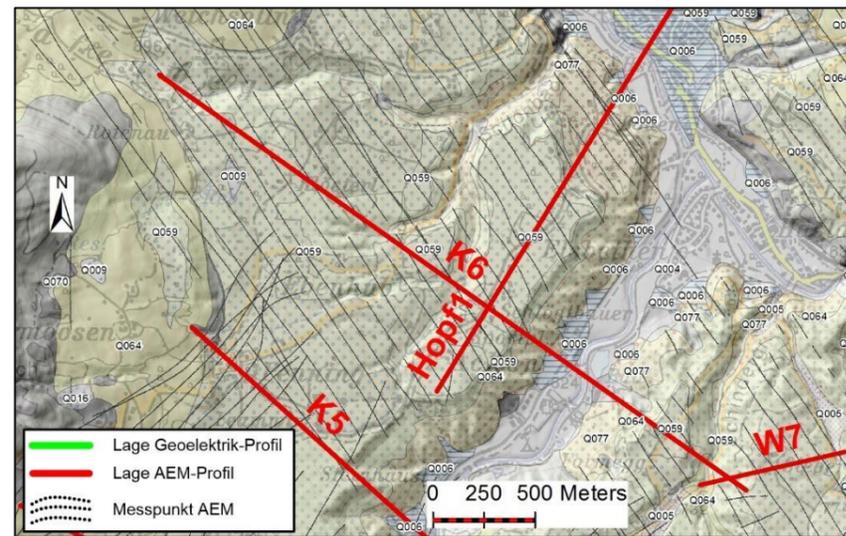


Abb. 8.40: Profilschnitt AEM_Hof: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

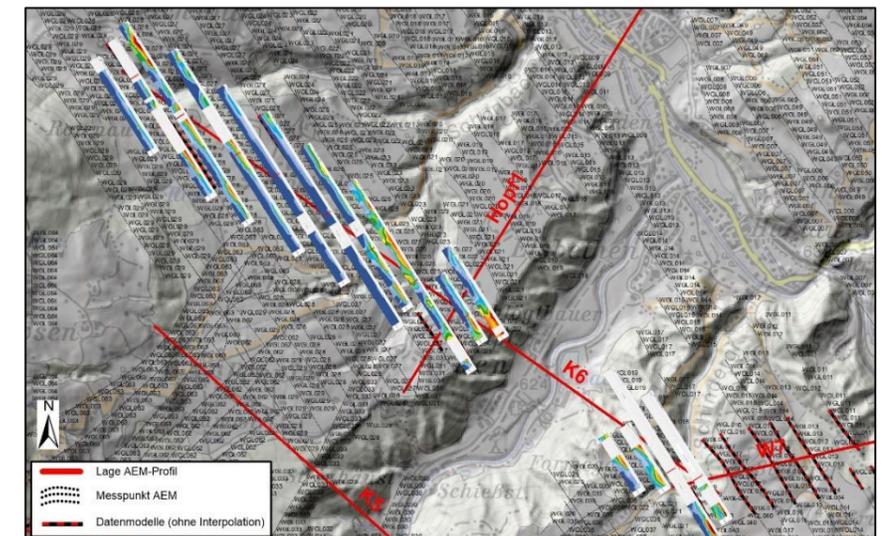
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig DHM



Profilschnitt K6

[Ohmm]

Schnittpunkt AEM-Profil K6 mit Hopf1

Schnittpunkt AEM-Profil K6 mit W7

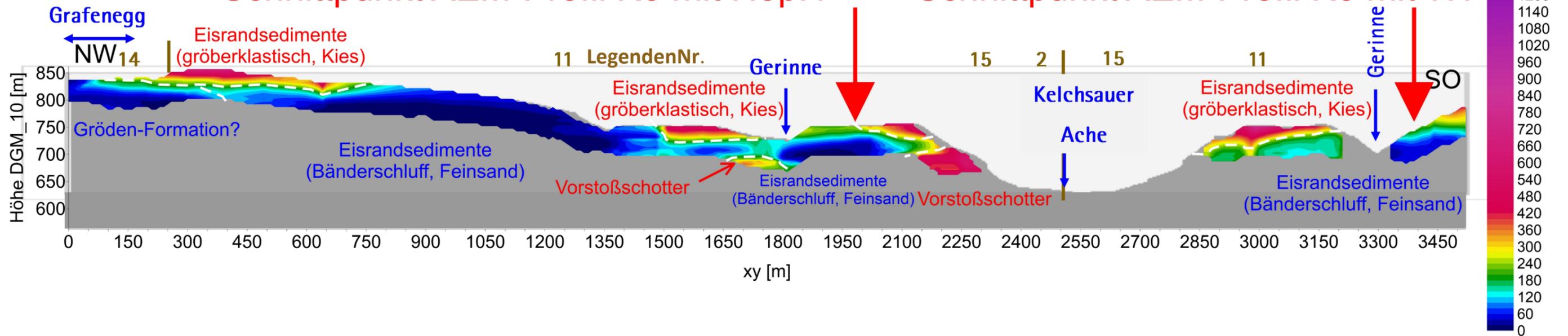
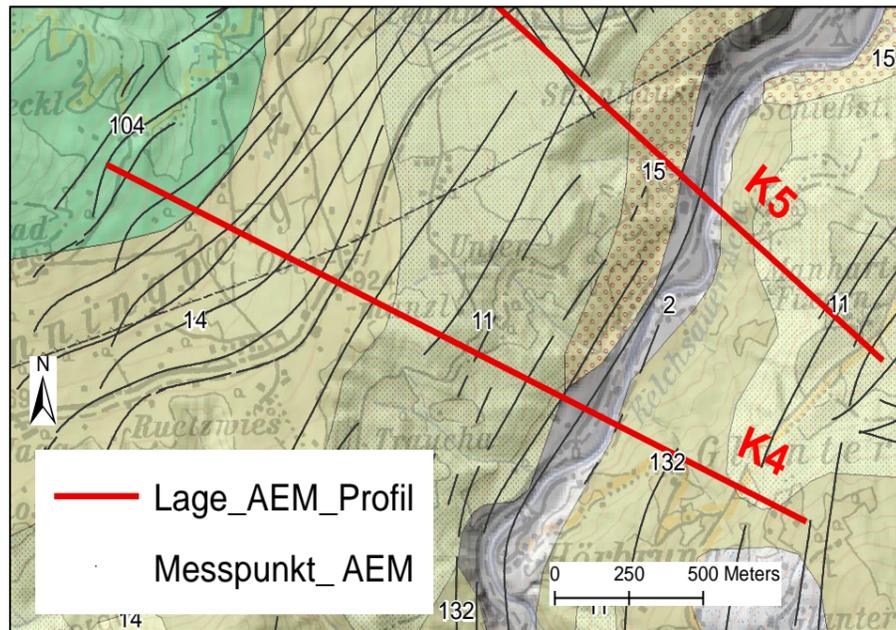
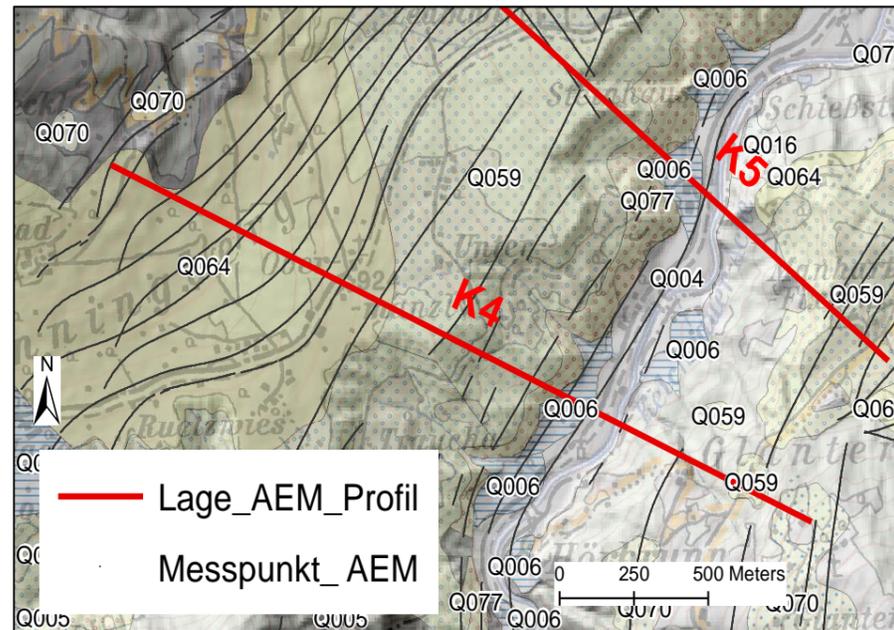


Abb. 8.41: Profilschnitt AEM_K6: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

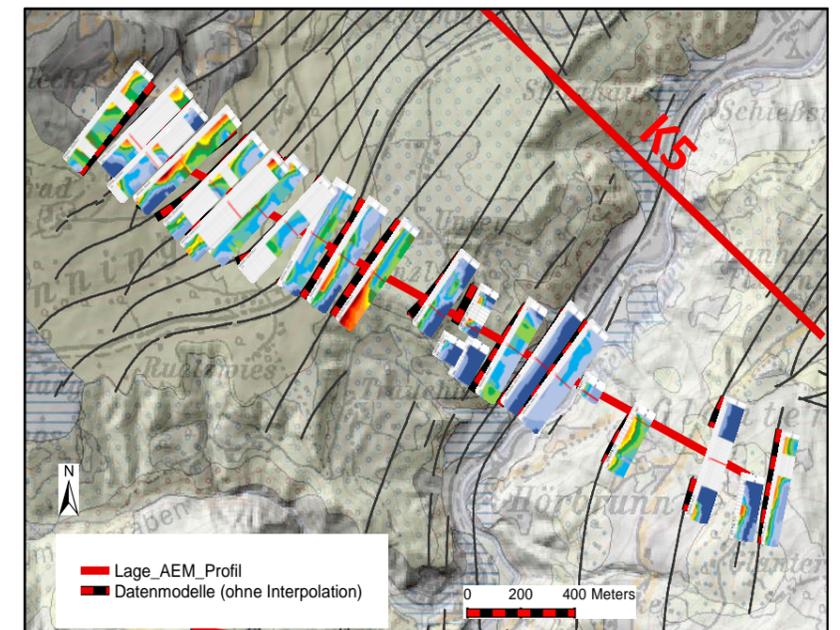
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie (GEOFAST, Blatt 121)



Profilschnitt K4

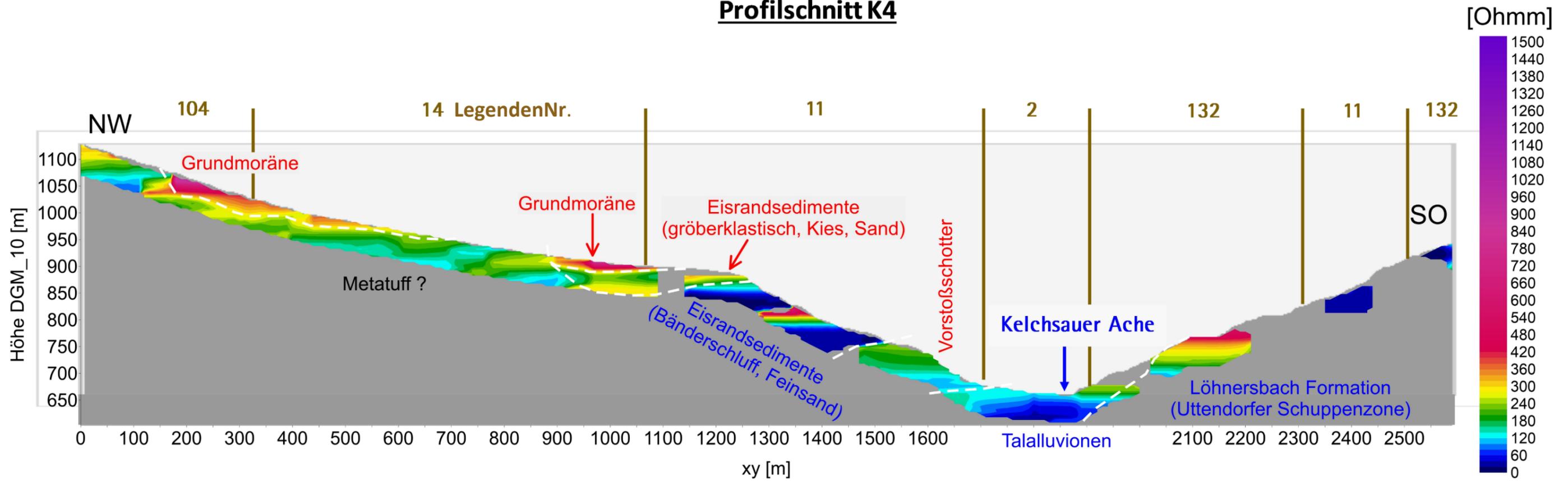
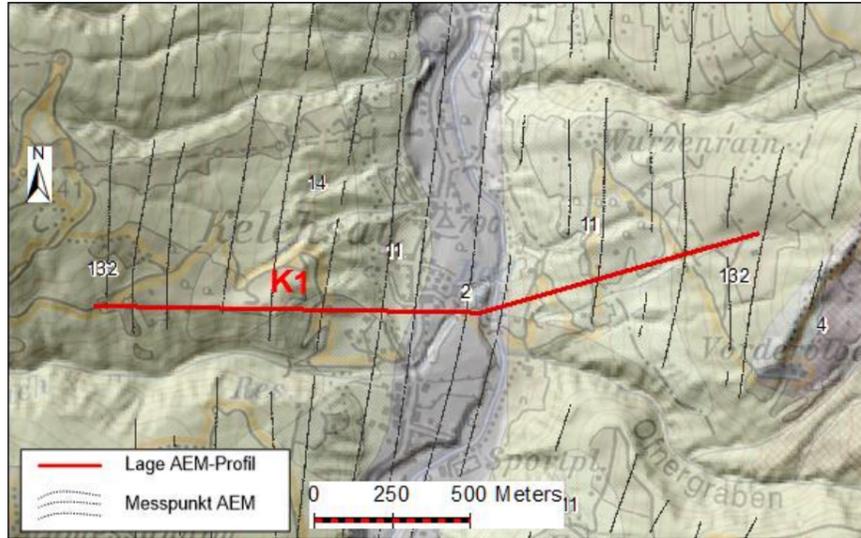
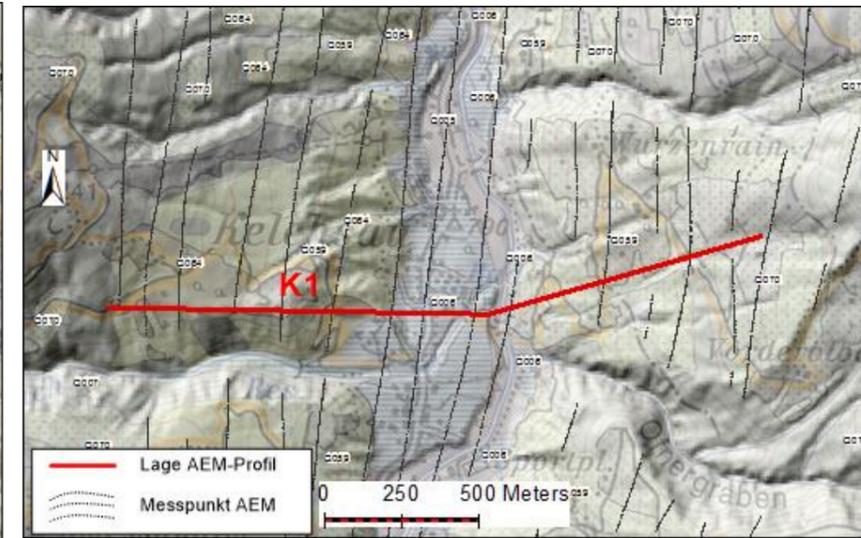


Abb. 8.42: Profilschnitt AEM_K4: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

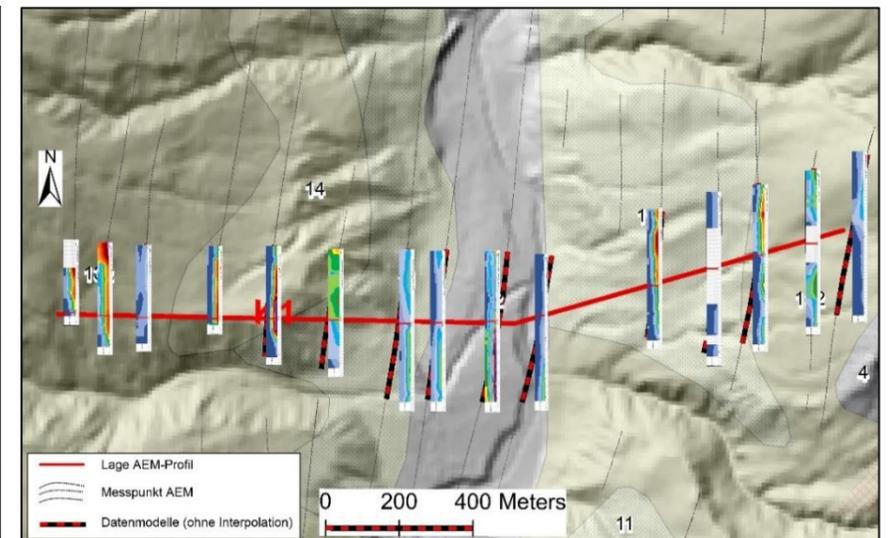
GK200 Salzburg, 1:200.000



GEOFAST, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger



Korrigiertes Datenmodell lagerichtig auf Geologie (GEOFAST, Blatt 121)



Profilschnitt K1

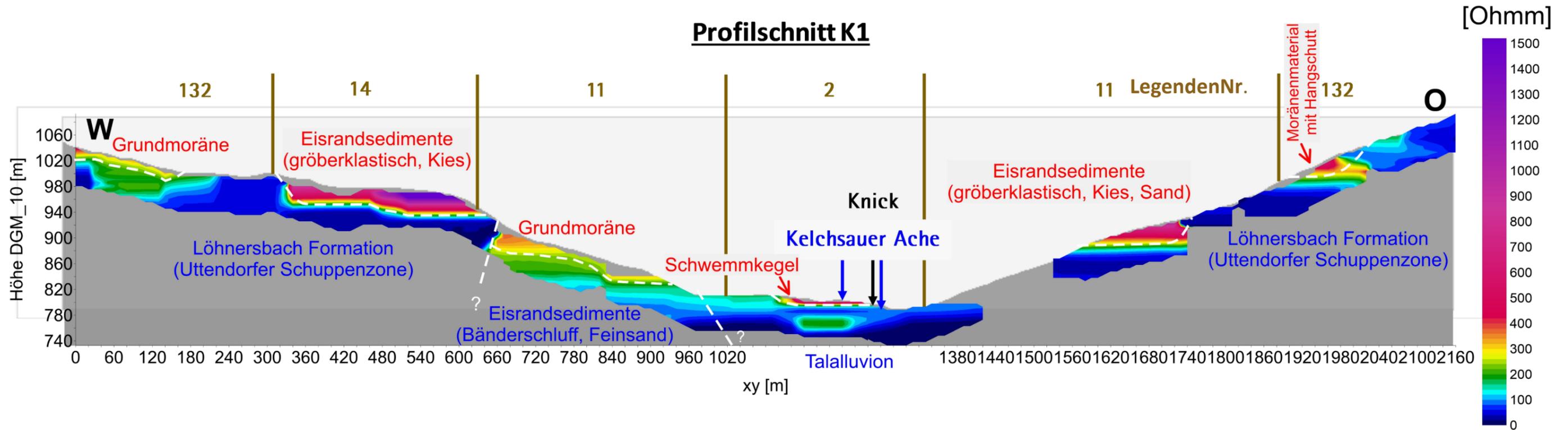


Abb. 8.43: Profilschnitt AEM_K1: Gegenüberstellung von Geologie 1:200.000, (PESTAL et al., 2005) und GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt). Legende Nr. der GK200 Salzburg siehe Abb. 8.3.

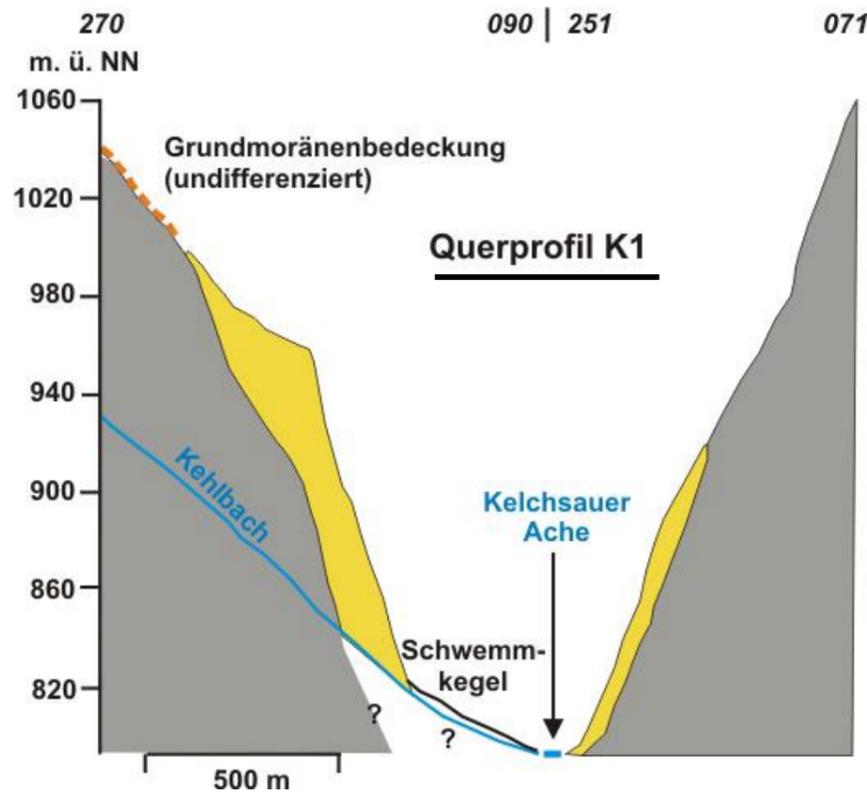
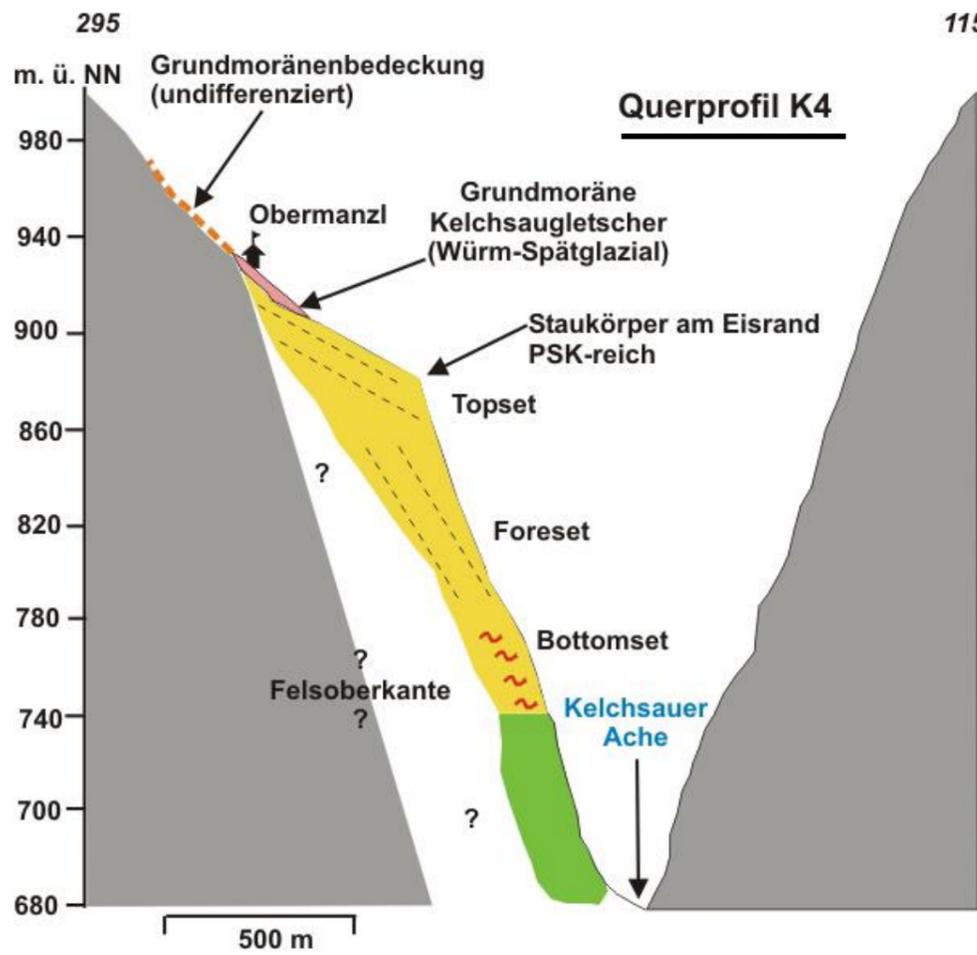
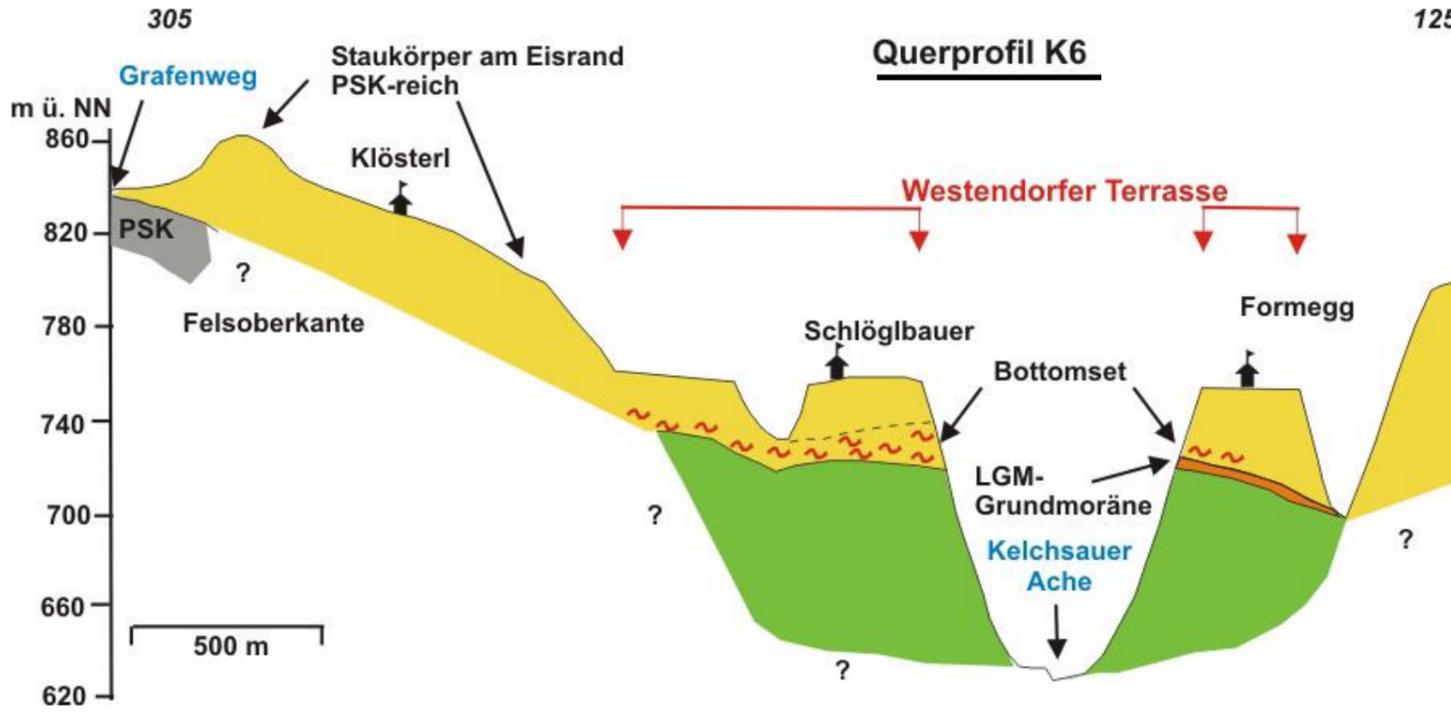


Abb. 8.44: Profilschnitte quer zum Kelchsautal (K6, K4, K1), (6,25-fach überhöht), (REITNER, 2005).

8.3.6 Auswertung der AEM - Widerstandsverteilung im Brixenbachtal

Mit der aerogeophysikalischen Befliegung des angrenzenden Brixenbachtals wurden die bereits vorhandenen Geoelektrikprofile P1_2011, P2_2011 und P3_2011 (Abb. 8.46 bis 8.48) für die Auswertung der elektromagnetischen Messungen herangezogen. Die Lage dieser gut dokumentierten Geoelektrikprofile ist in der Abbildung 8.45 und in der Darstellung der Widerstandsverteilung aus der AEM in verschiedenen Tiefenlagen (Tiefe: 10 m / 20 m / 30 m / 40 m / 50 m / 60 m) in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche (Abb. 8.6) ersichtlich. Um allfällige Widerstandsstrukturen strukturierter darstellen zu können, erfolgte auch hier die Darstellung der Inversionsergebnisse (elektrische Widerstandsverteilung) mit zwei unterschiedlichen Skalierungen der Widerstandswerte.

Auf Grund der geringen Dichte der Messflüge in diesem beengten Talbereich ist die Darstellung der elektrischen Widerstandsverteilung aus der AEM in Form von Profilschnitten nicht möglich. Abschließend wurde versucht, die Ergebnisse aus der AEM und aus der Geoelektrik zusammenfassend geologisch/lithologisch zu betrachten. Die geologisch/lithologische Auswertung der AEM-Profile basiert hier auf der GEOFAST-Karte Neukirchen (KREUSS, 2008a, Rohdigitalisierung – Stand 2012).

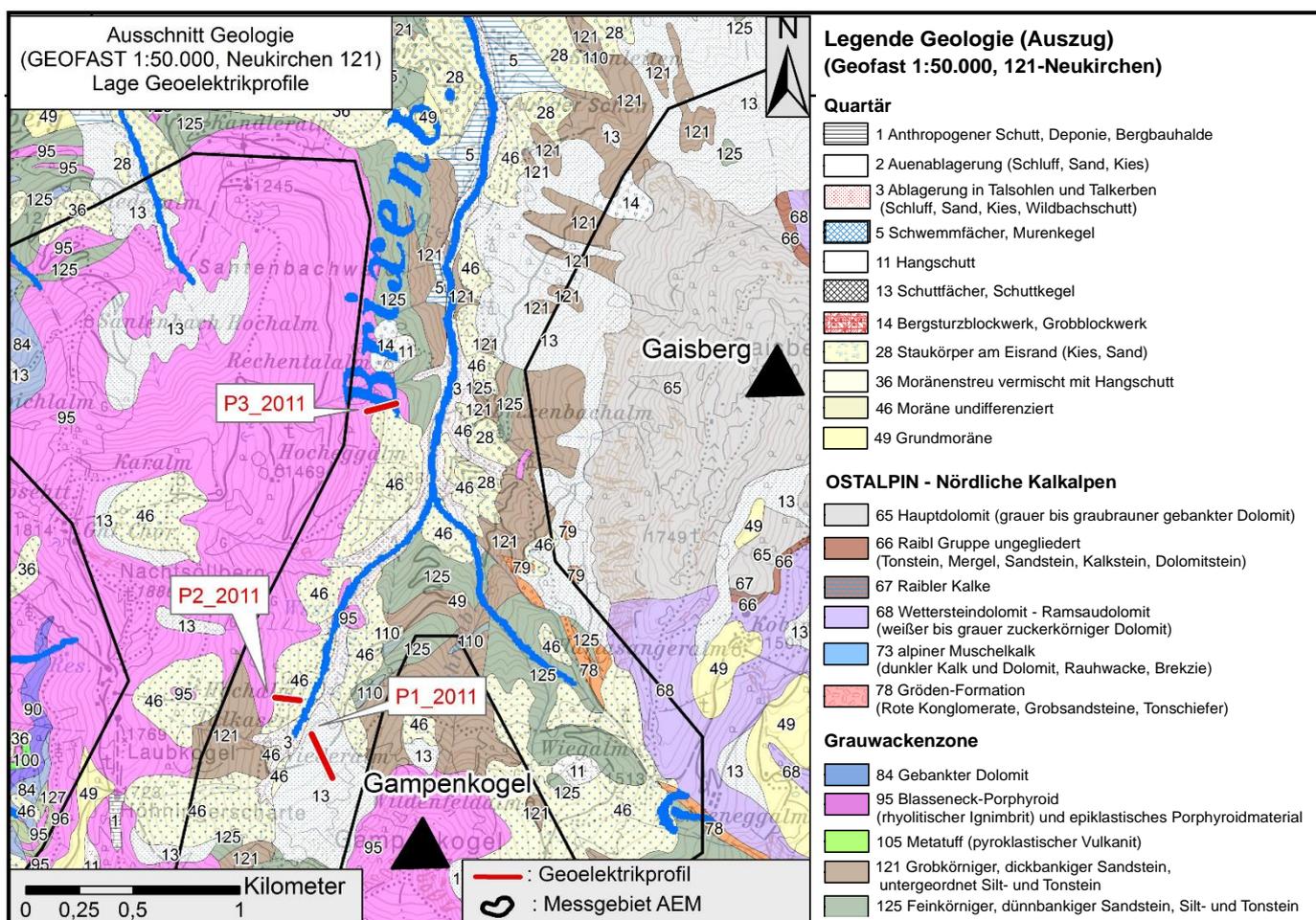


Abb. 8.45: Ausschnitt Geologie - (GEOFAST-Karte Neukirchen 1:50.000, Blatt 121 (KREUSS, 2008a,, Rohdigitalisierung – Stand 2012).

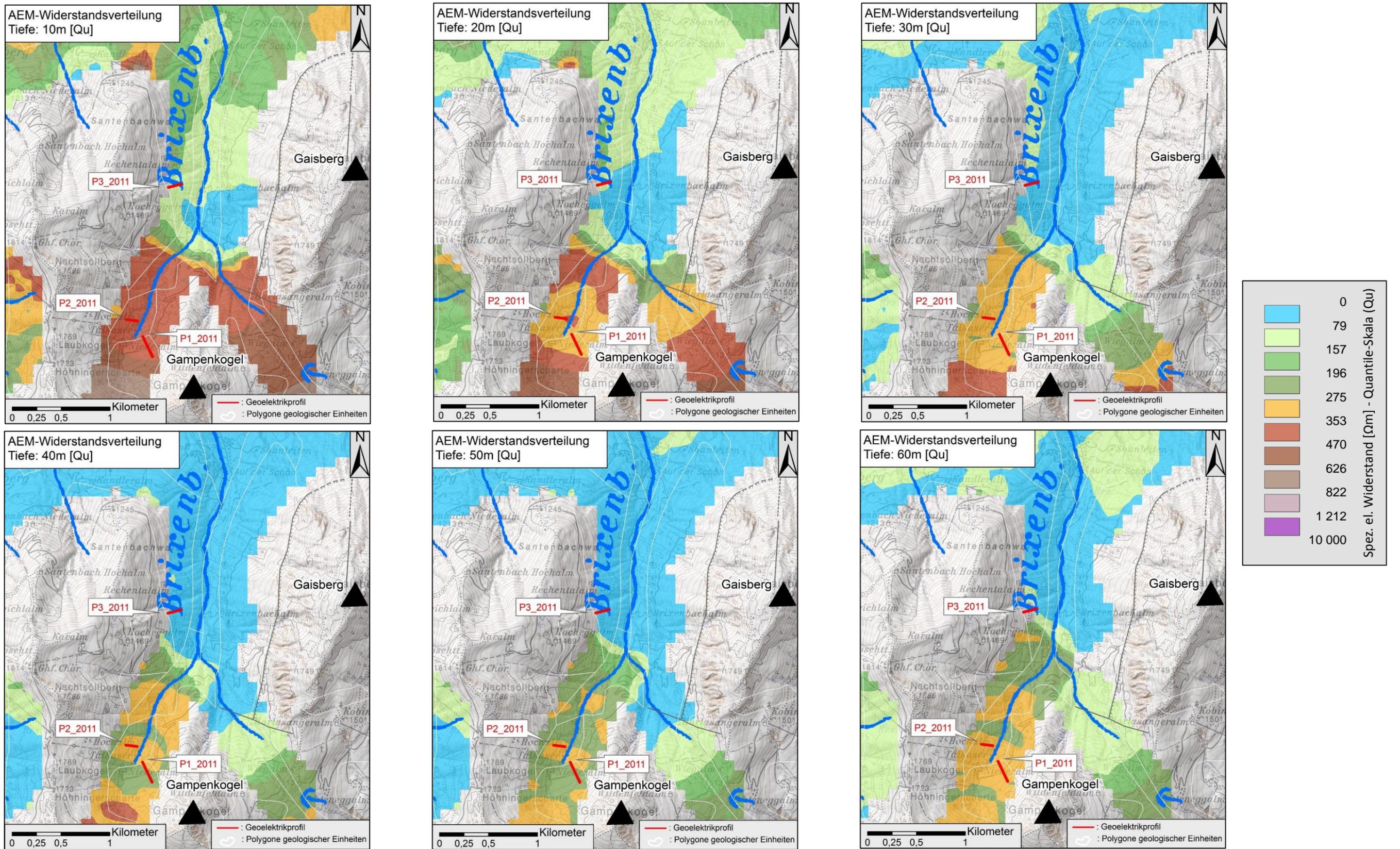


Abb. 8.46: Verteilung des elektrischen Widerstands aus der AEM für die Tiefen von 10, 20, 30, 40, 50 und 60 Metern im Brixental mit Lage der Geoelektrikprofile P1_2011, P2_2011 und P3_2011.

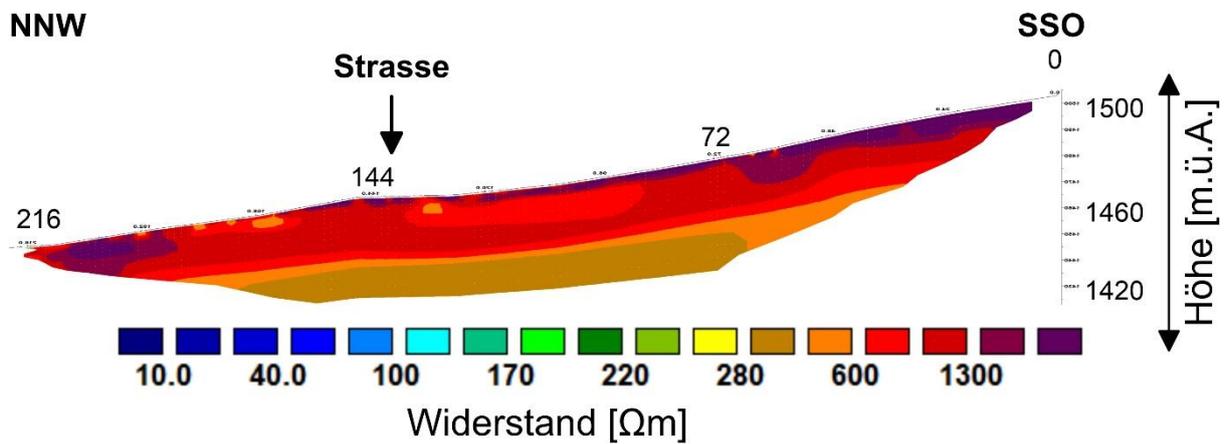
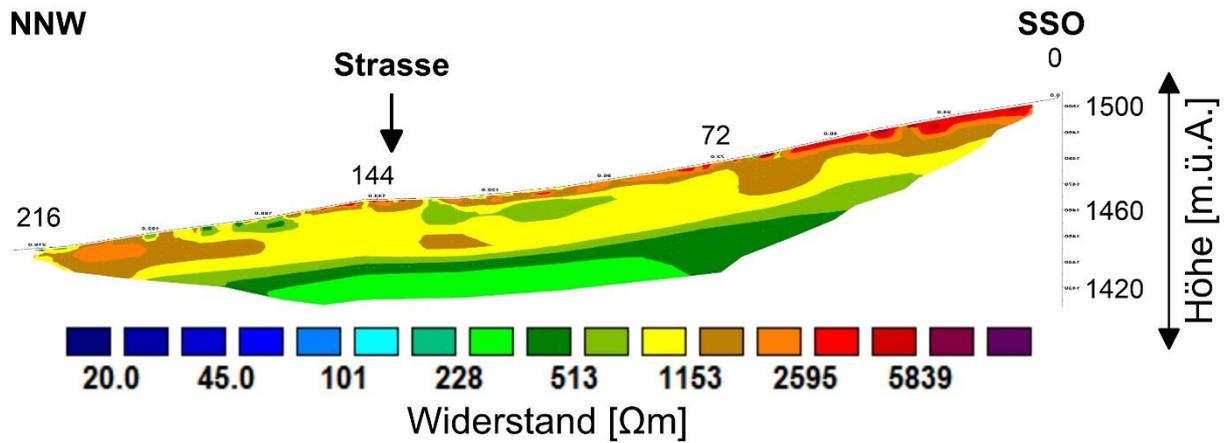


Abb. 8.47: Inversionsergebnisse des Geoelektrikprofils P1_2011. Die Darstellung der Widerstandsverhältnisse erfolgt mit einer unterschiedlichen Skalierung der Widerstandswerte (P1_2011 und P1_2011-a). Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen.

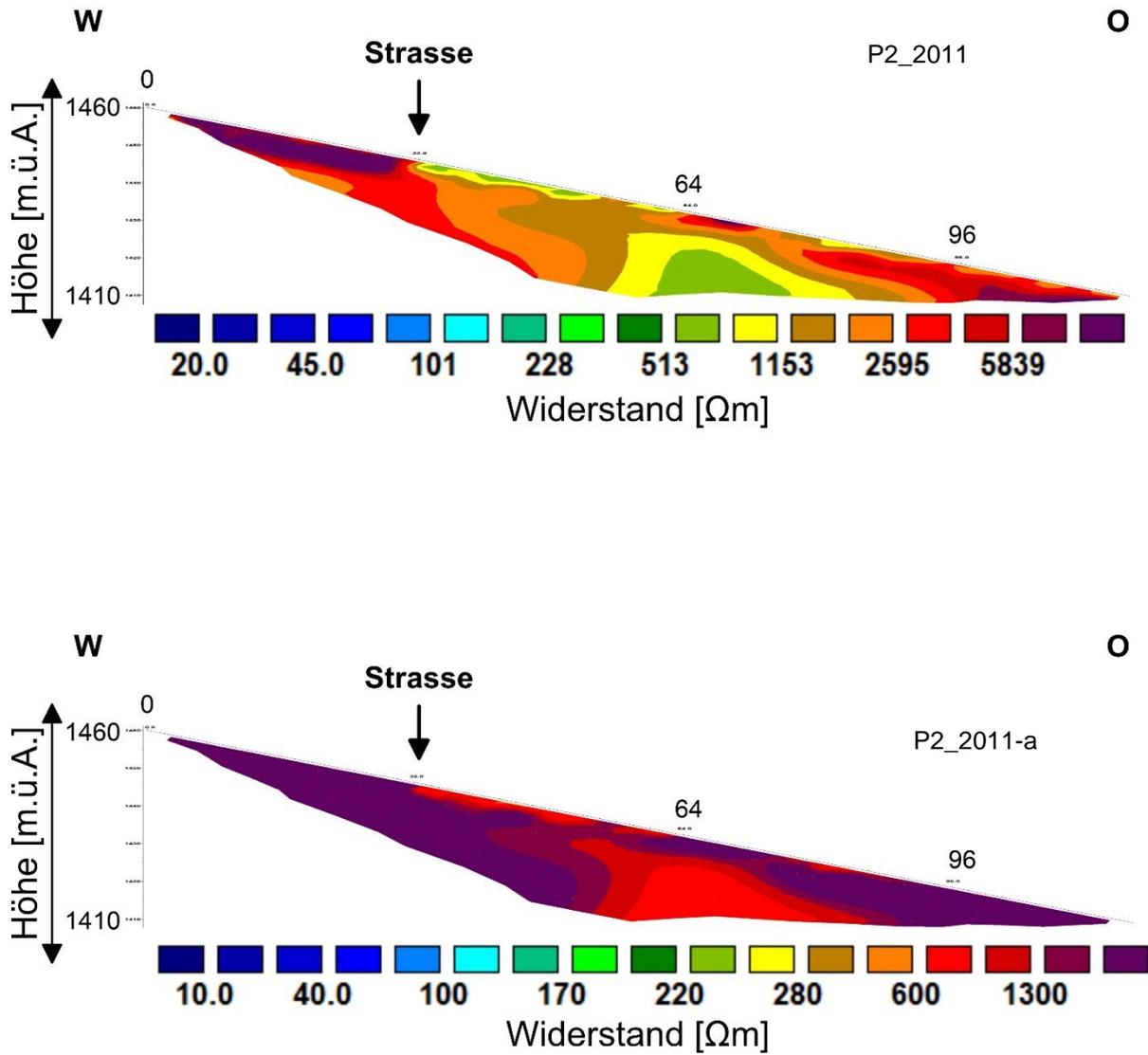


Abb. 8.48: Inversionsergebnisse des Geoelektrikprofils P2_2011. Die Darstellung der Widerstandsverhältnisse erfolgt mit einer unterschiedlichen Skalierung der Widerstandswerte (P2_2011 und P2_2011-a). Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen.

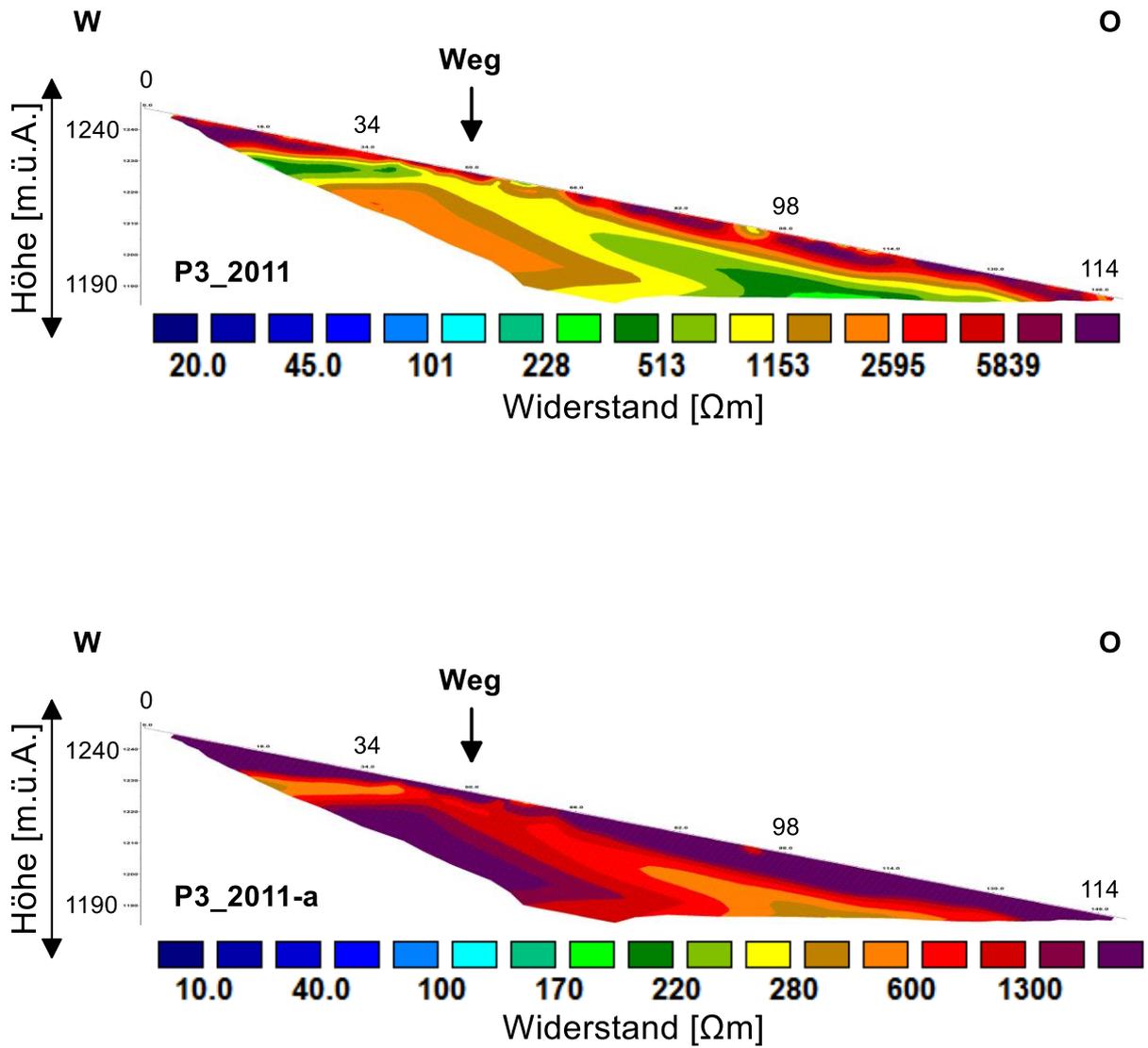


Abb. 8.49: Inversionsergebnisse des Geoelektrikprofils P3_2011. Die Darstellung der Widerstandsverhältnisse erfolgt mit einer unterschiedlichen Skalierung der Widerstandswerte (P3_2011 und P3_2011-a). Damit lassen sich bestimmte Widerstandsstrukturen besser darstellen.

8.3.7 Geologische und lithologische Diskussion der AEM- und Geoelektrikprofile im Brixenbachtal

Orographisch rechtsufrig und auf der vorderen Talseite des Brixenbachtals befinden sich Wildschönauer Schiefer (Tonschiefer und Metapelite der Löhnersbach- und Schattberg- Formation), darüber Grödener/Raibler Schichten und der Hauptdolomit. Im Bereich des Talschlusses und orographisch linksufrig Porphyroide, Hangschutt und Moränenmaterial. Der Hauptbach und die seitlichen Gerinne sind durch massive Tiefen- und Seitenerosion sowie Murschuttablagerungen gekennzeichnet.

Im unmittelbaren Messgebiet liegen quartäre Sedimente vor. Es sind dies Moränenablagerungen sowie rezente bis subrezente Schwemm- und Schuttfächersedimente (P2_2011). Profil P3_2011 liegt im Anstehenden Blasseneck-Porphyröid im Nahbereich zu quartären Ablagerungen der Grundmoräne. Die geoelektrische Widerstandsverteilung in diesen Bereichen lässt auf eine, bis zu 5 Metern mächtige, Hangschuttbedeckung im Hangenden des Blasseneck-Porphyröid schließen.

Das Profil P1_2011 liegt im Bereich rezenter bis subrezenter Schutt- und Schwemmfächersedimente. Abb. 8.47 zeigt das Inversionsergebnis von Profil P1_2011. Die hochohmigen Widerstandsbereiche ($> 2000 \Omega\text{m}$, gelb bis rot) können als trockener Schuttfächer, vornehmlich des Blasseneck-Porphyröids interpretiert werden, wobei die Mächtigkeit hangabwärts (bis kurz nach der Forststrasse) deutlich abnimmt (von 10 m auf < 5 m) und erst am Profilende wieder deutlich zunimmt. Darunter sind elektrische Widerstände im Bereich von ca. $1000 \Omega\text{m}$ bis in eine Tiefe von ca. 20 m zu erkennen. Hierbei könnte es sich um eine Kombination von Schuttfächer mit erhöhtem Feinkornanteil (z.T. durchfeuchtet) und/oder Moränenmaterial handeln. Im Liegenden lässt sich das Anstehende mit elektrischen Widerständen $< 500 \Omega\text{m}$ der Schattberg- oder Löhnersbachformation (Metapelite) zuordnen. Dieser Trend der höherohmigen elektrischen Widerstände ($500 \Omega\text{m}$) im Hangenden (Kombination aus Schuttfächer und/oder Moränenmaterial) ist auch deutlich in der AEM (Abb. 8.46) ausgebildet. Ab etwa 30 Metern Tiefe erfolgt ein Übergang zu niederohmigen ($200 - 300 \Omega\text{m}$) Serien, wahrscheinlich der Löhnersbachformation (Metapelite).

Im Geoelektrik Profil P2_2011 (Abb. 8.48) wird der generell sehr hochohmige Widerstandsbereich ($> 2000 \Omega\text{m}$, rot) als Hangschutt, vornehmlich des Blasseneck-Porphyröids, interpretiert wobei die Mächtigkeit bis zu 30 Metern beträgt. Die im Bereich der Profilmitte im Liegenden als Aufwölbung auftretenden elektrischen Widerstände ($500 - 800 \Omega\text{m}$, gelb/grüner Farbton) werden als Löhnersbachformation (Metapelite) angesprochen. Die geringmächtige (< 5 m), ebenfalls niederohmige Bedeckung ($500 - 800 \Omega\text{m}$, gelb/grüner Farbton) im Hangenden (Straße bis Profilmitte) wird einem (undifferenziertem) Moränenmaterial zugeordnet. Auch in der AEM (Abb. 8.46) ist diese Zweiteilung der elektrischen Widerstandsverteilung erkennbar. Im Unterschied zur Interpretation der AEM im Bereich des Geoelektrikprofils P1_2011,

wird hier der hochohmige Hangendabschnitt (400 - 500 Ωm) bis zu einer Tiefe von etwa 30 m als Hangschutt des Blasseneck-Porphyrroids angesprochen.

Abb. 8.49 zeigt das Ergebnis des Geoelektrik Profils P3_2011 auf der Rechentalm, welches im Nahbereich des kartierten Blasseneck-Porphyrroids situiert ist. Der sehr hochohmige hangende Abschnitt mit Mächtigkeiten von ca. 5 - 8 m dürfte bis Profilmeter 35 dem als Hangschutt verwitterten Blasseneck-Porphyrroids mit sehr geringmächtiger Bedeckung (< 1 m) von (undifferenziertem) Moränenmaterial zuzuordnen sein (abgeleitet aus Aeroradiometrie). Am Geländeübergang zwischen Profilmeter 30 - 60 m wird die Mächtigkeit deutlich geringer. Ab Profilmeter 60 setzen sich entweder die Ausläufer des (verwitterten) Blasseneck-Porphyrroids fort oder es handelt sich um eine bis zu 5 Meter mächtige Hangschuttbedeckung aus dem Blasseneck-Porphyrroids. Die im Liegenden auftretenden elektrischen Widerstände (300 - 700 Ωm) werden der Löhnersbachformation (Metapelite) zugeordnet. Im Vergleich zu den zuvor beschriebenen Messgebieten der AEM im Brixenbachtal und auch konträr zur elektrischen Widerstandsverteilung im Geoelektrikprofil P3_2011 liegt hier in der AEM-Auswertung ein durchgehend niederohmiger Widerstandskörper vor (Abb. 8.46). Betrachtet man die Randlage des Geoelektrikprofils P3_2011 im Grenzbereich des Blasseneck-Porphyrroids (Abb. 8.45) zu der Schattberg- oder Löhnersbachformation und vergleicht diese Situation mit der AEM-Widerstandsverteilung so zeigt sich, dass gegen den Talausgang, im Bereich der Schattberg- und/oder Löhnersbachformation generell niedrige elektrische Widerstände (< 80 Ωm) vorliegen. Diese reichen in der AEM bis zum Geoelektrikprofil P3_2011 heran.

8.3.8 Zusammenschau der Auswertung und Interpretation der AEM-Daten

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

1. einheitlich für das gesamte Untersuchungsgebiet, in Schnitten parallel zur Erdoberfläche
2. für Detailgebiete entlang von AEM-Profilschnitten (Vertikalschnitten)

In der teufenspezifischen Widerstandsauswertung parallel zur Erdoberfläche wurde nun so vorgegangen, dass sowohl höher- als auch niederohmige Anomaliebereiche mittels Übersignaturen (Abb. 8.17 bis Abb. 8.18) hervorgehoben wurden. Hinsichtlich ihrer geologischen/lithologischen Disposition wurde eine Unterteilung in Festgesteine (seitliche Begrenzung der Täler und der Südabschnitt), Lockersedimente (Talbereiche) und (angenommene) Überlagerungsbereiche von Locker- und Festgesteine getroffen.

Zusammenfassend betrachtet ist im Festgestein keine ausgeprägte Unterscheidung der Widerstandsverteilung für unterschiedliche geologische Einheiten ersichtlich.

Sowohl die Gröden-Formation (Konglomerat, Grobsandstein, Tonstein) als auch die Löhnersbachformation (Sand-, Silt- und Tonstein, Schwarzschiefer, Phyllit) und die höhermetamorphen Uttendorfer Schuppenzone im Südbereich des Untersuchungsgebietes liegen in einer ähnlichen Bandbreite der Widerstandsverteilung. Auch innerhalb der einzelnen geologischen Einheiten ist eine heterogene Widerstandsverteilung zu beobachten. Eine lithologische Abgrenzung anhand der Widerstandsverteilung gestaltet sich daher schwierig. Vielmehr werden höher- und niederohmige Anomaliebereiche für weitere Detailinterpretationen aufgezeigt (Abb. 8.17 und Abb. 8.18).

Im Talbereich gibt die, sowohl lateral als auch vertikal wechselhafte Abfolge von niederohmigen und höherohmigen Sequenzen einen Hinweis auf die Ausbildung der pleistozänen Lockersedimente. Lockersedimentablagerungen mit höherohmigen Widerstandswerten (100 bis 500 Ωm) sind gröberklastischen Sedimenten, niederohmige (< 100 Ωm) feinklastischen Sedimenten zuzuordnen. Einerseits liegen für unterschiedliche Lockersedimentablagerungen ähnliche Widerstandswerte vor, andererseits sind auch innerhalb derselben Sedimentkörper wiederum unterschiedliche Widerstandswerte ausgebildet. Deshalb ist auch im Bereich der pleistozänen Lockersedimentablagerungen eine generelle Zuordnung von elektrischen Widerständen zu einheitlich definierten geologischen Einheiten schwierig. Der Informationsgewinn in dieser heterogen ausgebildeten Widerstandsverteilung liegt daher an der Beurteilung des Internaufbaus und an der Abschätzung der Mächtigkeit dieser pleistozänen Sedimente (Eisrandsedimente, Grund und Endmoräne, Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerungen).

Die geologische Detailinterpretation der AEM-Vertikalschnitte erfolgte mit einem engen lateralen Suchradius von 100 m. Mit diesem Suchraster werden nur nah zum entsprechenden AEM-Profil befindliche Messdaten verwendet, fehlen in diesem Suchbereich aber Messwertdaten aus der AEM (z.B. technische Störung durch Bebauung usw.), so führt dies rasch zu einer Datenlücke in der detaillierten AEM-Profilauswertung. Für die geologische Interpretation wurden die entsprechenden Inversionsergebnisse aus der Geoelektrik und allfällig vorhandene geologische Detailinformationen (z.B. geologische Profilschnitte) verwendet. Die Ergebnisse dieser geologischen Interpretation wurden als strichlierte Linien mit zugehöriger geologischer Information direkt am AEM-Profil beschrieben.

Deutlich konnten im Hangendabschnitt der pleistozänen Lockersedimentablagerungen lateral und vertikal unterschiedliche Widerstandswerte geologisch/lithologisch angesprochen und interpretiert werden. Unabhängig von der Genese werden höherohmige (100 bis 500 Ωm) Widerstandsbereiche gröberklastischen Ablagerungen (Blöcke, Kies Sand) und Grundmoränen, niederohmige (< 100 Ωm) Widerstandskörper feinklastischen Ablagerungen (Feinsand, Schluff) zugeordnet. Nachdem diese heterogene Widerstandsverteilung z.T. auch innerhalb nur einer definierten geologischen Einheit vorliegt, ist hier der Informationsgewinn auch in der

geologisch/lithologisch detaillierteren Beurteilung des Internaufbaus und in der Abschätzung der Mächtigkeit dieser pleistozänen Sedimente zu suchen.

Der Liegendabschnitt dieser AEM-Tiefen-Widerstandsverteilung wird bis zur Auswertetiefe von etwa 60 Metern größtenteils durch niederohmige ($< 100 \Omega\text{m}$) Widerstände eingenommen. Geht man von einer Gesamtmächtigkeit dieses pleistozänen Sediments von teils über 100 Metern aus, so spricht dies für sandig, kiesige Ablagerungen mit einem höheren Feinsand- Schluffanteil.

Die Abgrenzung zum anstehenden Festgestein der Löhnersbachformation mit ihren Phylliten ist schwierig. Zum einen reicht die Eindringtiefe der AEM-Auswertung in vielen Fällen nicht an das Anstehende heran, zum anderen ist auch von ähnlichen, den feinklastischen pleistozänen Ablagerungen vergleichbaren, niederohmigeren ($\sim 100 \Omega\text{m}$) Widerstandswerten auszugehen.

Interessant ist, dass die stratigraphisch tieferen Teile der nördlichen Kalkalpen, wie die Gröden-Formation (Konglomerat, Grobsandstein, Tonstein) und der Alpine Bundsandstein nicht durch wesentlich höhere Widerstandswerte gekennzeichnet sind.

Will man hier noch eine detaillierte Auswertung der AEM-Widerstandsverteilung, vor allem in den AEM-Vertikalschnitten vornehmen, wird dies für den Wertebereich $< 100 \Omega\text{m}$ angeregt. Eine detailliertere Widerstandsskalierung im Wertebereich von 10 bis $100 \Omega\text{m}$ könnte deutlichere Strukturen hervorbringen. Ausgehend von den Ergebnissen der AEM-Widerstandsauswertung bieten sich auch zusätzliche Geoelektrikprofile an, um vor allem den Festgesteinsbereich der Löhnersbach- sowie der Grödenformation direkt zu erfassen.

9 Gammasspektrometrie

Mittels der Gammastrahlenspektrometrie werden die Gehalte der Elemente Kalium, Uran und Thorium anhand der elementspezifischen Gammastrahlung, die beim Zerfall ihrer radioaktiven Isotope freigesetzt wird, ermittelt. Weiters wird der Gehalt des Isotops ^{137}Cs gemessen, das aus dem Fallout von Tschernobyl stammt.

Gammaquanten haben für das jeweilige Nuklid charakteristische Energien, die in unterschiedlichen Kanälen des Messgeräts registriert werden. Dadurch können die verschiedenen Elemente erfasst und unterschieden werden. Die jeweilige Zählrate entspricht der Häufigkeit des Elements. Die in Form von Zählraten vorliegenden Messergebnisse werden entsprechend einer von der IAEO vorgeschlagenen Kalibrierung in äquivalente Elementgehalte umgerechnet: K aus dem Zerfall von ^{40}K (angegeben in % K), die Äquivalentwerte eUran (in ppm U) aus dem Zerfall von ^{214}Bi und eThorium (in ppm Th) aus dem Zerfall von ^{208}Tl . Die Zerfälle von ^{214}Bi aus der Zerfallsreihe von ^{238}U und von ^{208}Tl aus der Zerfallsreihe von ^{232}Th setzen relativ viel Energie frei und sind daher messtechnisch relativ leicht zu erfassen, aus dem Zerfall der Tochterisotope wird dann auf die jeweiligen Mutterisotope U und Th zurückgerechnet. Aus den drei Werten K, eU und eTh wird die Dosisleistung berechnet. Bei Cäsium (^{137}Cs) wird die Flächenkontamination, angegeben in kBq pro m^2 , ermittelt.

Die Mess- und Auswertemethodik ist näher in Kapitel 4.6 beschrieben.

Die Ergebnisse sind als Diagramme (Abb. 9.1), als Karten der Verteilung der Einzelelemente für Kalium (Abb. 9.2), Uran (Abb. 9.6), Thorium (Abb. 9.8), als Karte der ternären Verteilung Kalium-Uran-Thorium (Abb. 9.10), als Karten der binären Verteilungen Kalium-Uran, Kalium-Thorium und Uran-Thorium (Abb. 9.11, 9.12, 9.13) und als Karte der aus den Einzelwerten der Elemente errechneten Dosisleistung (Abb. 9.14) dargestellt sowie in Form von Tabellen (Tab. 9.7, 9.9 bis 9.12, 9.21, 9.23). Mittelwerte geologischer Einheiten, bezogen auf die geologische Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), sind kartenmäßig in den Abb. 9.5 (Kalium), Abb. 9.7 (Uran) und Abb. 9.9 (Thorium) abgebildet.

Ergebnisse statistischer Auswertungen der in der Geofast-Karte ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger (KREUSS, 2008a) definierten geologischen Einheiten werden in Tabellen (Tab. 13 bis Tab. 20) präsentiert.

Die „Eindringtiefe“ der Messungen beträgt wenige Dezimeter. Es wird dabei das gesamte an der Oberfläche vorhandene Material gemessen. Das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt seiner Schuttdecke, den Verwitterungs- und Bodenbildungen, sowie der Vegetationsbedeckung und eventuellen anthropogenen Beeinflussungen erfasst wird. Auch die Witterungsbedingungen während der Messung und die allgemeine Bodenfeuchte können Einfluss auf die Messergebnisse haben, da die Strahlungsintensität durch Wasser 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 200 m erfasst (90% der Gesamtstrahlung), wobei der Zentralbereich mit einem Radius von 80 m den wesentlichsten Beitrag zu den Zählraten liefert (50% der Gesamtstrahlung). Entlang einer Fluglinie wird bei durchschnittlicher Fluggeschwindigkeit über eine Strecke von ca. 35 m integriert (1 Messung pro Sekunde).

Da die Daten der Hubschrauberradiometrie über hunderte m² integriert werden (siehe auch BUCHER et al., 1999), können Einheiten, die auf engem Raum lithologisch komplex aufgebaut sind, nicht in ihrer gesamten lithologischen Vielfalt detailliert aufgelöst sondern nur insgesamt als Einheit erfasst werden. Im vorliegenden Messgebiet trifft dies insbesondere auf enge Wechsellagerungen von Sedimenten und Vulkaniten zu. Für die quartären Ablagerungen kommt noch dazu, dass sich hier regionale und lokale Einflussfaktoren je nach Situation in unterschiedlichem Ausmaß kleinräumig überlagern, was sich in einem breiten Schwankungsbereich der Daten äußern kann. Dasselbe gilt, wenn geologische Einheiten an Hängen vom Schutt höher gelegener Einheiten überstreut 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 Messwerterhöhungen führen kann, die allerdings nur sehr kurzzeitig sind. Es kann auch in das trockene Erdreich einsickerndes Regenwasser zu einem Austreiben der an Radon angereicherten Bodenluft führen. Da Radon aus dem Zerfall von ²³⁸U (²²²Rn, Halbwertszeit 3,82 Tage) in der Zerfallsreihe vor ²¹⁴Pb entsteht, werden die entsprechenden Zählraten erhöht. Dies bewirkt eine Erhöhung der Messwerte bei Uran, die aber nach wenigen Stunden wieder abklingen. Das in der Zerfallsreihe von ²³²Th entstehende ²²⁰Rn ist aufgrund der niedrigen Halbwertszeit von 54,4 Sekunden in seiner Auswirkung auf die Radiometriemesswerte vernachlässigbar.

Im Kapitel Auswertung und Interpretation werden die Ergebnisse für die Elemente Kalium, Uran und Thorium in den verschiedenen Gesteinstypen im Einzelnen beschrieben. Die geologische Zuordnung erfolgt anhand der geologischen Karte von Salzburg 1: 200.000 (PESTAL et al., 2005).

9.1 Elemente und Minerale

Kalium

Kalium ist ein gesteinsbildendes Hauptelement der Erdkruste, das sich im Zuge zunehmender Fraktionierung von Silikatmagmen in der oberen Erdkruste anreichert. In sauren Magmen ist K gegenüber basischen deutlich angereichert (Basalte < 1 % K, Granite 2 bis 6 % K). Der K-Gehalt in Sedimenten ist abhängig vom Tonmineralgehalt, in Tonschiefern zumeist Illit. Unreine Karbonate haben abhängig vom Gehalt

detritischer Silikate vielfach höhere K-Gehalte (bis zu 6 % K). In reinen Karbonaten ist K üblicherweise < 2 %. Sande, Sandsteine und nichtdetritische kieselige Sedimente weisen häufig K-Gehalte < 1 % K auf, welches an K-Feldspat, K-Glimmer und Glaukonit gebunden ist.

Im Kristallin sind Glimmerminerale und Kalifeldspäte die wesentlichen K-Minerale. In seinen klastischen Abtragungsprodukten, z. B. in Kiesen und Sanden bilden diese ebenfalls die wichtigsten K-Träger, weiters tragen detritische Glimmer und authigen gebildete K-haltige Tonminerale in feinklastischen, tonig bis schluffigen bzw. siltigen Sedimenten häufig zu höheren K-Gehalten bei. Der K-Gehalt in nichtmetamorphen Karbonatgesteinen korreliert somit mit dem siliziklastischen detritischen Eintrag, der entweder als klastischer Anteil oder in diagenetisch umgewandelter Form in den Tonmineralen, eventuell auch als authigen gebildeter Kalifeldspat auftritt.

K ist leicht löslich und tritt als K^+ -Kation in allen natürlichen Wässern auf und wird von Pflanzen leicht aufgenommen. Bei der Verwitterung zeigt Kalium mäßig hohe Mobilität infolge von Sorption durch Tonminerale und organischen Substanzen, weiters wird K leicht ins Kristallgitter von Tonmineralen eingebaut (DE VOS et al., 2006). Die Glimmerminerale Muskowit, Illit und Hydromuskowit sind gegenüber Verwitterung relativ beständig. In Granitarenalen ist der K-Gehalt in der Feinfraktion vielfach geringer als in der Grobfraktion (THALMANN et al., 1989a).

Uran

Uran ist ein lithophiles Spurenelement mit Tendenz zu Anreicherung bei der Alkalisierung der Magmen in der kontinentalen Kruste. In Magmen ist das hoch geladene U^{4+} -Ion inkompatibel und wird in späten Restschmelzen in Mineralen wie z. B. Zirkon und Allanit angereichert. Hochdifferenzierte Granite und Pegmatite sind meist reich an Uran (DE VOS et al., 2006). Sekundäre Anreicherung tritt im Gefolge felsischer und saurer Magmatite durch deuterische und hydrothermale Aktivitäten auf. In Ultramafiten sind die U-Gehalte sehr klein (1 ppm U) (DE VOS et al., 2006). In Sedimentgesteinen sind die U-Gehalte häufig von den Redoxbedingungen während der Ablagerung abhängig. Die höchsten Konzentrationen finden sich in Faziesbereichen, die reich an organischem Material sind (6 bis 1000 ppm), bei anoxischen Bedingungen und in phosphatischen Sedimenten (50 bis 300 ppm). In gröberklastischen Sedimenten treten niedrige U-Gehalte auf (0,5 – 1,5 ppm in Quarziten, 1,5 ppm in Arkosen). In tonreichen Ablagerungen sind die Werte generell höher (3,7 ppm U in Tonschiefern), in Karbonaten kann 2,2 ppm U als Richtwert gelten (DE VOS et al., 2006).

Uran ist ein Begleitelement des Thoriums, durch hydrothermale sowie sedimentäre und andere exogene Prozesse kann jedoch eine Trennung von U und Th erfolgen (THALMANN et al., 1989a). 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., 1989a). 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., 1989a). Uran besitzt unter sauren pH-Bedingungen hohe Mobilität und unter basischen Bedingungen sehr hohe Mobilität (PIRKL et al., 2015).

Thorium

Thorium ist ein lithophiles Spurenelement, das in magmatischen Gesteinen in Assoziation mit Uran und Elementen der Seltenen Erden vorwiegend an akzessorische Minerale gebunden ist. In granitischen Gesteinen sind die Th-Gehalte höher als in mafischen. Th wird in der pegmatitischen Restschmelze allerdings nicht so stark angereichert wie U. Bei Metamorphose ist Th bis zu den höchsten Graden immobil, bei Anatexis wird es in der granitischen Teilschmelze angereichert.

Hohe Konzentrationen treten in Pegmatiten (gemeinsam mit Uran), in Alkaligesteinen und in Seifenlagerstätten (z. B. Monazitsande) auf. Bei der Verwitterung ist die Mobilität des Thoriums aufgrund der extrem verwitterungsbeständigen Th-Mineralen sehr gering. Die wichtigsten Trägerminerale, Monazit und Zirkon, sind extrem resistent gegen chemische und physikalische Verwitterung (DE VOS et al., 2006). Es findet eine Konzentration in der Schwermineralfraktion statt (THALMANN et al., 1989a), besonders in Restsedimenten tritt Th-Anreicherung auf. Die Th-Anreicherung in Schwarzschiefern ist geringer als bei U, da U wesentlich stärker an organische Substanz gebunden wird und da UO_2^{2+} in Lösung stärker mobil ist. Th-Gehalte in Karbonatgesteinen sind meist sehr niedrig, da Th^{4+} , im Gegensatz zu UO_2^{2+} keine stabilen Karbonate bildet (DE VOS et al., 2006).

Die Mobilität ist unter allen Redox- und pH-Bedingungen sehr gering (PIRKL et al., 2015). Die Thoriumkonzentrationen der Oberkruste werden in der Literatur mit 15 ppm (WEDEPOHL, 1981) bzw. mit 10,7 ppm Th (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) angegeben.

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	50 – 500
Xenotim	500 – 35 000	k. A.
Titanit, Sphen	10 - 700	100 – 1000
Apatit	5 - 150	20 - 250

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

9.1.1 Der Einfluss von Vegetation, Bodenfeuchte und Bauwerken

Aufgrund der Höhe des Messgerätes von 80 m über Grund wird bei den Aeroradiometriemessungen pro Messpunkt eine Fläche mit einem Radius von etwa 200 m erfasst, wobei der Zentralbereich den wesentlichsten Beitrag zu den Zählraten liefert. Die Eindringtiefe der Messungen beträgt nur wenige Dezimeter.

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.

Der Einfluss des im gesamten Messgebiet fleckig verteilten Waldbestandes auf die radiometrischen Messungen wird durch eine Vegetationskorrektur (AHL & BIEBER, 2010) verringert.

Größere Moor- und Anmoorflächen sind in den geologischen Karten eingetragen. Auf sonstige, eventuell auch nur temporäre Vernässungsflächen, ist bei der Auswertung der Radiometrie gesondert zu achten. 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 verschiedener Gesteinstypen, die im Messgebiet Wörgl auftreten, sind als Vergleichswerte in der Tabelle 9.2 aufgelistet.

Gestein	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Literatur
karbonatische (Meta-) Sedimente				
Karbonate	0,27	2,2	1,7	TUREKIAN & WEDEPOHL (1961)
Karbonatgestein	0,27	2,2	1,7	THALMANN et al. (1989a)
Karbonatgesteine	0,27	2,2	1,7	TUREKIAN (1972)
Carbonate	0,31	1,8	1,1	KEMSKI et al. (1996)
Karbonatgesteine	-	1,9	1,2	FAURE (1986)
Karbonatgesteine	0,3	2	2	EISENBUD & GESELL (1997)
Kalkstein	0,3	1,6	1,8	SCHÖN (1983)
Kalk	0,3	2,0	1,5	RYBACH, (1988)
Kalke	0,1	1,5	0,5	D'ARNAUD GERKENS (1989)
Kalk	0,3	1,6	1,8	KOBRANOVA (1989)
Kalke	-	0,35-2,34	0,05-2,4	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Dolomit	0,4	3,7	2,8	SCHÖN (1983)
Dolomit	0,7	1,0	0,8	RYBACH, (1988)
Dolomit	0,4	3,7	2,8	KOBRANOVA (1989)
Dolomite	-	0,03-2,0	-	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
bituminöser Kalk	0,3	7,8	11,9	KOBRANOVA (1989)
Mergel	0,8	2,8	2,5	KOBRANOVA (1989)
Mergel, metamorpher Kalk	0,2	1,1	2,2	KOBRANOVA (1989)

Marmor	0,2	1,1	2,2	SCHÖN (1983)
Marmor	-	0,17	0,03	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
siliziklastische (Meta-) Sedimente				
Argillit, Ton, Tonschiefer	2,7	4,0	11,5	SCHÖN (1983)
Tone	3,0	4,3	13,6	D'ARNAUD GERKENS (1989)
Tonsteine	2,81	3,7	12,2	KEMSKI et al. (1996)
Tonschiefer	2,7	3,7	12,0	THALMANN et al. (1989a)
Tonschiefer	2,66	3,7	15	TUREKIAN & WEDEPOHL (1961)
Tonschiefer (shale)	2,66	3,7	12	TUREKIAN (1972)
Tonschiefer (shale)	-	3,2	11,7	FAURE (1986)
Tonschiefer (shale)	-	~2-8,0	10,2-13,1	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Tonschiefer, Ton	2,7	4,0	11,5	KOBRANOVA (1989)
Tonschiefer und Siltstein	2,7	3,7	12,0	RYBACH (1988)
toniger Kieseliefer	1,1	2,8	6,2	KOBRANOVA (1989)
Kieseliefer, Quarzit	0,3	1,7	2,2	KOBRANOVA (1989)
Schwarzschiefer	2,6	20,2	10,9	RYBACH (1988)
Schwarzschiefer	-	3-1244	-	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Tonschiefer, Phyllit	-	1,9-2,7	5,5-7,5	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Sandstein	1,7	2,9	10,4	SCHÖN (1983)
Sandstein	1,1	0,45	5,5	THALMANN et al. (1989a)
Sandstein	1,07	1,7	5,5	TUREKIAN (1972)
Sandsteine	1,48	1,6	1,7	KEMSKI et al. (1996)
Sandsteine	-	1,4	3,9	FAURE (1986)
Sandsteine	1,07	0,45	1,7	TUREKIAN & WEDEPOHL (1961)
Sandstein, Silt	1,7	2,9	10,4	KOBRANOVA (1989)
schiefrige Sandsteine	2,7	3,7	12	EISENBUD & GESELL (1997)
metamorpher Sandstein	2,5	2,7	9,2	KOBRANOVA (1989)
Quarzit	0,6	0,8	3,1	KOBRANOVA (1989)
Quarzit	0,9	0,6	1,8	RYBACH (1988)
verfestigter Sandstein	-	0,59-3,21	1,49-9,05	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Arkose	2,3	1,5	5,0	RYBACH (1988)
Arkose	2-3	1-2 ?	2 ?	EISENBUD & GESELL (1997)
Arkosen	-	1,5	5	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Grauwacke	1,3	2,0	7,0	RYBACH (1988)
Grauwacken	-	0,5-2,1	1,0-6,7	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
(rezenter) Strandsand	<1	3	6	EISENBUD & GESELL (1997)
Konglomerat, grober Sdst.	1,5	2,4	9,0	KOBRANOVA (1989)
Quarzkonglomerat	1,2	6,3	31,0	KOBRANOVA (1989)
intermediäre bis saure Vulkanite				
Rhyolith, Dazit	-	5,0	-	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Rhyolith	3,49	5,8	13	VAN SCHMUS (1995)
basische und ultrabasische Magmatite				
Basalt	1,0	0,7	2,3	SCHÖN (1983)
Basalt	0,83	0,9	2,7	TUREKIAN (1972)
Basalt	-	0,43	1,6	FAURE (1986)
Basalt	0,8	0,5-1	3-4	EISENBUD & GESELL (1997)
Basalt, Diabas	1,0	0,7	2,3	KOBRANOVA (1989)
tholeiitischer Basalt	-	0,10-0,22	0,18-0,95	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Alkali-, Alkali-Olivinbasalt	-	0,53-0,99	3,9-5,4	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Plateaubasalt	-	0,35-0,53	1,0-1,96	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
basaltischer Andesit	-	0,56-0,79	-	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Diorit, Qu-Diorit	1,8	1,8	6,0	KOBRANOVA (1989)
Diorit, Qu-Diorit/Andesit	1,1	1,7	7,0	RYBACH (1988)
Gabbro	-	0,84	3,84	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Gabbro, Diabas	0,7	0,6	1,8	SCHÖN (1983)
Gabbro, Diabas	0,7	0,6	1,8	KOBRANOVA (1989)
Gabbro/Basalt	0,4	0,5	1,6	RYBACH (1988)

Dunit, Pyroxenit	0,15	0,03	0,08	SCHÖN (1983)
Dunit, Pyroxenit	0,15	0,03	0,08	KOBRANOVA (1989)
Peridotit	0,006	0,02	0,06	RYBACH (1988)
Dunit	0,0009	0,003	0,01	RYBACH (1988)
Dunit	-	0,003-0,014	0,05	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
Ultramafitite	0,003	0,001	0,004	TUREKIAN (1972)
Ultrabasite	0,004	0,05	0,4	KEMSKI et al. (1996)
Ultramafitite	-	0,014	0,05	FAURE (1986)
granitische Gesteine				
Granite	>4	3	17	EISENBUD & GESELL (1997)
Granite	3,4-4,0	4,0-7,0	15-40	SCHÖN (1983)
Granite/Rhyolite	3,6	3,9	16	RYBACH (1988)
Granite	4,2	4,7	20	THALMANN et al. (1989a)
(low-Ca) Granite	4,2	4,7	20	TUREKIAN (1972)
granitische Gesteine	-	4,8	21,5	FAURE (1986)
granitische Gesteine ^(k)	-	2,2-6,1	8-56	ROGERS & ADAMS (1969a, b)
granitische Gneise ^(h)	-	3,5	12,9	FAURE (1986)

Tab. 9.2: Charakteristische Mittelwerte der Gehalte natürlicher radioaktiver Elemente (Kalium in % K, Uran und Thorium in ppm) in verschiedenen Gesteinen, die auch im Messgebiet Wörgl auftreten.

Die Tabelle 9.3 gibt eine Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K, 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 Tab. 9.3 sind die Werte aus dem Messgebiet „Wörgl“ eingetragen, die allerdings nicht differenziert sind, sondern das gesamte gemessene Spektrum umfassen.

Die Probendichte für die Erstellung des „Geochemical Atlas of Europe“ war im Durchschnitt ein Probenpunkt pro 4700 km² (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 dem Geochemischen Atlas von Europa (Tab. 9.3) sind die gammaspektrometrisch gemessenen K-Gehalte leicht erhöht, im Vergleich mit gesteinscharakteristischen Lithologien (Tab 9.2) in derselben Größenordnung. Dies weist auf die überwiegend phyllitische Zusammensetzung des Untersuchungsgebietes hin. Die Thorium- und die Urangehalte sind hingegen deutlich niedriger als die Vergleichswerte.

Der Literatur entnommene Werte chemischer Analysen der Gehalte radioaktiver Elemente von Gesteinsproben verschiedener geologischer Einheiten, die im Untersuchungsgebiet vertreten sind, sind in den Tabellen 9.4 bis 9.6 aufgelistet.

Material	Einheit	Min	Median	Mean	σ	Percentile 90	Max
Kalium (% K)							
Oberboden	% K	<0.01	1.68	1.77	0,85	2.85	5.02
Unterboden	% K	0.022	1.59	1.68	0.79	2.70	5.09
Wasser	$\mu\text{g/l}$	<0.01	1.60	3.07	7.35	6.83	182
Bachsediment	% K	0.042	1.67	1.73	0.72	2.66	4.81
Überflutungssed.	% K	0.091	1.66	1.71	0.73	2.66	4.23
Wörgl	% K	0,0	2,06	2,13	0,76	3,13	6,49
Uran (ppm U)							
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	$\mu\text{g/l}$	<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
Wörgl	ppm U	0,0	1,6	1,7	1,20	3,4	19,1
Thorium (ppm Th)							
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	$\mu\text{g/l}$	<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
Wörgl	ppm Th	0,0	7,5	7,6	3,12	11,8	32,0

Tab. 9.3: Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K, 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 Wörgl eingetragen.

Schichtglied	Stratigraphie	Lithologie	Tektonische Einheit	n	Min	Max	Mittel	Median	Quelle
Bandertone	Quartär	Ton		15	0,61	6,55	2,77	2,42	CZURDA et al. (1983) CZURDA & BERTHA (1984)
Hauptdolomit	O Trias, Norium	Dolomit, z. T. brekziös, selten kalkig, schiefrig	Lechtal- und Allgäudecke	14	0,01	0,20	0,04	0,01	IUL (unpubliziert)
Hauptdolomit	O Trias, Norium	feinkörnige Laminite, z. T. bituminös oder brekzieös	Staufen-Höllengebirge-Decke	22	0,01	0,43	0,11	0,07	BELOCKY et al. (1999)
Hauptdolomit Seefelder Schichten	O Trias, Norium	verschiedene Fazies	Inntaldecke, Lechtaldecke	74	0,03	3,53	0,46	0,30	FRIES (1988)
Hauptdolomit	O Trias, Norium	mittelgraue bis helle laminierte bis massige Dolomite	Drauzug	12	0,03	0,18	0,07	0,06	SLAPANSKY (2004)
Seefelder Schichten	O Trias, M bis O Norium	dunkelgraue bis schwarze laminierte feinschichtige Dolomite	Drauzug	9	0,04	0,59	0,24	0,19	SLAPANSKY (2004)
Nordalpine Raibler Schichten	O Trias, O Karnium	Kalke, z. T. sandig, Rauhwacken, Brekzien, Gips	Lechtal- und Allgäudecke	8	0,01	0,32	0,12	0,08	IUL (unpubliziert)
Nordalpine Raibler Schichten	O Trias, O Karnium	Kalke, Mergelkalke, Dolomite, Tonschiefer, Sandsteine	Staufen-Höllengebirge-Decke	8	0,03	4,98	0,96	0,05	BELOCKY et al. (1999)
Nordalpine Raibler Schichten (Schieferon)	O Trias, O Karnium		Inntaldecke	1			6,01	6,01	CZURDA et al. (1983)
Nordalpine Raibler Schichten (Dolomit)	O Trias, O Karnium		Inntaldecke	1			0,16	0,16	CZURDA et al. (1983)
Wettersteindolomit	M bis O Trias, Ladinium bis U Karnium	Dolomit, dolomitierter Kalk	Staufen-Höllengebirge-Decke	2	0,02	0,03	0,02	0,03	BELOCKY et al. (1999)
Muschelkalkkalk	M Trias, Anisium	Kalke, Tonschiefer	Lechtal- und Allgäudecke	3	0,25	3,01	1,23	0,43	IUL (unpubliziert)
Buntsandstein	U Trias, Olenekium	Sandsteine	Lechtal- und Allgäudecke	5	2,54	4,73	3,85	3,79	IUL (unpubliziert)

Wildschönauer Schiefer	O Ordovizium bis Devon	Schwarzschiefer, Muskowit-Schiefer	Staufen-Höllengebirge-Decke	11	0,79	5,12	2,75	3,07	HIRSCHMANN et al. (1990) SCHRAMM (1974) TARKIAN & GARBE (1988)
Basalte	M bis O Ordovizium / U bis O Devon	Alkalibasalt bis Andesit, Lava, Pillowlava	Staufen-Höllengebirge-Decke	26	0,01	1,55	0,45	0,16	TARKIAN & GARBE (1988) HEINISCH et al. (1988) SCHLAEGEL-BLAUT (1990) BUCHWIESER (1999) SCHAUDER (2002)
Diorite	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	13	0,01	1,83	0,75	0,58	HEINISCH et al. (1988) SCHLAEGEL-BLAUT (1990) SCHAUDER (2002)
Grünschiefer	M bis O Ordovizium / U bis O Devon	massige bis schiefrige Metatuffe bis Metatuffite	Staufen-Höllengebirge-Decke	12	0,02	3,14	1,05	0,81	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Gabbros allgemein	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	46	0,03	3,66	1,08	1,12	POGORIUTSCHNIGG (1997) SCHAUDER (2002) HEINISCH et al. (1988) SCHLAEGEL-BLAUT (1990) BUCHWIESER (1999)
Leukogabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	8	0,37	3,66	1,67	1,49	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Melanogabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	6	1,20	2,57	1,49	1,30	POGORIUTSCHNIGG (1997)
vergrünte Gabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	3	0,03	0,89	0,72	0,10	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Dolerite/doleritische Sills	U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	13	<0,01	1,24	0,54	0,44	HIRSCHMANN et al. (1990) TARKIAN & GARBE (1985)
Lamprophyre	U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	4	0,58	2,79	1,28	0,88	SCHAUDER (2002)
Pyroxenite/Serpentinite	M Ordovizium		Staufen-Höllengebirge-Decke	7	0,01	0,07	0,03	0,02	POGORIUTSCHNIGG (1997) BUCHWIESER (1999) SCHAUDER (2002)
Blasseneck-Porphyröid	M Ordovizium		Staufen-Höllengebirge-Decke	255	0,34	8,92	3,55		HEINISCH (1981)
Kellerjochgneis	U / M Ordovizium	porphyrischer Granitgneis, oft mylonitisch, A-Typ Granit	Koralpe-Wölz-oder Silvretta-Seckau-Deckensystem	15	2,76	4,43	3,69	3,79	TROPPEL et al. (2016)

Tab. 9.4: Ausgewählte Kalium-Analysen (in % K) an Gesteinen des Oberostalpinen Mesozoikums. n...Anzahl der Proben, Min...Minimum, Max...Maximum, Mittel...arithmetischer Mittelwert, Med...Medianwert. IUL (unpubliziert).....Daten des Instituts für Umwelt und Lebensmittelsicherheit Vorarlberg.

Schichtglied	Stratigraphie	Lithologie	Tektonische Einheit	n	Min	Max	Mittel	Median	Quelle
Hauptdolomit	O Trias, Norium	Dolomit, z. T. brekziös, selten kalkig, schiefrig	Lechtal- und Allgäudecke	14	0,6	6,0	3,3	3,0	IUL (unpubliziert)
Hauptdolomit	O Trias, Norium	feinkörnige Laminite, z. T. bituminös oder brekziös	Staufen-Höllengebirge-Decke	22	1	14	9	10	BELOCKY et al. (1999)
Hauptdolomit Seefeldler Schichten	O Trias, Norium	verschiedene Fazies	Inntaldecke, Lechtaldecke	14	3	42	17,5	17	FRIES (1988)
Hauptdolomit	O Trias, Norium	mittelgraue bis helle laminierte bis massige Dolomite	Drauzug	12	6	16	11,8	12,5	SLAPANSKY (2004)
Seefeldler Schichten	O Trias, M bis O Norium	dunkelgraue bis schwarze laminierte feinschichtige Dolomite	Drauzug	9	6	15	10,1	11,0	SLAPANSKY (2004)
Raibler Schichten	O Trias, O Karnium	Kalke, z. T. sandig, Rauhwacken, Brekzien, Gips	Lechtal- und Allgäudecke	8	0,2	4,2	1,4	0,9	IUL (unpubliziert)
Raibler Schichten	O Trias, O Karnium	Kalke, Mergelkalke, Dolomite, Tonschiefer, Sandsteine	Staufen-Höllengebirge-Decke	8	2	12	6	7	BELOCKY et al. (1999)
Wettersteindolomit	M bis O Trias, Ladinium bis U Karnium	Dolomit, dolomitierter Kalk	Staufen-Höllengebirge-Decke	2	0,6	6	3,3	3,0	BELOCKY et al. (1999)
Muschelkalkkalk	M Trias, Anisium	Kalke, Tonschiefer	Lechtal- und Allgäudecke	3	0,5	1,5	1,1	1,4	IUL (unpubliziert)
Buntsandstein	U Trias, Olenekium	Sandsteine	Lechtal- und Allgäudecke	5	1,5	2,6	1,9	1,7	IUL (unpubliziert)
Wildschönauer Schiefer	O Ordovizium bis Devon	Schwarzschiefer, Mu-Schiefer	Staufen-Höllengebirge-Decke	7	0,6	30	17	17	HIRSCHMANN et al. (1990) LEBLHUBER (2000)
Dolomite der GWZ	Devon	helle bis dunkle Dolomite, mineralisiert	Staufen-Höllengebirge-Decke	7	0,3	12,0	3,9	3,0	LEBLHUBER (2000)
Basalte	M bis O Ordovizium / U bis O Devon	Alkalibasalt bis Andesit, Lava, Pillowlava	Staufen-Höllengebirge-Decke	18	0,3	4,0	1,0	0,5	BUCHWIESER (1999) SCHAUDER (2002) STEINER (2011)

Diorite	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	5	0,7	1,9	1,2	0,9	SCHAUDER (2002)
Grünschiefer	M bis O Ordovizium / U bis O Devon	massige bis schiefrige Metatuffe bis Metatuffite	Staufen-Höllengebirge-Decke	14	0,6	3,2	1,7	1,6	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Gabbros allgemein	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	32	0,1	3,6	0,9	0,7	POGORIUTSCHNIGG (1997) SCHAUDER (2002) BUCHWIESER (1999)
Leukogabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	9	0,1	1,1	0,6	0,6	POGORIUTSCHNIGG (1997)
mesokrate Ggabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	6	0,5	1,4	1,0	1,0	POGORIUTSCHNIGG (1997)
vergrünte Gabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	3	0,1	1,0	0,8	0,3	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Lamprophyre	U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge-Decke	2	0,7	1,9	1,3	1,3	SCHAUDER (2002)
Pyroxenite/Serpentinite	M Ordovizium		Staufen-Höllengebirge-Decke	1	0,1	0,1	0,1	0,1	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Kellerjochgneis	U / M Ordovizium	porphyrischer Granitgneis, oft mylonitisch, A-Typ Granit	Koralpe-Wölz-oder Silvretta-Seckau-Deckensystem	15	2,4	5,2	3,5	3,3	TROPPEL et al. (2016)

Tab. 9.5: Ausgewählte Uran-Analysen (ppm U) an Gesteinen des Oberostalpinen Mesozoikums. n...Anzahl der Proben, Min...Minimum, Max...Maximum, Mittel...arithmetischer Mittelwert, Med...Medianwert. IUL (unpubliziert)....Daten des Instituts für Umwelt und Lebensmittelsicherheit Vorarlberg.

Schichtglied	Stratigraphie	Lithologie	Tektonische Einheit	n	Min	Max	Mittel	Median	Quelle
Hauptdolomit	O Trias, Norium	Dolomit, z. T. brekziös, selten kalkig, schiefrig	Lechtal- und Allgäudecke	14	2	5	2,5	2,0	IUL (unpubliziert)
Hauptdolomit	O Trias, Norium	feinkörnige Laminite, z. T. bituminös oder brekzieös	Staufen-Höllengebirge-Decke	5	6	8	7	8	BELOCKY et al. (1999)
Hauptdolomit	O Trias, Norium	mittelgraue bis helle laminierte bis massige Dolomite	Drauzug	12	5	8	6,5	6,5	SLAPANSKY (2004)
Seefeldler Schichten	O Trias, M bis O Norium	dunkelgraue bis schwarze laminierte feinschichtige Dolomite	Drauzug	9	6	8	7,0	7,0	SLAPANSKY (2004)
Raibler Schichten	O Trias, O Karnium	Kalke, z. T. sandig, Rauhacken, Brekzien, Gips	Lechtal- und Allgäudecke	8	2	5	2,9	2,0	IUL (unpubliziert)
Raibler Schichten	O Trias, O Karnium	Kalke, Mergelkalke, Dolomite, Tonschiefer, Sandsteine	Staufen-Höllengebirge-Decke	5	0	13	1	4	BELOCKY et al. (1999)
Wettersteindolomit	M bis O Trias, Ladinium bis U Karnium	Dolomit, dolomitisierter Kalk	Staufen-Höllengebirge-Decke	2	0,2	0,3	0,2	0,3	BELOCKY et al. (1999)
Muschelkalkkalk	M Trias, Anisium	Kalke, Tonschiefer	Lechtal- und Allgäudecke	3	2	2	2	2	IUL (unpubliziert)
Buntsandstein	U Trias, Olenekium	Sandsteine	Lechtal- und Allgäudecke	5	10	25	14,6	14,0	IUL (unpubliziert)
Wildschönauer Schiefer	O Ordovizium bis Devon	Schwarzschiefer, Mu-Schiefer	Staufen-Höllengebirge- Decke	7	6	25	13	11	HIRSCHMANN et al. (1990) LEBLHUBER (2000)
Dolomite der GWZ	Devon	helle bis dunkle Dolomite, mineralisiert	Staufen-Höllengebirge- Decke	7	0,3	4,5	2,2	1,6	LEBLHUBER (2000)
Basalte	M bis O Ordovizium / U bis O Devon	Alkalibasalt bis Andesit, Lava, Pillowlava	Staufen-Höllengebirge- Decke	32	0,3	20	5	4	HEINISCH et al. (1988) SCHLAEGEL-BLAUT (1990) BUCHWIESER (1999) SCHAUDER (2002)

Diorite	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge- Decke	8	3	9	6	7	HEINISCH et al. (1988) SCHLAEGEL-BLAUT (1990) SCHAUDER (2002)
Grünschiefer	M bis O Ordovizium / U bis O Devon	massige bis schiefrige Metatuffe bis Metatuffite	Staufen-Höllengebirge- Decke	14	4	16	9	9	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Gabbros allgemein	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge- Decke	35	0,2	42	5	4	POGORIUTSCHNIGG (1997) SCHAUDER (2002) HEINISCH et al. (1988) SCHLAEGEL-BLAUT (1990) BUCHWIESER (1999)
Leukogabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge- Decke	9	0,4	6	3	4	POGORIUTSCHNIGG (1997)
mesokrate Gabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge- Decke	7	3	8	5	5	POGORIUTSCHNIGG (1997)
vergrünte Gabbros	M bis O Ordovizium / U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge- Decke	3	1	5	6	2	POGORIUTSCHNIGG (1997)
Lamprophyre	U bis O Devon		Staufen-Höllengebirge- Decke	2	7,0	7,2	7,1	7,1	SCHAUDER (2002)
Kellerjochgneis	U / M Ordovizium	porphyrischer Granitgneis, oft mylonitisch, A-Typ Granit	Koralpe-Wölz-oder Silvretta-Seckau-Deckensystem	15	17,7	32,7	24,1	24,0	TROPPEL et al. (2016)

Tab. 9.6: Ausgewählte Thorium-Analysen (ppm Th) an Gesteinen des Oberostalpinen Mesozoikums. n...Anzahl der Proben, Min...Minimum, Max...Maximum, Mittel...arithmetischer Mittelwert, Med...Medianwert. IUL (unpubliziert).....Daten des Instituts für Umwelt und Lebensmittelsicherheit Vorarlberg.

9.3 Ergebnisse und Interpretation

9.3.1 Interpretation im Überblick

In der Tab. 9.7 sind einige statistische Parameter für die einzelnen Elemente 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. Quartil	1,63	0,8	5,6	47
Median	2,06	1,6	7,5	58
Mittelwert	2,13	1,7	7,6	59
Standardabweichung	0,76	1,20	3,12	18
3. Quartil	2,57	2,4	9,5	70
Perzentil 90	3,13	3,4	11,8	83
Maximum	6,49	19	32,0	149

Tab. 9.7: Statistische Parameter der Verteilungen von Kalium, Uran und Thorium sowie der daraus errechneten Dosisleistung im gesamten Messgebiet Wörgl.

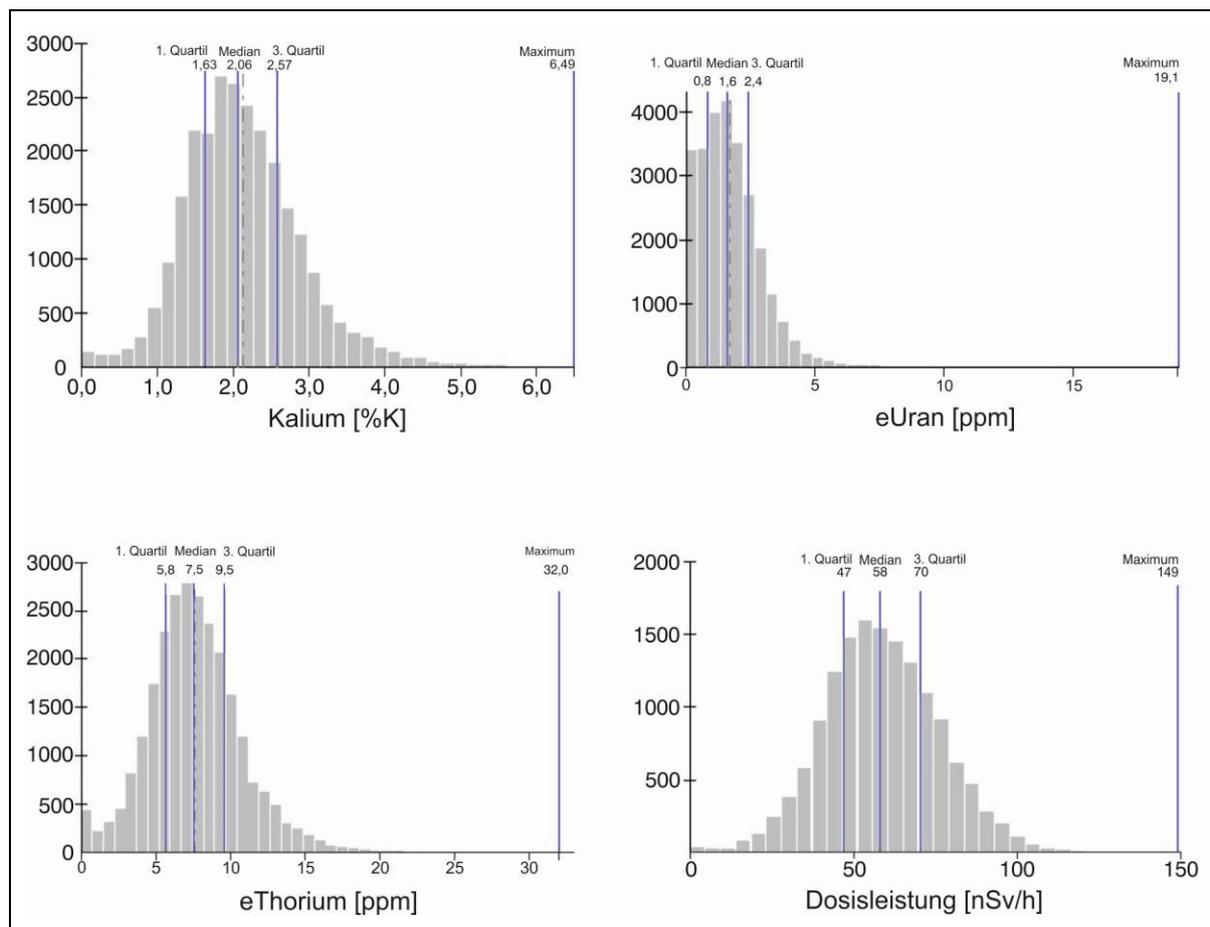


Abb. 9.1: Verteilungskurven der Elementäquivalente (% K, ppm eU und ppm eTh) und der Gesamtdosisleistung (nSv/h).

Die Ergebnisse für die einzelnen Elemente sind als Karten der Verteilung von Kalium (% K), eUran (ppm U) und eThorium (ppm Th) in den Abbildungen Abb. 9.4, 9.6 und 9.8, und als Mittelwerte der geologischen Einheiten, bezogen auf Polygone der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), in den Karten Abb. 9.5, 9.7 und 9.9 veranschaulicht. In den Tabellen 9.7 bis 9.20 sind die Ergebnisse statistischer Auswertungen zusammengefasst.

Die Einzelergebnisse für die Elemente Kalium, eUran und eThorium wurden mittels GIS Abfrage (GIS Werkzeug „Zonale Statistik“) mit den geologischen Einheiten, die in der digitalen geologischen Karte von Salzburg 1: 200.000 (PESTAL et al., 2005) sowie der Geofast Karte ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger (KREUSS, 2008a) definiert sind, verschnitten. Somit können den geologischen Einheiten die entsprechenden Mittelwerte des K- eU- und eTh-Gehaltes aus der Auswertung der Aero-Gamma-spektroskopie zugeordnet werden. Die Berechnung und Darstellung ist in den Karten stets auf einzelne Polygone bezogen, sodass im GIS der Mittelwert der Elementgehalte von K, U und Th jedes Polygons abgelesen werden kann.

Die Elementverteilungen für die jeweils gesamte geologische Einheit sind als Tabellen in Form der statistischen Parameter „Anzahl der Messpunkte“, „Flächen der definierten Zonen“, „Minimum“, „Maximum“, „Wertebereich“, „Mittelwert“ und „Standardabweichung“ beschrieben.

Pro Messpunkt wird eine Fläche mit einem Radius von etwa 200 m erfasst (90% der Gesamtstrahlung), wobei der Zentralbereich mit einem Radius von 80 m den wesentlichsten Beitrag zu den Zählraten liefert (50% der Gesamtstrahlung). Ist die betrachtete geologische Zone also so groß, dass genügend Grid-Punkte innerhalb dieser liegen und genügend Grid-Punkte mindestens 80 m von jeder anderen geologischen Zone entfernt sind, kann der errechnete Mittelwert als hinreichend genau angesehen werden. Aus diesem Grund sind die Werte für diejenigen Gesteinseinheiten, die nur in kleinen Flächen vorkommen, mit Vorsicht zu interpretieren.

Aus der Standardabweichung kann nur eingeschränkt auf die interne Homogenität einer geologischen Einheit geschlossen werden, da andere Faktoren wie Verwitterungsgrad, Bodenbildung, lokale Überlagerung mit Fremdmaterial (z. B. Schutt von benachbarten Einheiten) oder Überdeckung mit Moränenstreu die Werte beeinflussen können. Fremdschutt und Moränenstreu sind auf üblichen geologischen Karten nicht oder nur dann dargestellt sind, wenn sie sehr massiv sind.

Für eine detaillierte Interpretation, die etwa anhand eines Kartenmaßstabes 1:50.000 möglich ist, ist oft eine Kenntnis der Geländesituation unabdingbar.

9.3.2 Kalium

Die flächige Verteilung des Kaliums im Messgebiet Wörgl ist in den Karten Abb. 9.4 und 9.5 dargestellt. Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 1,63 und 2,57 % K, der Median ist 2,06, der arithmetische Mittelwert 2,13. Das Maximum liegt bei 6,49, allerdings sind 90 % der Messwerte kleiner als 3,13 % K.

Den flächenmäßig weitaus größten Bereich des aeroradiometrisch ausgewerteten Areals im Messgebiet Wörgl nehmen die „Wildschönauer Schiefer“ i. w. S. ein. Dazu sind in diesem Gebiet neben Schattberg-, Löhnersbach- und Jausern-Formation auch die in der geologischen Übersichtskarte als Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex zusammengefassten Schieferserien zu zählen, die nach neueren Kartierungen als Teil der Grauwackenzone (Uttendorfer Schuppenzone) aufgefasst werden (siehe Kapitel 6.1). Innerhalb der Schichtfolge der Grauwackenzone sind noch die basischen Vulkanite, der Blasseneck-Porphyr und die Spielbergdolomit-Gruppe in nennenswerter Verbreitung vorhanden.

Die „Wildschönauer Schiefer“ sind als Fläche mit leicht erhöhtem K-Gehalt erkennbar. Sie weisen Maximalwerte von >6% K auf, allerdings auch einen sehr hohen Streubereich der Werte. Innerhalb dieser paläozoischen Schieferserien ergibt sich aus den vorliegenden Daten ein Trend zu leicht höheren K-Gehalten gegen S und SW. Dies wird durch die Ergebnisse der aeroradiometrischen Vermessung des Messgebiets Kitzbühel (SEIBERL et al., 1993) bestätigt, die leicht erhöhte K-Werte für etwa 5 km gegen S über das Messgebiet Wörgl hinaus belegen.

Abgesehen von einer eventuellen Variation aufgrund lithologischer Kriterien könnten Ursachen für die Schwankungen der Messwerte in einer Bedeckung des Anstehenden durch unterschiedliche Vegetation oder durch geologisches Material anderer Zusammensetzung (Schutt oder Moränenmaterial) zu suchen sein. Auch unterschiedliche Bodenfeuchte kann hier eine Rolle spielen. Im Gebiet zwischen Kelchsau- und Windautal ist aus der Abb. 9.4 ersichtlich, dass hier geometrische Effekte die Radiometriemessungen beeinflussen. In engen Tälern und Rinnen ist die Gammastrahlung verstärkt, an Graten ist sie abgeschwächt. Das erklärt sich aus der Abweichung von einer Halbraumsituation (2π -Geometrie) wobei die Messwerte in V-Tälern ($>2\pi$) um etwa 50 % erhöht, an Graten ($<2\pi$) mit etwa 40° steilen Flanke um 50 % erniedrigt sein können (MILSOM, 1989). Dem entsprechend folgt auch ein lokales Minimum genau dem Hauptkamm zwischen Windau- und Kelchsautal. In aktiven Rinnen spielt für eine Erhöhung der Messwerte wahrscheinlich auch die Erosion eine Rolle, durch die die Bodendecke aufgerissen und eventuell bereichsweise gänzlich abgetragen werden kann, sodass frischer Schutt an die Oberfläche tritt, und eine Dämpfung durch feuchten Boden und Vegetation wegfällt.

Bei den „Karbonatgesteinen des Silur und Unterdevon“, die, bezogen auf die Legendenausscheidung der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000, den höchsten Mittelwert im K-Gehalt aufweisen (Tab. 9.10), handelt es sich hier um eine

Wechselfolge von schwarzen, gebankten Dolomiten mit Lyditen, Schwarzschiefern und grauen Tonschiefern, die direkt unter dem Blasseneck-Porphyr und in diesen eingeschaltet auftritt (KREUSS, 1998b). Der hohe Mittelwert der K-Gehalte könnte sich somit aus einem lokal hohen Anteil der Schwarz- und Tonschiefer dieser Serie erklären oder aber auch durch am Hang abgeglittenes K-reiches Porphyroidschuttmaterial. Es liegen allerdings nur relativ wenige Messpunkte vor, wodurch die Serie in ihrer Gesamtheit möglicherweise nicht hinreichend erfasst ist. Auch die Spielbergdolomit-Gruppe weist als Mittelwert vergleichsweise einen hohen K-Gehalt auf, was die paläozoischen Karbonatfolgen in deutlichen Gegensatz zu den triassischen stellt. Dies erklärt sich aus der eher bunt zusammengesetzten Lithologie dieser Einheiten, während die hier erfassten Serien der Trias lithologisch wesentlich homogener und bis auf die Reichenhall-Formation und die Nordalpinen Raibler Schichten weitgehend frei von siliziklastischen Einflüssen sind.

Die Zuordnung der K-Verteilung zu den in der Geofast-Karte 1:50.000 Neukirchen am Großvenediger ausgeschiedenen geologischen Einheiten (Tab. 9.17) zeigt ein sehr ähnliches Bild. Die paläozoischen siliziklastischen Sedimente wie auch die paläozoischen karbonatischen Schichtglieder weisen die höchsten K-Gehalte auf. Dabei haben die Karbonatserien z. T. höhere Werte als quarzreiche Siliziklastika, was auf die lithologisch bunte Zusammensetzung der Karbonatabfolgen mit vielfach beträchtlichem Tonschieferanteil zurückzuführen sein dürfte. Da bei einzelnen Schichtgliedern die jeweils erfassten Flächen z. T. recht klein sind, sollten die ermittelten Elementgehalte allerdings mit Vorsicht interpretiert werden.

Hohe Kaliumwerte finden sich im Blasseneck-Porphyr (Max 6,35%, Mittel 2,78 % K), allerdings auch hier mit sehr hohem Streuen. Von HEINISCH (1981) wurden umfangreiche geochemische Analysen an Porphyroiden der Ost- und Südalpen, u. A. auch der Grauwackenzone, durchgeführt. Die Kaliumgehalte von sämtlichen Analysen sind in Tab. 9.8 angeführt. Im Extremfall können die Porphyroide bis zu 10 % K₂O enthalten.

	Mittelwert	Standardabw.	Minimum	Maximum
% K ₂ O	4,28	1,85	0,41	10,74
% K	3,55	1,54	0,34	8,92

Tab. 9.8: Kaliumgehalte von Porphyroiden der Ost- und Südalpen, Anzahl der Proben n=255, aus HEINISCH (1981).

Ein Histogramm der Verteilung der K-Gehalte des Blasseneck-Porphyr der westlichen Grauwackenzone nach HEINISCH (1981) zeigt die Abb. 9.3. Die Kaliumwerte weisen eine linksschiefe Verteilung mit einem deutlichen Maximum bei etwa 3,5 - 4 % K und mehreren Nebenmaxima auf. Die Porphyroide im Raum von Kitzbühel, zu dem auch das Untersuchungsgebiet zählt, zeigen ein breites Streuen der Kaliumgehalte mit einem deutlichen Anteil an kaliumbetonten Typen (HEINISCH, 1981).

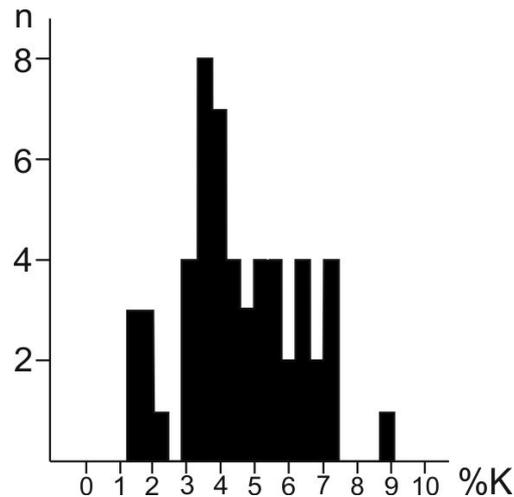


Abb. 9.3: Kalium-Gehalte (in % K) von Blasseneck-Porphyroiden der westlichen Grauwackenzone (n=54), nach HEINISCH (1981), umgerechnet und umgezeichnet.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Blasseneck-Porphyroids im Messgebiet liegt im Bereich Nachtsöllberg - Fleiding – Gampenkogel, wo er Gipfel und Grate aufbaut. Sehr auffällig sind hier einzelne fleckig verteilte Maxima innerhalb dieses Bereichs. Beim Vergleich mit Satellitenbildern (World Imagery in ArcGis) zeigt sich, dass die Maxima immer dort auftreten, wo Wald steht während die Almbereiche geringere Werte aufweisen. Dies ist genau das Gegenteil der allgemein gängigen Situation, wo üblicherweise eine Dämpfung der Radiometriewerte durch Waldbedeckung zu beobachten ist. Ein Erklärungsversuch wäre, dass in den Waldarealen überwiegend Porphyroidschutt mit höherem K-Gehalt auftritt während Flächen mit teilweiser Moränenbedeckung mit geringerem K-Gehalt fruchtbarere Böden bilden, die bevorzugt als Almweide genutzt werden. Das müsste allerdings noch im Gelände verifiziert werden.

Die basischen Magmatite der Grauwackenzone zeigen geringere K-Gehalte, wie zu erwarten ist, trotzdem sind die Werte im Vergleich zu chemischen Analysen (vergl. Tab. 9.10 und 9.17 mit Tab. 9.2 und 9.4) immer noch relativ hoch. Das folgt daraus, dass es sich bei aeroradiometrischen Messwerten nicht um Punktwerte handelt, wodurch eine lithologische Vielfalt im größeren Maßstab nicht auflösbar ist.

Größere Flächen umfassen in den z. T. recht breiten Talböden des Messgebiets die eiszeitlichen Ablagerungen, vor allem Eisrandsedimente und Grund- und Endmoränen sowie rezente bis subrezente Ablagerungen, vor allem Schwemm- und Murenkegel und Talalluvionen. In Kartenbild sind alluviale Sedimente anhand des höheren K-Gehalts von den Moränenablagerungen mit niedrigerem Kalium oft deutlich abgegrenzt.

Die Eisrandablagerungen weisen in der Talfurche von Söll bis Going recht variable K-Gehalte zwischen 1,43 und 2,60 % K auf, was möglicherweise durch unterschiedlich zusammengesetzten Lokalschutt erklärbar ist. Im Falle des Eisrandkörpers etwa 1 km WSW Söll liegt aber wahrscheinlich eine ungenaue Abgrenzung des Polygons in der Karte vor, wodurch Talalluvionen mit höherem K-Gehalt im Bereich der Abgrenzung

des pleistozänen Sedimentkörpers liegen. Die K-Werte der Grundmoräne desselben Bereichs sind erkennbar niedriger und bewegen sich zwischen 1,12 und 2,03 % K.

Im hinteren Kelchsautal und im hinteren Windautal weisen die Eisrandsedimente höhere K-Gehalte auf als im Brixental und im Tal zwischen Söll und Going. Dies geht wahrscheinlich auf die Dominanz von lokalem Material von „Wildschönauer Schiefen“ mit höheren K-Gehalten zurück. Die Moränen haben auch hier geringere K-Gehalte als die Eisrandablagerungen. Bemerkenswert erscheinen hier die sehr unterschiedlichen Werte in einzelnen Hangschuttkörpern (2,04 bis 3,16 % K) sowie der hohe Wert von 2,7 % K in der Moräne E der Kinzlinger Alm (1165 m). Dieser ergibt sich durch eine einzige Stelle mit max. 6,5 % K im Randbereich des Polygons der Moräne, der Rest hat die üblichen niedrigen Werte. Auch den Hangschutt betreffend zeigt sich hier die Wichtigkeit der exakten Abgrenzung der Polygone. Die Geofast-Karte 1:50.000 (KREUSS, 2008a) ist in dieser Hinsicht wesentlich detaillierter als die Geologische Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) und auch in dieser zeigt sich ein beträchtliches Streuen der K-Werte innerhalb der als „Moränenstreu mit Hangschutt“ bezeichneten Signatur zwischen 1,49 und 3,19 % K. Eine Detailinterpretation kann hier nur aus Kenntnis der Geländegegebenheiten erfolgen.

In der kalkalpinen Schichtfolge besitzen nur die Gröden-Prebichl-Formation im Brixental und in der Talfurche von Söll – Ellmau sowie der Hauptdolomit der Deckscholle des Gaisbergs größere flächige Verbreitung. Das klastische Permoskyth der Kalkalpenbasis weist aufgrund des relativen Quarzreichtums geringere durchschnittliche K-Gehalte auf. Es treten aber doch Maximalwerte von > 4 bzw. > 5 % K auf. Dies ist durch variablen Glimmergehalt bedingt, lokal könnte auch detritischer Kalifeldspat eine Rolle spielen. Das starke Streuen der Werte in der Gröden-Formation zeigt die im Vergleich zum homogeneren Buntsandstein deutlich höhere lithologische Variabilität. Am niedrigsten sind die Werte in den Kalken und Dolomiten der Trias der Kalkalpen. Der Hauptdolomit des Gaisberges tritt auch im Kartenbild als K-Minimum deutlich hervor.

Der „Geochemical Atlas of Europe“ gibt für den Bereich des Untersuchungsgebiets Wörgl K-Gehalte von 1,22 - 1,41 % K (stream sediment) und 0,95 - 1,19 % K (floodplain) an, für Böden hingegen Werte von 1,88 - 2,13 % K (topsoil) und 1,99 - 2,31 % K (subsoil) an.

Im Geochemischen Atlas von Österreich ergeben sich aus der Bachsedimentgeochemie (< 0,18 mm) für die Serien der Grauwackenzone Werte von vielfach > 3 % K, z. T. auch > 4 % (Abb. 9.18). Diese sind deutlich höher als die radiometrisch gemessenen Werte (Tab. 9.4 und 9.10).

In der kalkalpinen Schichtfolge sind die K-Gehalte der Bachsedimentgeochemie (< 0,18 mm) (THALMANN, 1989b) zumeist < 1 % K (PIRKL et al., 2015), was gut mit den Radiometriewerten übereinstimmt.

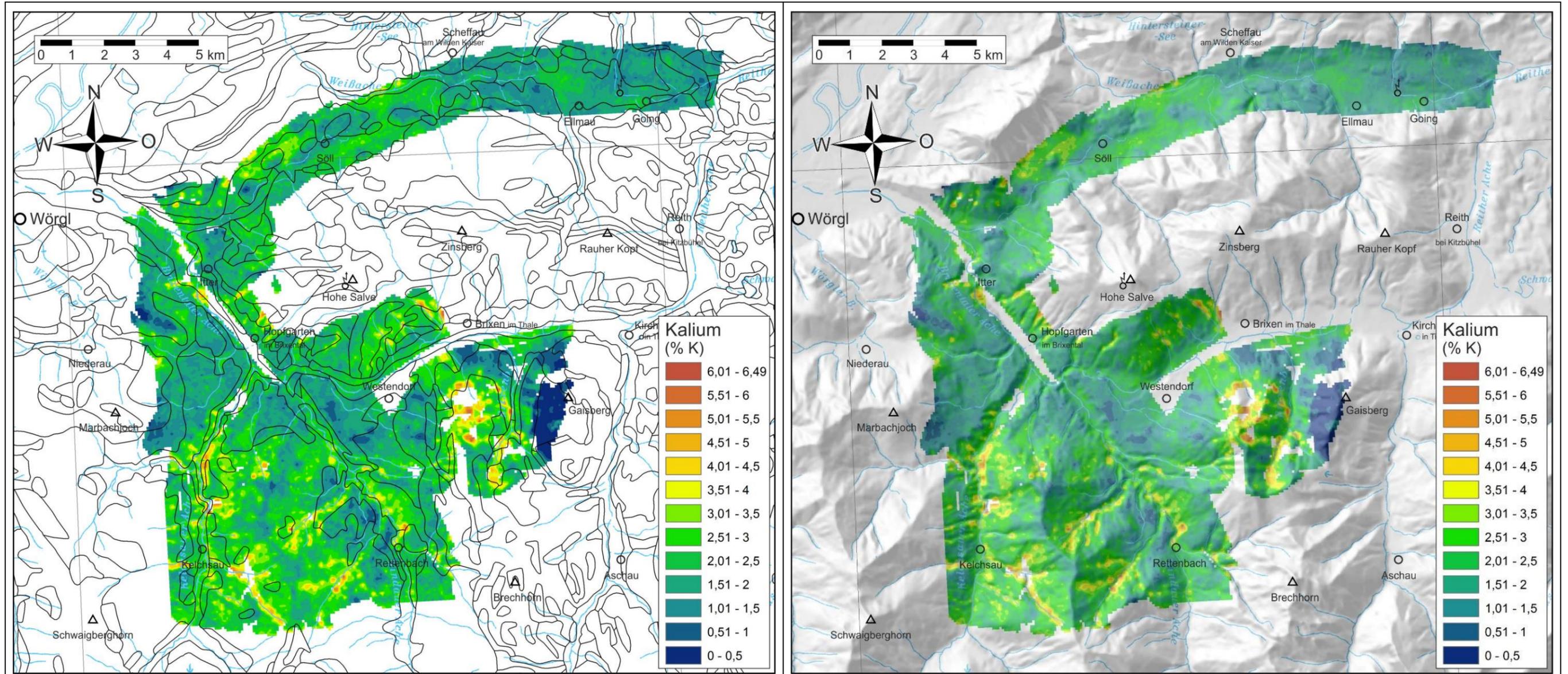


Abb. 9.4: Karte der Kaliumgehalte (% K) der Aeroradiometrie. Es sind die wichtigsten Gewässer und Ortschaften eingetragen sowie links die geologischen Grenzen der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), rechts das Relief aus AMap Fly.

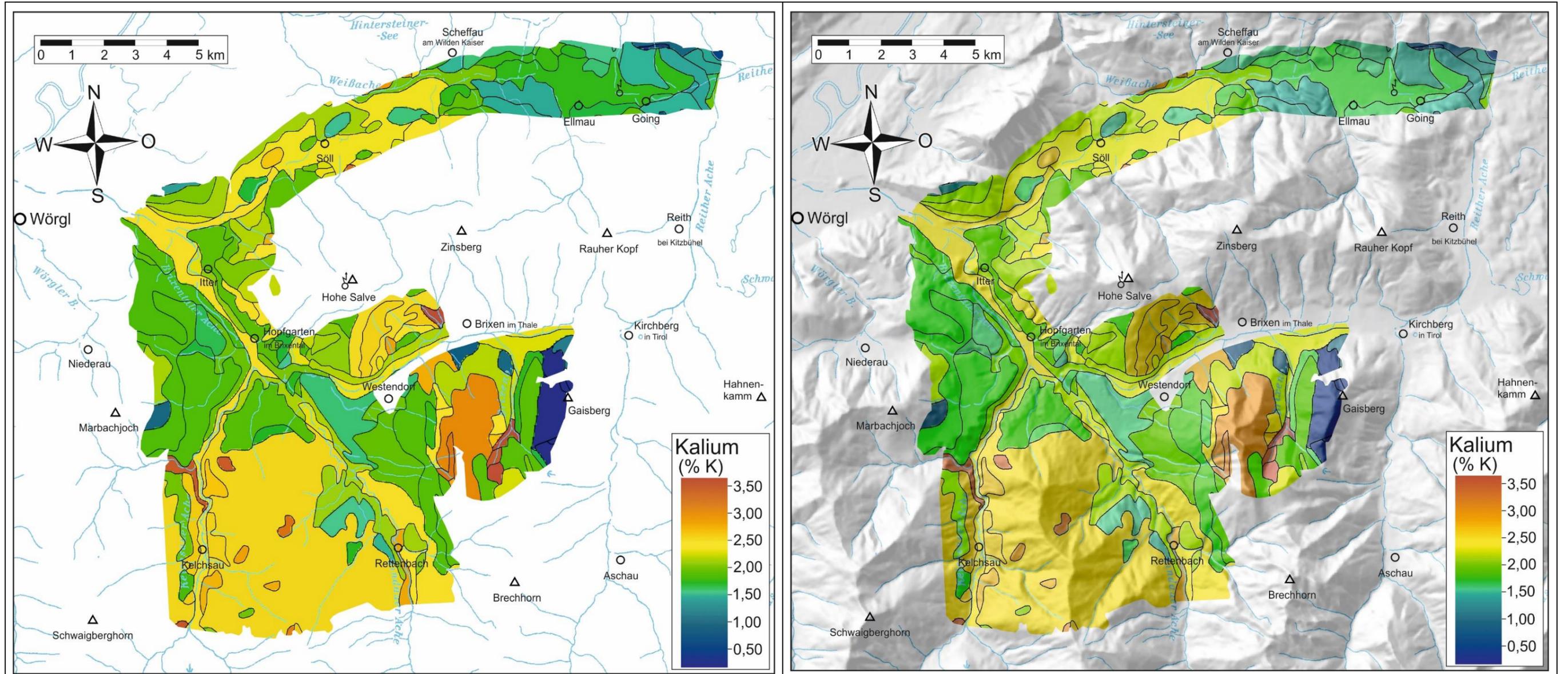


Abb. 9.5: Die Mittelwerte des Kaliums bezogen auf die Abgrenzungen der Gesteinsformationen nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005). Die Mittelwerte beziehen sich auf das jeweilige Polygon, sodass einzelne Polygone desselben Gesteins unterschiedliche Werte haben können. Die Mittelwerte der Gesteinsformationen sind in Tabelle 9.10 angegeben.

9.3.3 Uran

Die Verteilung des Urans im Messgebiet Wörgl ist in den Abb. 9.6 und 9.7 dargestellt. Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 0,8 und 2,4 ppm U (Mittelwert 1,7, Median 1,6 und Maximum 19 ppm U). Der Wert des Maximums mit 19 ppm liegt allerdings deutlich abseits der tatsächlichen Verteilung, in der 90 % der Werte kleiner als 3,4 ppm U sind.

Werte der Urankonzentrationen der Oberkruste werden in der Literatur mit 3,6 ppm (WEDEPOHL, 1981) respektive mit 2,8 ppm U (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) angegeben, was deutlich über den meisten hier ermittelten Mittelwerten liegt. Auch im Vergleich mit gesamteuropäischen Durchschnittswerten für Bachsedimente und Böden (Tab. 9.3) sind die Werte recht niedrig.

Die Mittelwerte liegen für die in der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 definierten Einheiten (Tab. 9.9) in einem engen Bereich zwischen 1,4 und 2,2 ppm U, außerhalb liegen nur die Werte des Wettersteindolomits (0,8 ppm U) und des Hauptdolomits (4,3 ppm U). Die Uranverteilung bietet ein einförmiges, fleckiges Muster, das keine nähere Interpretation zulässt. Die einzige Ausnahme bildet der Hauptdolomit des Gaisberg S Kirchberg i. T. mit seiner positiven U-Anomalie. Dieses U-Maximum setzt sich durch den überwiegend aus Hauptdolomit bestehenden Hangschutt bis in die Talalluvionen fort.

Die im Zuge aeroradiometrischer Untersuchungen (SEIBERL et al., 1993) entdeckte Urananomalie des Gaisbergs wurde im Rahmen von ÜLG-28 bodenradiometrisch und geochemisch näher untersucht (BELOCKY et al., 1998, 1999a und 1999b). Generell wurde dabei eine gute Übereinstimmung zwischen aero- und bodenradiometrisch gemessenen Werten festgestellt. Es zeigte sich allerdings, dass die Verteilung der Radiometrie besser mit den geologischen Karten von MALZER (1964) und MOSTLER et al. (1986) zusammenpassen würde, als mit der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005).

Uran-Anomalie am Gaisberg (Kirchberg/Tirol)

Im Rahmen von ÜLG-28 durchgeführte bodengeophysikalische und geochemische Untersuchungen (BELOCKY et al., 1998, 1999a) erbrachten weitere Details zur Anomalie und ihren Ursachen, die zusammengefasst in BELOCKY et al. (1999b) publiziert wurden. Die erhöhten U-Gehalte konnten eindeutig dem Hauptdolomit als alleinigem Träger des U zugeordnet werden. Chemische Gesamtgesteinsanalysen des Hauptdolomits erbrachten bis zu 13 ppm U. In einer Bodenprobe (dünnere Almboden über Hauptdolomit) wurden sogar 21 ppm U gemessen.

Die Korrelationsanalyse der geochemischen Daten des Hauptdolomits belegt ein gute Korrelation der in den siliziklastischen Anteilen der Karbonate enthaltenen Haupt- und Spurenelemente (K, Al, Fe, Mn, Co, Rb, Th), was als Ausdruck eines wechselnden Anteils an detritärem siliziklastischem Material interpretiert werden kann. U weist eine schwache positive Korrelation mit Vanadium auf. Mittels Faktorenanalyse lässt sich

die geochemische Elementassoziation des bituminösen Hauptdolomits auf drei voneinander unabhängige Einflussgrößen reduzieren: den siliziklastischen Anteil (Faktor 1), den karbonatischen Anteil (Faktor 2) und den Uran/Nickel/Vanadium-Anteil (Faktor 3), welcher keine direkte geochemische Beziehung zu den beiden anderen Faktoren aufweist. Mikrosondenanalysen zur Identifizierung von Trägermineralen des U brachten keine zur Erklärung der Anomalie verwertbaren Ergebnisse. Es wurden nur wenige Körnchen von U-führenden Ti-Mineralen, am ehesten Betafit oder Brannerit, gefunden, jedenfalls zu wenig, um die gemessenen U-Gehalte zu erklären.

Im Falle des bituminösen Hauptdolomits vom Gaisberg kann im Vergleich mit anderen Vorkommen von bituminösem Hauptdolomit vermutet werden, dass die Ausfällung der Spurenelemente U und V primär durch die lokale Verfügbarkeit von U- bzw. V-haltigen Lösungen kontrolliert war, wodurch die unterschiedlichen Gehalte dieser Elemente unabhängig vom Gehalt an organischer Substanz zu erklären wären (BELOCKY et al., 1999b). Nach LANDIS (1996) erfolgt die Bindung von U an organische Substanz auch aus hochverdünnten Lösungen im ppb-Bereich. Die Bindung ist ein reversibler Kationenaustauschprozess mit einem geochemischen Anreicherungsfaktor im Bereich von 10.000:1.

Die Interpretation der geochemischen Untersuchungen deutet am ehesten auf eine Bindung des Uran an die organische Substanz des Hauptdolomits hin (BELOCKY et al., 1999b).

Am Gipfelgrat des Gaisbergs finden sich Pixelwerte von bis zu 19 ppm U, was gut mit den durch chemische Analysen des Hauptdolomits ermittelten U-Gehalten (8,5 bis 13,5 ppm U, BELOCKY et al., 1999b) übereinstimmt. Der Durchschnittswert für das Polygon des Hauptdolomits in den geologischen Karten (sowohl 1:200.000 wie 1:50.000) beträgt 4,3 ppm U. Das U-Maximum am Gaisberg der 1988 und 1990 durchgeführten aerogeophysikalischen Vermessung Kitzbühel umfasst durch Kriging ermittelte Werte von 6 bis 20 ppm U (SEIBERL et al., 1993, U-Werte nachträglich von G. Oberlercher aus cps-Angaben errechnet).

Leicht erhöhte U-Gehalte treten auch am N Rand des Messgebietes nördlich der Talfurche von Scheffau – Ellmau – Going auf, der von Gesteinen des Alpenen Verrucano (Gröden-Formation, 2,8 ppm U) gesäumt ist (Abb. 9.7). In diesen permischen siliziklastischen Sedimenten treten etwa 1 bis 2 km außerhalb des Messgebiets Uranmineralisationen am Gaisberg (NW Scheffau) und im Tal des Wörglbaches auf (SCHULZ, 1997; WEBER, 1997 [Beilagen]; IRIS online). Östlich Scheffau weisen auch die lokalen Moränen leicht erhöhte U-Gehalte auf (2,1 ppm U).

Einzelne der kleinen Bereiche mit höheren Werten, die in der Nähe von Bächen liegen, könnten durch frische Aufschlüsse aufgrund von Erosion bedingt sein, es ist dies beim U allerdings nicht so deutlich, wie es oben für K beschrieben wurde.

Für den Großteil der geologischen Einheiten im Messgebiet Wörgl liegen die Mittelwerte des U im relativ engen Bereich zwischen 1,4 und 2,2 ppm U. Höhere

Maximalwerte finden sich in den Siliziklastika des Paläozoikums, in der Gröden-Formation und in rezenten Alluvionen. Im Moränenmaterial sind die Werte eher niedrig, in Eisrandsedimenten sind sie sehr variabel. In dem von Schwemm- und Murenkegeln dominierten Talboden zwischen Söll und Going sind die U-Werte geringer als in Arealen, die als rezente Flussablagerungen und Auenstufe kartiert wurden, was möglicherweise ein Effekt der Korngröße sein könnte.

Der weitaus niedrigste U-Gehalt mit einem Mittelwert von 0,8 ppm U findet sich im Wettersteindolomit.

Anthropogene Ablagerungen sind im Messgebiet nur an zwei Stellen kartiert: Aufschüttung einer Schipiste zwischen Hönningerscharte und Fleiding (3,8 km SE Westendorf) und Sandgruben der Brixentaler Sand- und Kieswerke Markus Schermer e.U. SE Brixen im Thale. Letztere sind offenbar hauptsächlich im Schutt des Hauptdolomits angelegt, was die vergleichsweise hohen Uranwerte von 3,9 ppm U erklärt.

Im Geochemical Atlas of Europe sind für den Untersuchungsbereich U-Gehalte zwischen 1 und 2 ppm U (stream sediment und floodplain) verzeichnet, für Böden (topsoil) hingegen 2,8 bis 3,3 ppm U. Im Geochemischen Atlas von Österreich (THALMANN, 1989a) liegen die U-Werte aus der Bachsedimentgeochemie (< 0,18 mm) für die Serien der Grauwackenzone großteils zwischen 5 und 8 ppm U (Abb. 9.19). Diese sind wesentlich höher als die radiometrisch gemessenen Werte (Tab. 9.4 und 9.10).

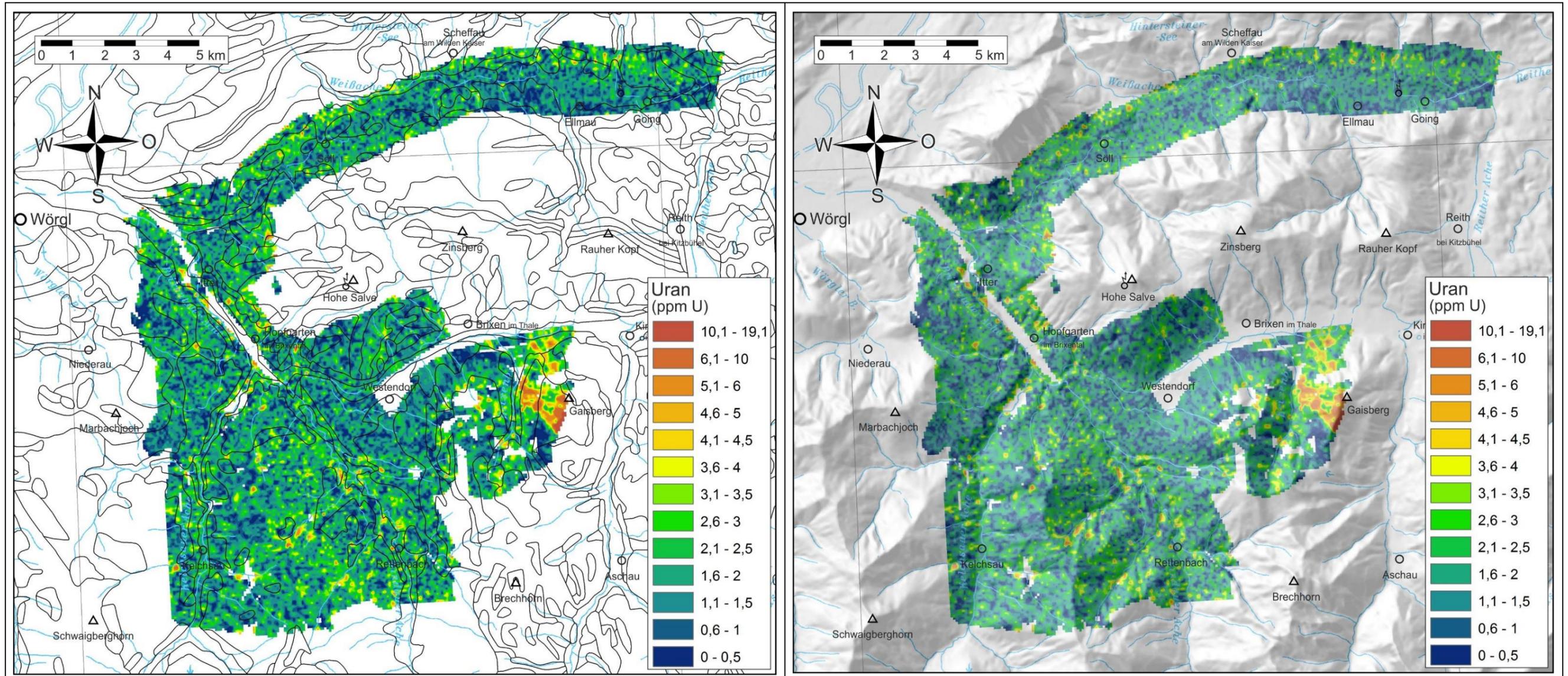


Abb. 9.6: Karte der eUran-Gehalte (ppm U) der Aeroradiometrie. Es sind die wichtigsten Gewässer und Ortschaften eingetragen, sowie links die geologischen Grenzen der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), rechts das Relief aus AMap Fly.

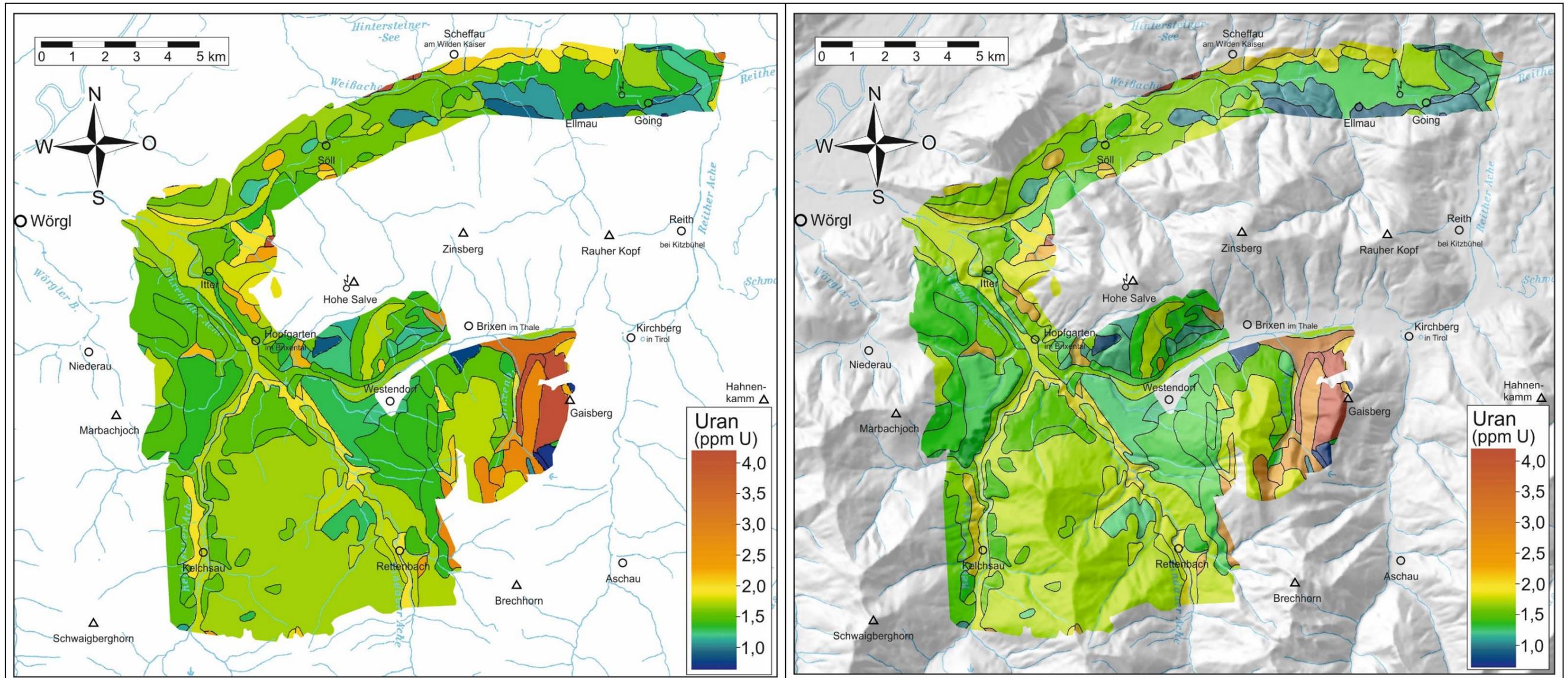


Abb. 9.7: Die Mittelwerte des Uran bezogen auf die Abgrenzungen der Gesteinsformationen nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005). Die Mittelwerte beziehen sich auf das jeweilige Polygon, sodass einzelne Polygone desselben Gesteins unterschiedliche Werte haben können. Die Mittelwerte der Gesteinsformationen sind in Tabelle 9.11 angegeben.

9.3.4 Thorium

Die Verteilung des Thoriums an der Oberfläche im Messgebiet Wörgl ist in Abb. 9.8 dargestellt, die Karte der Mittelwerte je Gesteinsformation in Abb. 9.9. Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 6,6 und 9,5 ppm Th (Mittelwert 7,6, Median 7,5 ppm und Maximum 32,0 ppm Th). Wie beim Uran liegt auch beim Thorium der Maximalwert abseits der Gesamtverteilung, 90 % der Werte sind kleiner als 11,8 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. Sie unterscheidet sich hingegen auf den ersten Blick von der U-Verteilung. Dies liegt vor Allem an den karbonatischen Einheiten der Trias, wo insbesondere der Hauptdolomit und die von ihm ausgehenden Schutt- und Alluvialbereiche ein markantes U-Maximum bilden, Th jedoch ein Minimum aufweist. Bei allen anderen Schichtgliedern außer Hauptdolomit und Nordalpinen Raibler Schichten ist die Korrelation zwischen Th und U hinreichend gut.

Wie beim K treten auch bei Th Maxima bevorzugt in Bereichen aktiver Gerinne auf, was auf die oben beschriebenen geometrischen Effekte zurückzuführen ist. Dies ist besonders deutlich in dem auf der Karte 1:200.000 als „Innsbrucker Quarzphyllit“ eingetragenen „Wildschönauer Schiefer“. Auch sonst sind die Ergebnisse ähnlich wie für K, mit relativ höheren Werten in der Grauwackenzone und niedrigen in der Kalkalpinen Schichtfolge. In dieser ist ein deutlicher Sprung in den Werten zwischen siliziklastischem Permoskyth (etwa 6 ppm Th) und karbonatischer Trias (0,1 bis 3,2 ppm Th) festzustellen.

Wie beim K sind auch die Th-Gehalte in rezenten Ablagerungen höher als in pliozänen. Weiters sind die Gehalte in den Lockersedimenten im hinteren Kelchsau- und Windautal höher als in den vorderen Talabschnitten und auch höher als im Brixental und in der Talfurche Söll – Scheffau – Going.

Die im „Geochemical Atlas of Europe“ für den Bereich des Messgebiets Wörgl angegebenen Th-Gehalte sind 8 bis 12 ppm Th (stream sediment) und 4 bis 5 ppm Th (floodplain), die Werte für für Böden (topsoil) liegen zwischen 9,1 und 12,4 ppm Th, für subsoil zwischen 8 und 13 ppm Th.

Im Geochemischen Atlas von Österreich (THALMANN, 1989b) liegen die Th-Werte aus der Bachsedimentgeochemie (< 0,18 mm) für die Serien der Grauwackenzone zumeist unter 8 ppm Th (Abb. 9.20), was recht gut mit den Radiometriewerten übereinstimmt (Tab. 9.4 und 9.10).

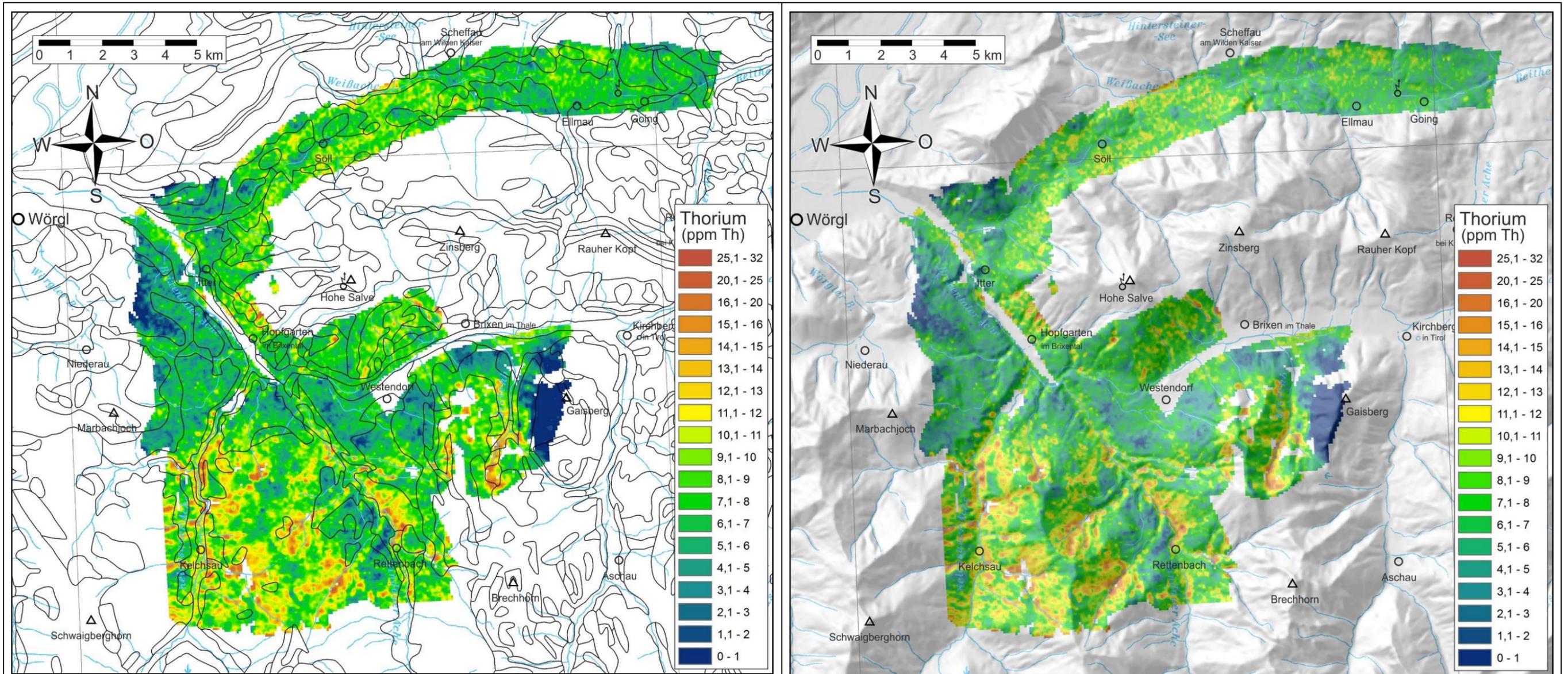


Abb. 9.8: Karte der eThoriumgehalte (ppm Th) der Aeroradiometrie. Es sind die wichtigsten Gewässer und Ortschaften eingetragen, sowie links die geologischen Grenzen der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), rechts das Relief aus AMap Fly.

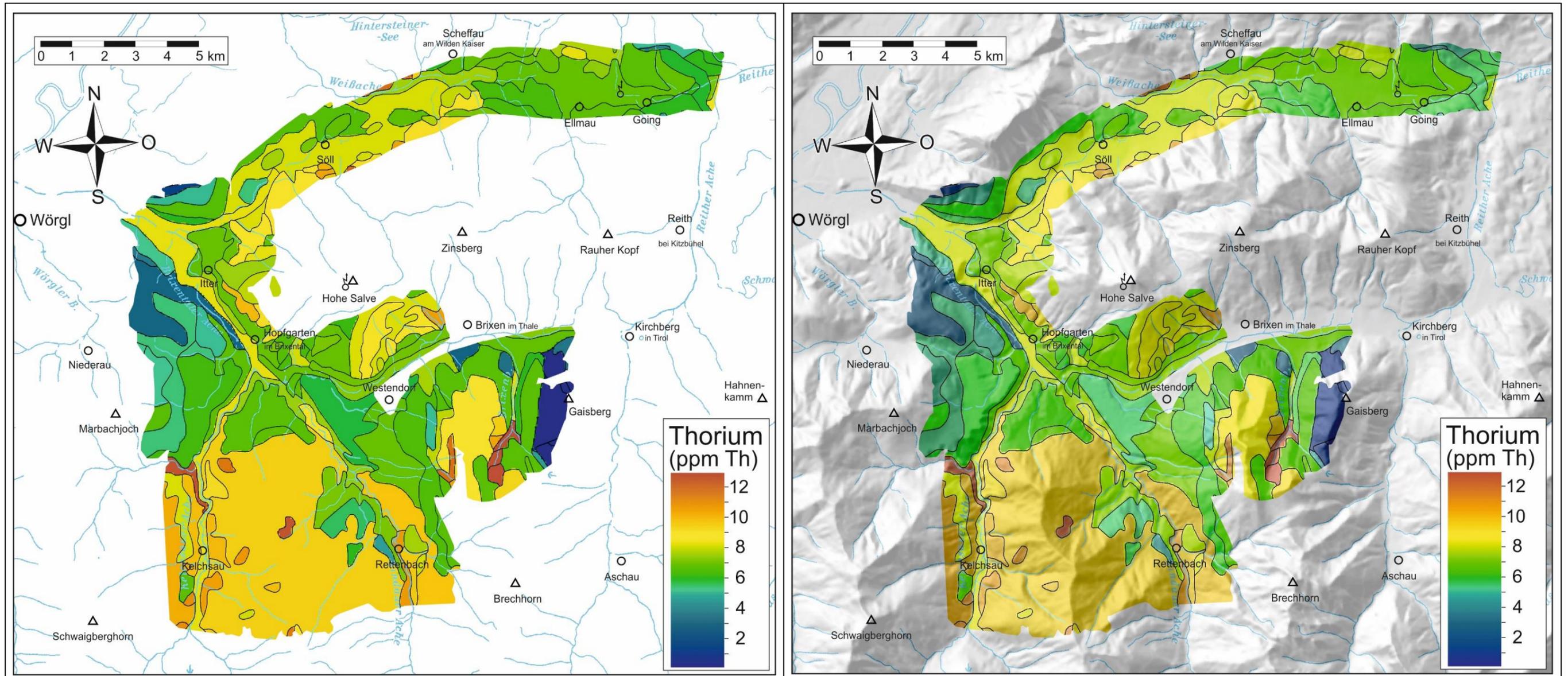


Abb. 9.9 Die Mittelwerte des Thorium bezogen auf die Abgrenzungen der Gesteinsformationen nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (Pestal et al., 2005). Die Mittelwerte beziehen sich auf das jeweilige Polygon, sodass einzelne Polygone desselben Gesteins unterschiedliche Werte haben können. Die Mittelwerte der Gesteinsformationen sind in der Tabelle 9.12 angegeben.

ID	Schichtglied	Kalium (%K)	eUran (ppm U)	eThorium (ppm Th)
Quartär				
2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt; Holozän	2,34	1,8	8,2
4	Hangschutt, Schuttkegel; Pleistozän (Würm Spätglazial) - Holozän	2,27	2,1	7,7
5	Schwemmkegel, Murenkegel; Pleistozän (Würm Spätglazial) - Holozän	2,16	1,7	7,8
11	Eisrandsediment, Kame; Pleistozän (Würm)	1,86	1,6	6,9
14	Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien) ; Pleistozän (Würm)	1,88	1,5	6,9
15	Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung; Pleistozän (Würm)	2,12	1,8	7,4
Oberostalpin				
Staufen-Höllengebirge-Decke				
„Kalkalpen“				
84	Hauptdolomit; Oberes Karnium - Norium	0,31	4,3	0,2
87	Nordalpine Raibler Schichten; Unteres Karnium	0,44	2,1	0,1
90	Wettersteindolomit (Ramsaudolomit); Ladinium - Unteres Karnium	0,20	0,8	0,7
96,97	Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium	1,41	2,0	3,2
99	Alpiner Buntsandstein; Untertrias	1,77	1,7	6,2
101	Gröden-Formation; Perm	1,96	1,6	5,9
„Grauwackenzone“				
102	Spielbergdolomit-Gruppe, Unterdevon - Mitteldevon	2,34	1,7	8,0
103	Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. A. (inkl. Klingler-Kar-Formation, Dolomit-Kieselschiefer-Komplex)	2,80	2,1	9,6
104	Metabasit-Gruppe; Altpaläozoikum	1,81	1,4	6,6
106	Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation; Ordovizium - Devon, - ?Karbon	2,15	1,9	7,3
107	Blasseneck-Porphyröid; Oberordovizium	2,78	1,8	8,7
132	„Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone	2,52	1,8	9,6
Innsbrucker-Quarzphyllit-Decke				
135	Schwazer Augengneis	2,57	2,2	8,9

Tab. 9.9: Mittelwerte der aeroradiometrisch bestimmte Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) (132 Innsbrucker Quarzphyllit ist zu „Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone korrigiert).

Kalium

ID	Schichtglied	Counts	Area	Min	Max	Range	Mean	Stabw
103	Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg.	90	506250	1,40	3,97	2,57	2,80	0,61
107	Blasseneck-Porphyröid; Oberordovizium	915	5146875	0,41	6,35	5,94	2,78	0,94
135	Schwazer Augengneis	7	39375	2,36	3,14	0,79	2,57	0,27
132	„Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone	5516	31027500	0,38	6,28	5,89	2,52	0,73
2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	1418	7976250	1,00	5,99	5,00	2,34	0,60
102	Spielbergdolomit-Gruppe, Unterdevon - Mitteldevon	724	4072500	1,15	5,42	4,27	2,34	0,58
4	Hangschutt, Schuttkegel	332	1867500	0,20	4,90	4,70	2,27	1,04
5	Schwemmkegel, Murenkegel	3172	17842500	0,75	5,05	4,30	2,16	0,57
106	Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation;	1731	9736875	0,00	6,25	6,25	2,15	0,84
15	Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung	579	3256875	0,84	4,56	3,72	2,12	0,57
101	Gröden-Formation; Perm	1732	9742500	0,07	5,51	5,43	1,96	0,72
14	Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien)	2646	14883750	0,00	6,49	6,49	1,88	0,60
11	Eisrandsediment, Kame	5167	29064375	0,15	6,43	6,28	1,86	0,62
104	Metabasit-Gruppe; Altpaläozoikum	1122	6311250	0,40	4,37	3,97	1,81	0,57
99	Alpiner Buntsandstein; Untertrias	270	1518750	0,52	4,25	3,73	1,77	0,57
96,97	Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium	33	185625	0,28	2,61	2,33	1,41	0,53
87	Nordalpine Raibler Schichten; Unteres Karnium	15	84375	0,07	0,73	0,66	0,44	0,22
84	Hauptdolomit; Oberes Karnium - Norium	244	1372500	0,00	2,32	2,32	0,31	0,34
90	Wettersteindolomit (Ramsaudolomit); Ladinium - Unteres Karnium	44	247500	0,00	0,83	0,83	0,20	0,21

Tab. 9.10: Aeroradiometrisch bestimmte Kaliumgehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) (132 Innsbrucker Quarzphyllit ist zu „Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone korrigiert). Angegeben sind Anzahl der Messpunkte, Fläche der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung. Die Gesteine sind nach absteigenden Mittelwerten sortiert. rot...Schwazer Augengneis, braun...paläozoische Schieferserien, dunkelblau...pal. Karbonate, grün...pal. basische Vulkanite, violett...pal. saurer Vulkanit, dunkelgelb...siliziklastische Permotrias, blau...Karbonate der Trias, blassgelb...Pleistozän, weiß...Holozän

Uran

ID	Schichtglied	Counts	Area	Min	Max	Range	Mean	Stabw
84	Hauptdolomit; Oberes Karnium - Norium	244	1372500	0,0	19,1	19,1	4,3	3,5
135	Schwazer Augengneis	7	39375	1,6	3,0	1,4	2,2	0,4
4	Hangschutt, Schuttkegel	332	1867500	0,0	5,8	5,8	2,1	1,3
103	Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg.	90	506250	0,0	5,7	5,7	2,1	1,1
87	Nordalpine Raibler Schichten; Unteres Karnium	15	84375	0,5	4,3	3,8	2,1	0,9
96,97	Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium	33	185625	0,0	3,7	3,7	2,0	1,0
106	Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-	1731	9736875	0,0	9,6	9,6	1,9	1,3
15	Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung	579	3256875	0,0	6,1	6,1	1,8	1,3
107	Blasseneck-Porphyr; Oberordovizium	915	5146875	0,0	6,2	6,2	1,8	1,2
2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	1418	7976250	0,0	9,2	9,2	1,8	1,1
132	„Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone	5516	31027500	0,0	8,3	8,3	1,8	1,1
99	Alpiner Buntsandstein; Untertrias	270	1518750	0,0	7,1	7,1	1,7	1,2
102	Spielbergdolomit-Gruppe, Unterdevon - Mitteldevon	724	4072500	0,0	7,5	7,5	1,7	1,1
5	Schwemmkegel, Murenkegel	3172	17842500	0,0	8,7	8,7	1,7	1,1
101	Gröden-Formation; Perm	1732	9742500	0,0	10,8	10,8	1,6	1,2
11	Eisrandsediment, Kame	5167	29064375	0,0	8,2	8,2	1,6	1,1
14	Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien)	2646	14883750	0,0	6,5	6,5	1,5	1,0
104	Metabasit-Gruppe; Altpaläozoikum	1122	6311250	0,0	6,2	6,2	1,4	0,9
90	Wettersteindolomit (Ramsaudolomit); Ladinium - Unteres Karnium	44	247500	0,0	2,6	2,6	0,8	0,6

Tab. 9.11: Aeroradiometrisch bestimmte Urangelhalte des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) (132 Innsbrucker Quarzphyllit ist zu „Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone korrigiert). Angegeben sind Anzahl der Messpunkte, Fläche der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung. Die Gesteine sind absteigenden Mittelwerten sortiert. rot...Granitgneis, braun...paläozoische Schieferserien, dunkelblau...pal. Karbonate, grün...pal. basische Vulkanite, violett...pal. saurer Vulkanit, dunkelgelb...siliziklastische Permotrias, blau...Karbonate der Trias, blassgelb... Pleistozän, weiß...Holozän

Thorium

ID	Schichtglied	Counts	Area	Min	Max	Range	Mean	Stabw
103	Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg.	90	506250	2,8	19,1	16,3	9,6	3,5
132	„Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone	5516	31027500	0,2	32,0	31,7	9,6	3,1
135	Schwazer Augengneis	7	39375	6,0	12,8	6,8	8,9	2,5
107	Blasseneck-Porphyr; Oberordovizium	915	5146875	0,8	21,6	20,7	8,7	2,6
2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	1418	7976250	0,7	24,4	23,7	8,2	2,6
102	Spielbergdolomit-Gruppe, Unterdevon - Mitteldevon	724	4072500	2,7	18,4	15,7	8,0	2,2
5	Schwemmkegel, Murenkegel	3172	17842500	1,4	17,7	16,3	7,8	2,2
4	Hangschutt, Schuttkegel	332	1867500	0,0	17,5	17,5	7,7	4,5
15	Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung	579	3256875	0,0	18,0	18,0	7,4	2,6
106	Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation;	1731	9736875	0,0	25,3	25,3	7,3	3,2
14	Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien)	2646	14883750	0,0	21,8	21,8	6,9	2,6
11	Eisrandsediment, Kame	5167	29064375	0,0	24,0	24,0	6,9	2,6
104	Metabasit-Gruppe; Altpaläozoikum	1122	6311250	0,0	18,8	18,8	6,6	2,4
99	Alpiner Buntsandstein; Untertrias	270	1518750	0,0	12,4	12,4	6,2	2,4
101	Gröden-Formation; Perm	1732	9742500	0,0	18,6	18,6	5,9	3,0
96,97	Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium	33	185625	0,0	6,8	6,8	3,2	2,1
90	Wettersteindolomit (Ramsaudolomit); Ladinium - Unteres Karnium	44	247500	0,0	3,2	3,2	0,7	0,8
84	Hauptdolomit; Oberes Karnium - Norium	244	1372500	0,0	3,6	3,6	0,2	0,4
87	Nordalpine Raibler Schichten; Unteres Karnium	15	84375	0,0	0,6	0,6	0,1	0,2

Tab. 9.12: Aeroradiometrisch bestimmte Thoriumgehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) (132 Innsbrucker Quarzphyllit ist zu „Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone korrigiert). Angegeben sind die Anzahl der Messpunkte, die Fläche der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung. Die Gesteine sind absteigenden Mittelwerten sortiert. rot...Schwazer Augengneis, braun...paläozoische Schieferserien, dunkelblau...pal. Karbonate, grün...pal. basische Vulkanite, violett...pal. saurer Vulkanit, dunkelgelb...siliziklastische Permotrias, blau...Karbonate der Trias, blassgelb... Pleistozän, weiß...Holozän

ID	Schichtglied	Kalium (% K)	Uran (ppm U)	Thorium (ppm Th)
Quartär				
Holozän				
Q001	anthropogene Ablagerung	1,44	3,9	4,2
Holozän/Pleistozän				
Q004	Alluvialterrasse, Auenablagerung (Sand, Kies, Lehm)	2,44	1,9	8,4
Q005	Wildbachschutt, Ablagerung in Talkerben (Steine, Kies, Sand, Schluff)	2,74	1,9	10,2
Q006	Schwemmfächer (Kies, Sand, Schluff)	2,33	1,8	7,7
Q007	Hangschutt, (Steine, Kies, Sand, Schluff)	2,30	1,8	7,9
Q074	Schuttfächer, Schuttkegel, (Steine, Kies, Sand, Schluff)	1,74	3,1	4,8
Q009	Niedermoor und anmoorige Lagen (Vernässung, Moor)	1,86	1,5	6,5
Q016	Bergsturzablagerung (Blockwerk)	2,62	1,7	9,9
Pleistozän				
Quartär i A.				
Q062	Hochmoor	0,54	0,2	0,8
Würm-Spätglazial				
Q059	Staukörper am Eisrand (Kies, Sand, Schluff)	1,92	1,6	6,9
Würm				
Q064	Moräne, Grund- und Ablationsmoräne (Diamikt*) (Ton, Schluff, Sand, Kies, Steine)	1,89	1,5	6,4
Q070	Moräne undifferenziert, teilweise mit Hangschutt vermischt (Sand, Kies, Steine)	2,34	1,7	8,7
Q075	Terassensediment (Kies, Sand, Schluff, Steine)	3,32	2,5	13,2
Q076	Kame, Osschotter (Steine, Kies, Sand, Schluff)	1,59	1,5	6,5
Q077	Vorstoßschotter (Sedimente der Vorstoßphase, Kies, Sand, Schluff)	2,17	1,7	7,6

*(Diamikt: unverfestigtes, wenig oder nicht sortiertes Gestein, mindestens 25 % Gesteinsfragmente in toniger oder schluffiger Grundmasse)

Tab. 9.13: Mittelwerte der aeroradiometrisch bestimmte Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte des Quartärs des Messgebiets Wörgl nach der Geofast-Karte ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger 1:50.000 (KREUSS, 2008a).

Kalium

ID	Schichtglied	Counts	Area	Min	Max	Range	Mean	Staw
Q075	Terrassensediment (Kies, Sand, Steine; Spätglazial-Holozän)	1	5625	3,32	3,32	0,00	3,32	0,00
Q005	Wildbachschutt, Ablagerung in Talkerben; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)	263	1479375	0,65	4,90	4,24	2,74	0,70
Q016	Bergsturzablagerung	35	196875	0,66	5,46	4,79	2,62	0,81
Q004	Alluvialterrasse, Auenablagerung; Sand, Kies, Lehm (Holozän/Pleistozän)	607	3414375	1,01	4,59	3,59	2,44	0,50
Q070	Moräne undifferenziert, teilweise mit Hangschutt vermischt	1084	6097500	0,34	5,33	4,99	2,34	0,79
Q006	Schwemmfächer; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)	2013	11323125	0,62	5,94	5,31	2,33	0,57
Q007	Hangschutt, Schuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)	34	191250	1,29	4,08	2,79	2,30	0,59
Q077	Vorstoßschotter (Kies, Sand, Schluff)	533	2998125	0,84	4,89	4,05	2,17	0,61
Q059	Staukörper am Eisrand (Kies, Sand, Schluff)	4121	23180625	0,27	5,49	5,23	1,92	0,65
Q064	Moräne (Grund- und Ablationmoräne) , (Diamiktit)	2743	15429375	0,07	5,09	5,02	1,89	0,62
Q009	Niedermoor und anmoorige Lagen (Holozän/Pleistozän)	87	489375	0,15	4,31	4,16	1,86	0,74
Q074	Hangschuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)	306	1721250	0,00	5,94	5,94	1,74	1,42
Q076	Kame, Osshotter	19	106875	0,74	2,00	1,26	1,59	0,34
Q001	anthropogene Ablagerung, anthropogen verändertes Gelände (Holozän)	25	140625	0,76	2,13	1,37	1,44	0,35
Q062	Hochmoor	11	61875	0,17	1,06	0,89	0,54	0,24

Tab. 9.14: Aeroradiometrisch bestimmte Kaliumgehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geofast Karte 121 Neukirchen am Großvenediger 1:50.000 (KREUSS, 2008a). Angegeben sind die Anzahl der Messpunkte, die Fläche der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung. Die Gesteine sind absteigenden Mittelwerten sortiert. blau...Moore und Anmoore, blassgelb... Pleistozän (glaziale Ablagerungen), weiß...Holozän

Uran

ID	Schichtglied	Counts	Area	Min	Max	Range	Mean	Staw
Q001	anthropogene Ablagerung, anthropogen verändertes Gelände (Holozän)	25	140625	0,10	6,7	6,7	3,9	1,41
Q074	Hangschuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)	306	1721250	0,00	18,4	18,4	3,1	2,15
Q075	Terrassensediment (Kies, Sand, Steine; Spätglazial-Holozän)	1	5625	2,50	2,5	0,0	2,5	0,00
Q004	Alluvialterrasse, Auenablagerung; Sand, Kies, Lehm (Holozän/Pleistozän)	607	3414375	0,00	9,2	9,2	1,9	1,18
Q005	Wildbachschutt, Ablagerung in Talkerben; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)	263	1479375	0,00	5,4	5,4	1,9	1,02
Q006	Schwemmfächer; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)	2013	11323125	0,00	8,7	8,7	1,8	1,09
Q007	Hangschutt, Schuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)	34	191250	0,00	4,3	4,3	1,8	1,06
Q016	Bergsturzablagerung	35	196875	0,40	4,3	3,8	1,7	0,84
Q070	Moräne undifferenziert, teilweise mit Hangschutt vermischt	1084	6097500	0,00	6,5	6,5	1,7	1,09
Q077	Vorstoßschotter (Kies, Sand, Schluff)	533	2998125	0,00	8,2	8,2	1,7	1,22
Q059	Staukörper am Eisrand (Kies, Sand, Schluff)	4121	23180625	0,00	8,2	8,2	1,6	1,10
Q009	Niedermoor und anmoorige Lagen (Holozän/Pleistozän)	87	489375	0,00	4,3	4,3	1,5	1,04
Q064	Moräne (Grund- und Ablationmoräne) , (Diamiktit)	2743	15429375	0,00	7,0	7,0	1,5	1,01
Q076	Kame, Osshotter	19	106875	0,10	2,6	2,5	1,5	0,65
Q062	Hochmoor	11	61875	0,00	0,6	0,6	0,2	0,23

Tab. 9.15: Aeroradiometrisch bestimmte Urangelhalte des Messgebiets Wörgl nach der Geofast Karte 121 Neukirchen am Großvenediger 1:50.000 (KREUSS, 2008a). Angegeben sind die Anzahl der Messpunkte, die Fläche der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung. Die Gesteine sind absteigenden Mittelwerten sortiert. blau...Moore und Anmoore, blassgelb... Pleistozän (glaziale Ablagerungen), weiß...Holozän

Thorium

ID	Schichtglied	Counts	Area	Min	Max	Range	Mean	Staw
Q075	Terrassensediment (Kies, Sand, Steine; Spätglazial-Holozän)	1	5625	13,2	13,2	0,0	13,2	0,0
Q005	Wildbachschutt, Ablagerung in Talkerben; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)	263	1479375	0,4	17,7	17,4	10,2	3,2
Q016	Bergsturzablagerung	35	196875	0,0	14,5	14,5	9,9	3,3
Q070	Moräne undifferenziert, teilweise mit Hangschutt vermischt	1084	6097500	1,2	20,3	19,1	8,7	3,0
Q004	Alluvialterrasse, Auenablagerung; Sand, Kies, Lehm (Holozän/Pleistozän)	607	3414375	1,7	18,3	16,7	8,4	2,4
Q007	Hangschutt, Schuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)	34	191250	2,5	14,6	12,1	7,9	2,4
Q006	Schwemmfächer; Kies, Sand, Schluff (Holozän/Pleistozän)	2013	11323125	0,2	19,5	19,2	7,7	2,5
Q077	Vorstoßschotter (Kies, Sand, Schluff)	533	2998125	0,4	17,7	17,3	7,6	2,7
Q059	Staukörper am Eisrand (Kies, Sand, Schluff)	4121	23180625	0,0	23,4	23,4	6,9	2,8
Q009	Niedermoor und anmoorige Lagen (Holozän/Pleistozän)	87	489375	0,0	13,9	13,9	6,5	3,1
Q076	Kame, Osshotter	19	106875	4,4	8,3	3,9	6,5	1,0
Q064	Moräne (Grund- und Ablationmoräne), (Diamiktit)	2743	15429375	0,0	18,8	18,8	6,4	2,8
Q074	Hangschuttkegel, tw. Blockwerk; Steine, Kies, Sand (Holozän/Pleistozän)	306	1721250	0,0	17,3	17,3	4,8	4,7
Q001	Anthropogene Ablagerung, anthropogen verändertes Gelände (Holozän)	25	140625	1,6	7,5	5,9	4,2	1,4
Q062	Hochmoor	11	61875	0,0	4,2	4,2	0,8	1,2

Tab. 9.16: Aeroradiometrisch bestimmte Thoriumgehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geofast Karte 121 Neukirchen am Großvenediger 1:50.000 (KREUSS, 2008a). Angegeben sind die Anzahl der Messpunkte, die Fläche der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung. Die Gesteine sind absteigenden Mittelwerten sortiert. blau...Moore und Anmoore, blassgelb... Pleistozän (glaziale Ablagerungen), weiß...Holozän

Kalium

ID	Schichtglied	Count	Area	Min	Max	Range	Mean	Staw
T656	Sericitquarzit in der Uttendorfer Schuppenzone	11	61875	2,37	4,33	1,96	3,32	0,55
T657	Jausern-Formation im Verband mit der Löhnersbach-Formation (Reith bei Kitzbühel)	44	247500	1,23	5,46	4,23	2,99	1,08
T603	"Obersilurkalk"	2	11250	2,74	3,14	0,40	2,94	0,20
T612	Dioritisches Ganggestein	2	11250	2,46	3,36	0,90	2,91	0,45
T628	Löhnersbach-Formation (Quarzit)	62	348750	1,14	6,28	5,14	2,81	0,87
T269	Blasseneck-Porphyr (rhyolitischer Ignimbrit)	750	4218750	1,06	6,35	5,30	2,78	0,88
T618	Lydit	4	22500	2,62	2,89	0,28	2,76	0,11
T630	Blasseneck-Porphyr (rhyolitischer Ignimbrit) und epiklastisches Porphyroidmaterial	808	4545000	0,52	6,35	5,83	2,73	0,89
T601	Spielbergdolomit-Gruppe (massiger Dolomit)	10	56250	1,76	3,49	1,73	2,70	0,56
T638	Phyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	1132	6367500	0,34	5,99	5,65	2,68	0,74
T604	Dolomit-Kieselschiefer-Komplex	24	135000	1,71	4,00	2,29	2,61	0,57
T622	Kalkturbidit (karbonatische Bank innerhalb siliziklastischer Turbiditsequenz)	14	78750	1,85	4,60	2,75	2,60	0,72
T625	Schattberg-Formation (Rinnensedimente)	2	11250	2,10	3,08	0,98	2,59	0,49
T598	Tonschiefer im Verband mit Spielbergdolomit	7	39375	2,17	3,18	1,01	2,58	0,37
T619	Schwarzschiefer	9	50625	1,95	3,25	1,30	2,54	0,37
T637	Löhnersbach-Formation in der Uttendorfer Schuppenzone	3352	18855000	0,38	6,49	6,11	2,50	0,74
T639	Schwarzphyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	2	11250	2,45	2,52	0,07	2,49	0,03
T629	Tonschiefer	18	101250	1,51	3,92	2,41	2,43	0,80
T600	Spielbergdolomit-Gruppe (gebankter Dolomit)	272	1530000	0,41	5,13	4,72	2,39	0,68
T599	Spielbergdolomit-Gruppe, Dolomit-Sandstein-Folge, Kalk-Siltstein-Folge	145	815625	1,56	4,22	2,66	2,39	0,50
T627	Löhnersbach-Formation (distale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen)	849	4775625	0,04	6,25	6,21	2,32	0,74
T587	Gröden-Formation	636	3577500	0,17	5,51	5,34	2,25	0,75
T648	Porphyroidgneis in der Uttendorfer Schuppenzone	142	798750	1,14	3,71	2,57	2,22	0,52
T583	Reichenhall-Formation	2	11250	2,18	2,26	0,09	2,22	0,04
T585	Oberer Alpiner Buntsandstein	37	208125	0,98	4,25	3,27	2,15	0,60
T671	Schattberg-Formation in der Uttendorfer Schuppenzone	2	11250	1,82	2,38	0,56	2,10	0,28
T614	Metatuffit (epiklastischer Vulkanit)	188	1057500	0,69	5,01	4,32	2,08	0,73
T613	Metatuff (pyroklastischer Vulkanit)	152	855000	0,40	4,37	3,97	2,08	0,81
T623	Schattberg-Formation (proximale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen)	221	1243125	0,24	4,54	4,30	2,03	0,78
T626	Megabrekzie der Ehrenbachhöhe	168	945000	0,73	3,87	3,14	2,01	0,50
T588	Gröden-Formation, Basisbrekzie	145	815625	1,23	3,88	2,65	1,99	0,36
T609	Metabasalt, massig oder mit Pillowstruktur	31	174375	1,26	3,30	2,04	1,99	0,50
T655	Kalkphyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	4	22500	1,32	3,40	2,07	1,98	0,83
T602	Spielbergdolomit-Gruppe (Flaserdolomit, Flasermarmor mit Tonschiefer)	71	399375	0,93	2,98	2,04	1,97	0,48
T674	Alpiner Muschelkalk	5	28125	1,64	2,25	0,61	1,94	0,20
T586	Unterer Alpiner Buntsandstein	77	433125	0,53	3,83	3,30	1,80	0,57
T620	Kalkmarmor	2	11250	1,37	2,06	0,69	1,72	0,35
T660	Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)	4	22500	1,15	2,01	0,89	1,67	0,34
T611	Gabbroides Ganggestein	3	16875	0,93	1,10	0,18	1,00	0,07
T589	Virgloria-Formation, Virgloriakalk	14	78750	0,28	1,76	1,48	0,93	0,43
T595	Nordalpine Raibler-Schichten	2	11250	0,67	0,67	0,00	0,67	0,00
T596	Hauptdolomit	243	1366875	0,00	2,07	2,07	0,32	0,32
T592	Wettersteindolomit	42	236250	0,00	0,70	0,70	0,19	0,17

Tab. 9.17: Aeroradiometrisch bestimmte Kaliumgehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005). rot...Schwazer Augengneis, braun...paläozoische Schieferserien, dunkelblau...pal. Karbonate, grün...pal. basische Vulkanite, violett...pal. saurer Vulkanit, dunkelgelb...siliziklastische Permotrias, blau...Karbonate der Trias, blassgelb...Pleistozän, weiß...Holozän

Uran

	Schichtglied	Count	Area	Min	Max	Range	Mean	Std
T596	Hauptdolomit	243	1366875	0,00	19,07	19,07	4,27	3,33
T612	Dioritisches Ganggestein	2	11250	1,07	5,07	4,00	3,07	2,00
T629	Tonschiefer	18	101250	0,66	4,49	3,83	2,45	1,01
T623	Schattberg-Formation (proximale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen)	221	1243125	0,00	8,26	8,26	2,42	1,23
T660	Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)	4	22500	0,80	3,86	3,05	2,35	1,16
T595	Nordalpine Raibler-Schichten	2	11250	1,59	2,95	1,36	2,27	0,68
T619	Schwarzschiefer	9	50625	0,46	4,16	3,70	2,23	1,05
T639	Schwarzphyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	2	11250	1,56	2,78	1,23	2,17	0,61
T625	Schattberg-Formation (Rinnensedimente)	2	11250	1,31	2,92	1,61	2,12	0,80
T585	Oberer Alpiner Buntsandstein	37	208125	0,04	4,84	4,80	2,11	1,21
T674	Alpiner Muschelkalk	5	28125	1,56	3,05	1,49	2,04	0,52
T628	Löhnersbach-Formation (Quarzit)	62	348750	0,00	5,38	5,38	1,95	1,33
T599	Spielbergdolomit-Gruppe, Dolomit-Sandstein-Folge, Kalk-Siltstein-Folge	145	815625	0,00	4,57	4,57	1,87	1,03
T637	Löhnersbach-Formation in der Uttendorfer Schuppenzone	3352	18855000	0,00	8,32	8,32	1,81	1,12
T269	Blasseneck-Porphyr (rhyolitischer Ignimbrit)	750	4218750	0,00	6,17	6,17	1,79	1,11
T630	Blasseneck-Porphyr (rhyolitischer Ignimbrit) und epiklastisches Porphyrmaterial	808	4545000	0,00	6,17	6,17	1,79	1,12
T587	Gröden-Formation	636	3577500	0,00	10,75	10,75	1,79	1,35
T656	Sericitquarzit in der Uttendorfer Schuppenzone	11	61875	0,42	3,06	2,64	1,79	0,79
T604	Dolomit-Kieselschiefer-Komplex	24	135000	0,04	4,19	4,14	1,78	1,18
T627	Löhnersbach-Formation (distale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen)	849	4775625	0,00	7,97	7,97	1,77	1,11
T602	Spielbergdolomit-Gruppe (Flaserdolomit, Flasermarmor mit Tonschiefer)	71	399375	0,07	6,17	6,10	1,76	1,11
T638	Phyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	1132	6367500	0,00	6,39	6,39	1,75	1,10
T620	Kalkmarmor	2	11250	1,28	2,17	0,89	1,73	0,44
T583	Reichenhall-Formation	2	11250	1,56	1,88	0,32	1,72	0,16
T600	Spielbergdolomit-Gruppe (gebankter Dolomit)	272	1530000	0,01	5,34	5,33	1,70	1,09
T657	Jausern-Formation im Verband mit der Löhnersbach-Formation (Reith bei Kitzbühel)	44	247500	0,00	3,71	3,71	1,70	0,89
T589	Virgloria-Formation, Virgloriakalk	14	78750	0,00	3,32	3,32	1,64	1,00
T609	Metabasalt, massig oder mit Pillowstruktur	31	174375	0,00	5,39	5,39	1,57	1,13
T613	Metatuff (pyroklastischer Vulkanit)	152	855000	0,00	4,64	4,64	1,56	0,90
T586	Unterer Alpiner Buntsandstein	77	433125	0,06	4,38	4,32	1,53	0,96
T671	Schattberg-Formation in der Uttendorfer Schuppenzone	2	11250	0,59	2,36	1,77	1,47	0,88
T648	Porphyroidgneis in der Uttendorfer Schuppenzone	142	798750	0,00	4,15	4,15	1,44	0,90
T614	Metatuffit (epiklastischer Vulkanit)	188	1057500	0,00	5,01	5,01	1,42	0,98
T588	Gröden-Formation, Basisbrekzie	145	815625	0,00	4,36	4,36	1,41	0,98
T655	Kalkphyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	4	22500	0,77	2,12	1,35	1,30	0,51
T601	Spielbergdolomit-Gruppe (massiger Dolomit)	10	56250	0,01	2,90	2,89	1,29	1,05
T626	Megabrekzie der Ehrenbachhöhe	168	945000	0,00	4,51	4,51	1,23	0,90
T598	Tonschiefer im Verband mit Spielbergdolomit	7	39375	0,00	4,29	4,29	1,23	1,39
T618	Lydit	4	22500	0,38	2,65	2,27	1,15	0,89
T622	Kalkturbidit (karbonatische Bank innerhalb siliziklastischer Turbiditsequenz)	14	78750	0,00	2,82	2,82	1,15	0,73
T592	Wettersteindolomit	42	236250	0,01	2,64	2,63	1,07	0,66
T603	"Obersilurkalk"	2	11250	0,39	1,33	0,94	0,86	0,47
T611	Gabbroides Ganggestein	3	16875	0,06	1,16	1,11	0,72	0,48

Tab. 9.18: Aeroradiometrisch bestimmte Urangehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005). rot...Schwazer Augengneis, braun...paläozoische Schieferserien, dunkelblau...pal. Karbonate, grün...pal. basische Vulkanite, violett...pal. saurer Vulkanit, dunkelgelb...siliziklastische Permotrias, blau...Karbonate der Trias, blassgelb...Pleistozän, weiß...Holozän

Thorium

	Schichtglied	Count	Area	Min	Max	Range	Mean	Std
T656	Sericitquarzit in der Uttendorfer Schuppenzone	11	61875	9,93	20,91	10,99	14,80	3,68
T657	Jausern-Formation im Verband mit der Löhnersbach-Formation (Reith bei Kitzbühel)	44	247500	3,84	22,94	19,11	12,00	4,29
T628	Löhnersbach-Formation (Quarzit)	62	348750	3,00	19,02	16,02	10,79	3,59
T639	Schwarzphyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	2	11250	10,25	10,55	0,30	10,40	0,15
T638	Phyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	1132	6367500	1,98	31,96	29,98	10,05	3,13
T601	Spielbergdolomit-Gruppe (massiger Dolomit)	10	56250	6,02	12,40	6,38	9,71	2,13
T612	Dioritisches Ganggestein	2	11250	8,12	11,07	2,95	9,60	1,47
T622	Kalkturbidit (karbonatische Bank innerhalb siliziklastischer Turbiditsequenz)	14	78750	4,84	15,90	11,06	9,57	2,84
T637	Löhnersbach-Formation in der Uttendorfer Schuppenzone	3352	18855000	0,72	24,04	23,31	9,55	3,15
T629	Tonschiefer	18	101250	5,18	16,23	11,05	9,42	3,54
T603	"Obersilurkalk"	2	11250	9,10	9,46	0,36	9,28	0,18
T269	Blasseneck-Porphyr (rhyolitischer Ignimbrit)	750	4218750	1,32	19,07	17,75	8,92	2,58
T630	Blasseneck-Porphyr (rhyolitischer Ignimbrit) und epiklastisches Porphyroidmaterial	808	4545000	0,68	19,07	18,39	8,85	2,62
T588	Gröden-Formation, Basisbrekzie	145	815625	1,93	13,63	11,70	8,45	2,19
T598	Tonschiefer im Verband mit Spielbergdolomit	7	39375	3,54	12,15	8,61	8,38	2,67
T618	Lydit	4	22500	6,54	10,13	3,59	8,34	1,64
T599	Spielbergdolomit-Gruppe, Dolomit-Sandstein-Folge, Kalk-Siltstein-Folge	145	815625	3,79	13,20	9,42	8,28	1,74
T600	Spielbergdolomit-Gruppe (gebankter Dolomit)	272	1530000	0,60	19,03	18,43	8,17	2,60
T613	Metatuff (pyroklastischer Vulkanit)	152	855000	0,00	18,29	18,29	8,16	3,04
T619	Schwarzschiefer	9	50625	5,85	10,58	4,73	8,11	1,60
T604	Dolomit-Kieselschiefer-Komplex	24	135000	4,66	13,09	8,43	7,98	2,27
T627	Löhnersbach-Formation (distale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen)	849	4775625	0,63	18,77	18,14	7,82	2,80
T648	Porphyroidgneis in der Uttendorfer Schuppenzone	142	798750	2,25	21,56	19,30	7,68	2,62
T660	Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)	4	22500	5,36	8,86	3,50	7,58	1,35
T655	Kalkphyllit in der Uttendorfer Schuppenzone	4	22500	3,96	10,72	6,76	7,46	2,43
T623	Schattberg-Formation (proximale Fazies siliziklastischer Turbiditfolgen)	221	1243125	0,00	21,32	21,32	7,24	3,71
T625	Schattberg-Formation (Rinnensedimente)	2	11250	4,10	10,26	6,16	7,18	3,08
T614	Metatuffit (epiklastischer Vulkanit)	188	1057500	0,80	25,25	24,46	6,75	3,16
T626	Megabrekzie der Ehrenbachhöhe	168	945000	0,37	14,21	13,84	6,67	2,10
T671	Schattberg-Formation in der Uttendorfer Schuppenzone	2	11250	4,60	8,68	4,08	6,64	2,04
T602	Spielbergdolomit-Gruppe (Flaserdolomit, Flasermarmor mit Tonschiefer)	71	399375	2,54	11,56	9,02	6,41	1,69
T583	Reichenhall-Formation	2	11250	5,46	6,77	1,31	6,12	0,65
T609	Metabasalt, massig oder mit Pillowstruktur	31	174375	1,81	13,66	11,85	5,77	2,90
T674	Alpiner Muschelkalk	5	28125	3,87	6,57	2,70	5,27	1,08
T585	Oberer Alpiner Buntsandstein	37	208125	1,55	10,67	9,12	5,21	2,33
T587	Gröden-Formation	636	3577500	0,00	18,62	18,62	5,11	2,39
T586	Unterer Alpiner Buntsandstein	77	433125	0,05	9,03	8,98	4,60	1,90
T611	Gabbroides Ganggestein	3	16875	3,58	4,94	1,36	4,17	0,57
T620	Kalkmarmor	2	11250	3,64	4,27	0,63	3,96	0,32
T589	Virgloria-Formation, Virgloriakalk	14	78750	0,00	1,99	1,99	0,93	0,72
T592	Wettersteindolomit	42	236250	0,00	2,11	2,11	0,42	0,62
T596	Hauptdolomit	243	1366875	0,00	2,19	2,19	0,24	0,40
T595	Nordalpine Raibler-Schichten	2	11250	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tab. 9.19: Aeroradiometrisch bestimmte Kaliumgehalte des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005). Rot...Schwazer Augengneis, braun...paläozoische Schiefererrien, dunkelblau...pal. Karbonate, grün...pal. Basische Vulkanite, violett...pal. Saurer Vulkanit, dunkelgelb...siliziklastische Permotrias, blau...Karbonate der Trias, blassgelb...Pleistozän, weiß...Holozän

ID	Schichtglied	Kalium	eUran	eThorium
Staufen-Höllengebirge-Decke				
„Kalkalpen“ (Permomesozoikum)				
		% K	ppm U	ppm Th
T596	Hauptdolomit	0,32	4,3	0,2
T595	Nordalpine Raibler-Schichten	0,67	2,3	0,002
T592	Wettersteindolomit	0,19	1,1	0,4
T589	Virgloria-Formation, Virgloriakalk	0,93	1,6	0,9
T674	Alpiner Muschelkalk	1,94	2,0	5,3
T583	Reichenhall-Formation	2,22	1,7	6,1
T585	Oberer Alpiner Buntsandstein	2,15	2,1	5,2
T586	Unterer Alpiner Buntsandstein	1,80	1,5	4,6
T587	Gröden-Formation	2,25	1,8	5,1
T588	Gröden-Formation, Basisbrekzie	1,99	1,4	8,4
„Grauwackenzone“ (Ordovizium bis Oberkarbon)				
T598	Tonschiefer im Verband mit SpD-G	2,58	1,2	8,4
T599	Dolomit-Sdst.-Folge, Kalk-Siltst.-Folge (SpD-G)	2,39	1,9	8,3
T600	gebankter Dolomit (SpD-G)	2,39	1,7	8,2
T601	massiger Dolomit (SpD-G)	2,70	1,3	9,7
T602	Flaserdolomit, Flasermarmor mit Tonschf. (SpD-G)	1,97	1,8	6,4
T603	„Obersilurkalk“	2,94	0,9	9,3
T604	Dolomit-Kieselschiefer-Komplex	2,61	1,8	8,0
T609	Metabasalt, massig oder mit Pillowstruktur	1,99	1,6	5,8
T611	Gabbroides Ganggestein	1,00	0,7	4,2
T612	Dioritisches Ganggestein	2,91	3,1	9,6
T613	Metatuff (pyroklastischer Vulkanit)	2,08	1,6	8,2
T614	Metatuffit (epiklastischer Vulkanit)	2,08	1,4	6,8
T618	Lydit	2,76	1,1	8,3
T619	Schwarzschiefer	2,54	2,2	8,1
T620	Kalkmarmor	1,72	1,7	4,0
T622	Kalkturbidit (in siliziklastischer Turbiditsequenz)	2,60	1,1	9,6
T623	Schattberg-Formation (proximale Turbiditfolge)	2,03	2,4	7,2
T625	Brekzie (Rinnensediment) der Schattberg-Formation	2,59	2,1	7,2
T626	Megabrekzie der Ehrenbachhöhe	2,01	1,2	6,7
T627	Löhnersbach-Formation (distale Turbiditfolge)	2,32	1,8	7,8
T628	Quarzit in Löhnersbach-Formation	2,81	1,9	10,8
T629	Tonschiefer	2,43	2,4	9,4
T269	Blasseneck-Porphyr	2,78	1,8	8,9
T630	Blasseneck-Porphyr und epiklastisches Material	2,73	1,8	8,8
T657	Jausern-Formation im Verband mit Löhnersbach-Fm.	2,99	1,7	12,0
T671	Schattberg-Formation in der USZ	2,10	1,5	6,6
T637	Löhnersbach-Formation in der USZ	2,50	1,8	9,5
T638	Phyllit in der USZ	2,68	1,8	10,1
T639	Schwarzphyllit in der USZ	2,49	2,2	10,4
T655	Kalkphyllit in der USZ	1,98	1,3	7,5
T656	Sericitquarzit in der USZ	3,32	1,8	14,8
T648	Porphyroidgneis in der USZ	2,22	1,4	7,7
Innsbrucker-Quarzphyllit-Decke				
T660	Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis)	1,67	2,3	7,6

Tab. 9.20: Mittelwerte der aeroradiometrisch bestimmten Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte des vorquartären Untergrundes des Messgebiets Wörgl nach der Geofast-Karte Neukirchen 1:50.000 (KREUSS, 2008a). SpD-G...Spielbergdolomit-Gruppe, USZ...Uttendorfer Schuppenzone

9.3.5 Ternäre und binäre Darstellungen

Der direkte Vergleich der Elementgehalte ist gut geeignet, die relative Verteilung der drei geologisch wichtigsten radioaktiven Elemente optisch anschaulich zu machen. Insbesondere können damit Homogenitätsbereiche und Bereiche inhomogener Verteilungen innerhalb der auf geologischen Karten definierten lithologischen Einheiten dargestellt werden.

Die Verhältnisdarstellungen aller drei (Abb. 9.10) oder jeweils zweier Elemente (Abb. 9.11, 9.12 und 9.13) bieten den Vorteil, dass etwaige lokal begrenzte Dämpfungseffekte wie z. B. erhöhte Bodenfeuchte, Dichte der Vegetation oder unterschiedliche Vegetation dabei keine Rolle spielen, da diese Effekte für alle drei Elemente einen etwa gleich starken Einfluss haben.

Kalium ist rot, Uran grün und Thorium blau eingetragen. Eine Zusatzinformation gibt die Helligkeit des Farbtones. Je heller der Farbton ist, desto höher sind die Elementgehalte, je dunkler, desto niedriger. 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.

Für das Messgebiet Wörgl ergeben sich aus dieser Darstellung allerdings kaum zusätzliche Informationen, da vor allem U und Th in den meisten geologischen Einheiten des Messgebiets nur geringe Variationsbreiten besitzen.

In ganzen Messgebiet herrschen recht einheitliche Mischbereiche vor. Ausnahmen bilden lediglich der Hauptdolomit des Gaisberg mit deutlicher U-Vormacht und der Blasseneckporphyroid am W benachbarten Nachtsöllberg, wo eine leichte K-Vormacht zu erkennen ist. Zu erahnen ist ein leichter U-Überschuss in den Einheiten des siliziklastischen Permoskyth, die am N- und NW-Rand des Untersuchungsgebiets auftreten.

In einzelnen Bereichen mit leicht erhöhtem K weisen auch U und Th etwas höhere Werte auf (vergleiche Abb. 9.4, 9.6 und 9.8). So finden sich im Alpinen Verrucano (Gröden-Formation) NW bis W Scheffau höhere K, U und Th-Gehalte als im Alpinen Verrucano (Gröden-Formation) des restlichen Messgebiets. Dasselbe kann im Schutt und Moränenmaterial entlang des obersten Verlaufs des Brixenbaches oder im silurischen Dolomit-Kieselschiefer-Komplex SW des Nachtsöllberges beobachtet werden. In pleistozänen Sedimenten tritt oft der umgekehrte Fall auf, nämlich geringe Mittelwerte sowohl für K wie auch für U und Th. Bemerkenswert ist auch die z. T. sehr unterschiedliche Zusammensetzung von Eisrand-Staukörpern, die etwa W und SW Söll in direkter Nachbarschaft ziemlich unterschiedliche K, U und, etwas weniger deutlich, auch Th-Werte aufweisen.

Bei den binären Darstellungen zeigt sich weitgehend dasselbe Bild von größtenteils gleichförmigen und fleckigen Verteilungsmustern.

Die K/U-Verhältnisse weisen für fast alle Schichtglieder eine gute Korrelation der beiden Elemente auf, ausgenommen sind die Sedimente der karbonatischen Trias. Der Großteil der K/U-Verhältnisse liegt im Bereich zwischen 1 und 1,4. Die Verhältnisse sind im Blasseneckporphyroid am höchsten, am niedrigsten im Hauptdolomit. Die „Wildschönauer Schiefer“ der Uttendorfer Schuppenzone im SW des Messgebiets weisen gegenüber ihrem Pendant im N des Messgebiets höhere K-Gehalte bei etwa gleichem U auf, somit höhere K/U-Verhältnisse. Etwa in derselben Größenordnung sind die K/U-Verhältnisse auch in den silurischen und devonischen Karbonatserien der Grauwackenzone, in denen allerdings auch größere Anteile an feinkörnigen siliziklastisch-detritischen Sedimenten inbegriffen sind. Die karbonatischen kalkalpinen Schichtglieder weisen die geringsten K/U-Werte auf. Allerdings sind sowohl die K-, wie auch die U-Gehalte in den anisischen Einheiten (Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation) relativ hoch.

Die K/Th-Verhältnisse weisen für fast alle Schichtglieder eine gute Korrelation auf, ausgenommen nur der Hauptdolomit und die Nordalpinen Raibler Schichten. Die Verhältnissen sind in den Nordalpinen Raibler Schichten (in der NW-Ecke des Messgebiets) und im Hauptdolomit (am Gaisberg), trotz niedriger K-Gehalte, aufgrund extrem niedriger Th-Gehalte weitaus am höchsten. Die K/Th-Verhältnisse aller anderen Schichtglieder liegen zwischen 0,26 und 0,44. Der Blasseneckporphyroid weist hohe K-Gehalte und mittlere Th-Gehalte auf. Die beiden „Wildschönauer Schiefer“-Serien unterscheiden sich auch hier deutlich. In den Moränen und vielfach auch in den Eisrandsedimenten dominieren die dunklen Flächen, die niedrige Elementgehalte anzeigen, das Bild.

Die U/Th-Verhältnisse weisen für fast alle Schichtglieder eine gute Korrelation der beiden Elemente auf, ausgenommen sind die Sedimente der karbonatischen Trias. Sie zeigen ein ähnliches fleckiges Verteilungsmuster, wenn auch hier Flächen mit höheren Th und dunkle Bereiche mit U-Vormacht, aber geringen Gehalten, abgegrenzt werden können. Beide finden sich allerdings oft in ein und derselben geologischen Formation. Einzig der Hauptdolomit mitsamt seinen Schuttströmen ins Brixental tritt in leuchtendem Grün mit hohen U-Gehalten hervor. Die anderen Schichtglieder der kalkalpinen Trias besitzen ebenfalls leicht erhöhte U/Th-Verhältnisse, fallen aber wegen ihrer flächenmäßig geringen Verbreitung in der Karte nicht auf. Für alle anderen geologischen Einheiten liegen die U/Th-Verhältnisse zwischen 0,19 und 0,27. In den rezenten Talsedimenten ist öfters eine leichte Th-Vormacht zu beobachten, in den Eisrandsedimenten hingegen scheint oft U zu überwiegen. Im relativ großen Areal der „Wildschönauer Schiefer“ im SW des Messgebiets wechseln Bereiche mit U- und Th-Betonung.

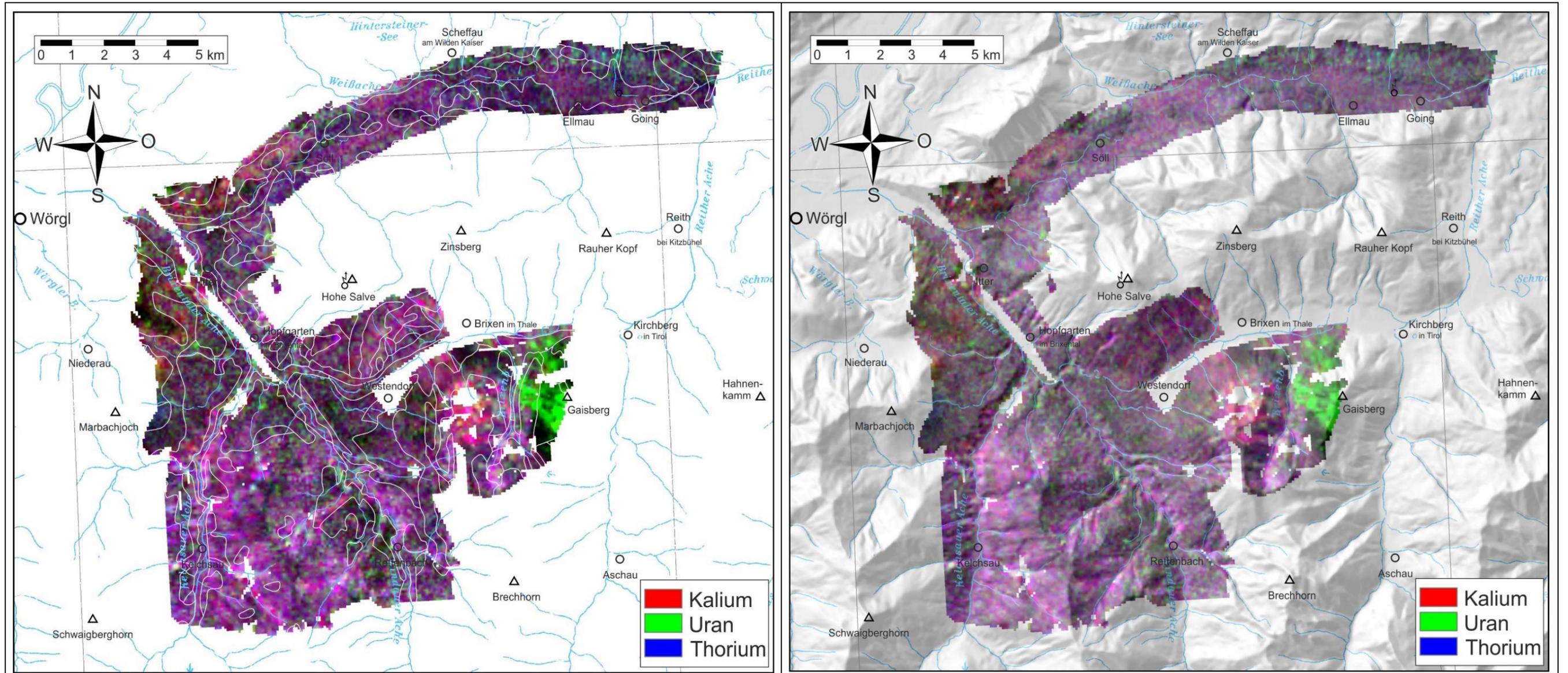


Abb. 9.10: Ternäre Darstellung des Kalium-, eUran- und eThorium-Gehaltes. Es sind die wichtigsten Gewässer, Gipfel, Ortschaften sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und links in weiß die geologischen Grenzen der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 PESTAL et al. (2005), rechts ist das Relief aus AMap Fly unterlegt.

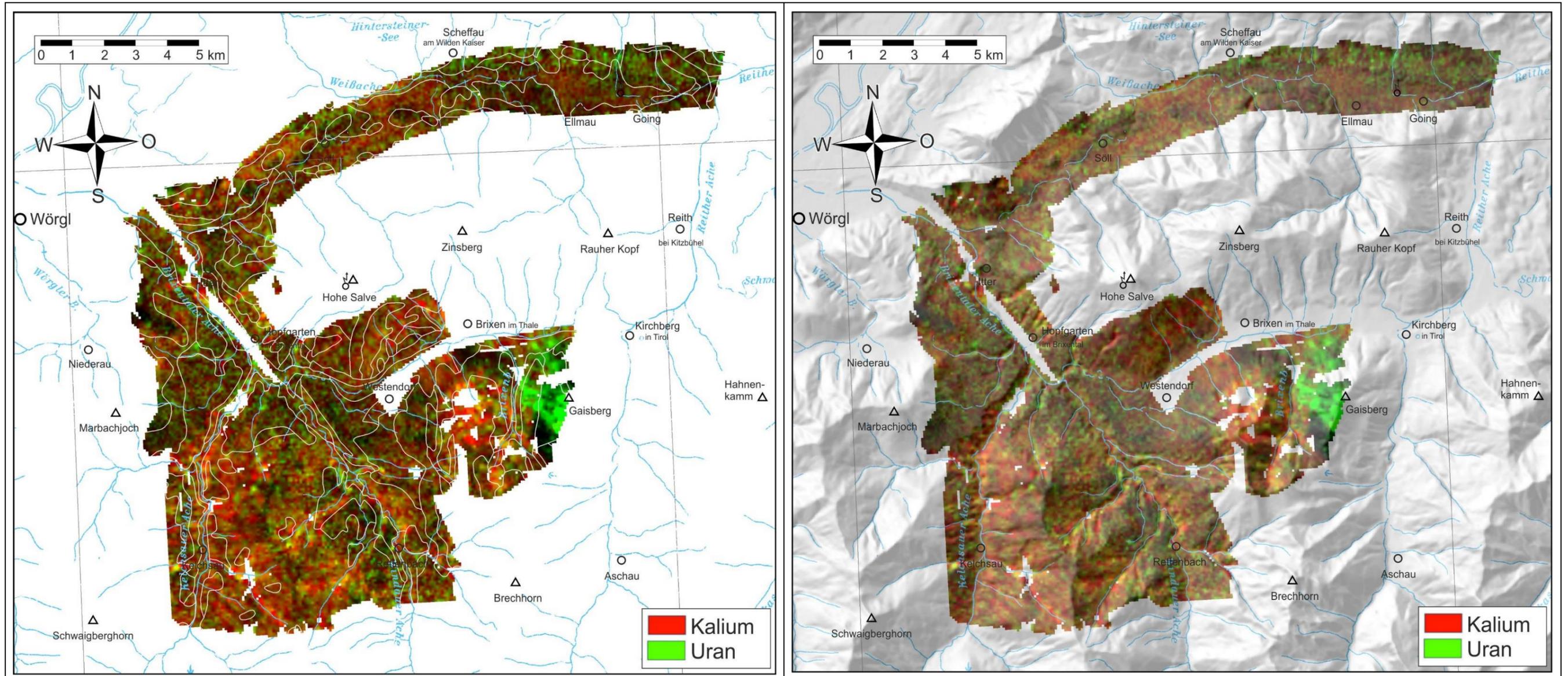


Abb. 9.11: Binäre Darstellung des Kalium/eUran Gehaltes. Es sind die wichtigsten Gewässer, Gipfel, Ortschaften sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 eingetragen und links in weiß die geologischen Grenzen nach der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), rechts ist das Relief aus AMap Fly unterlegt.

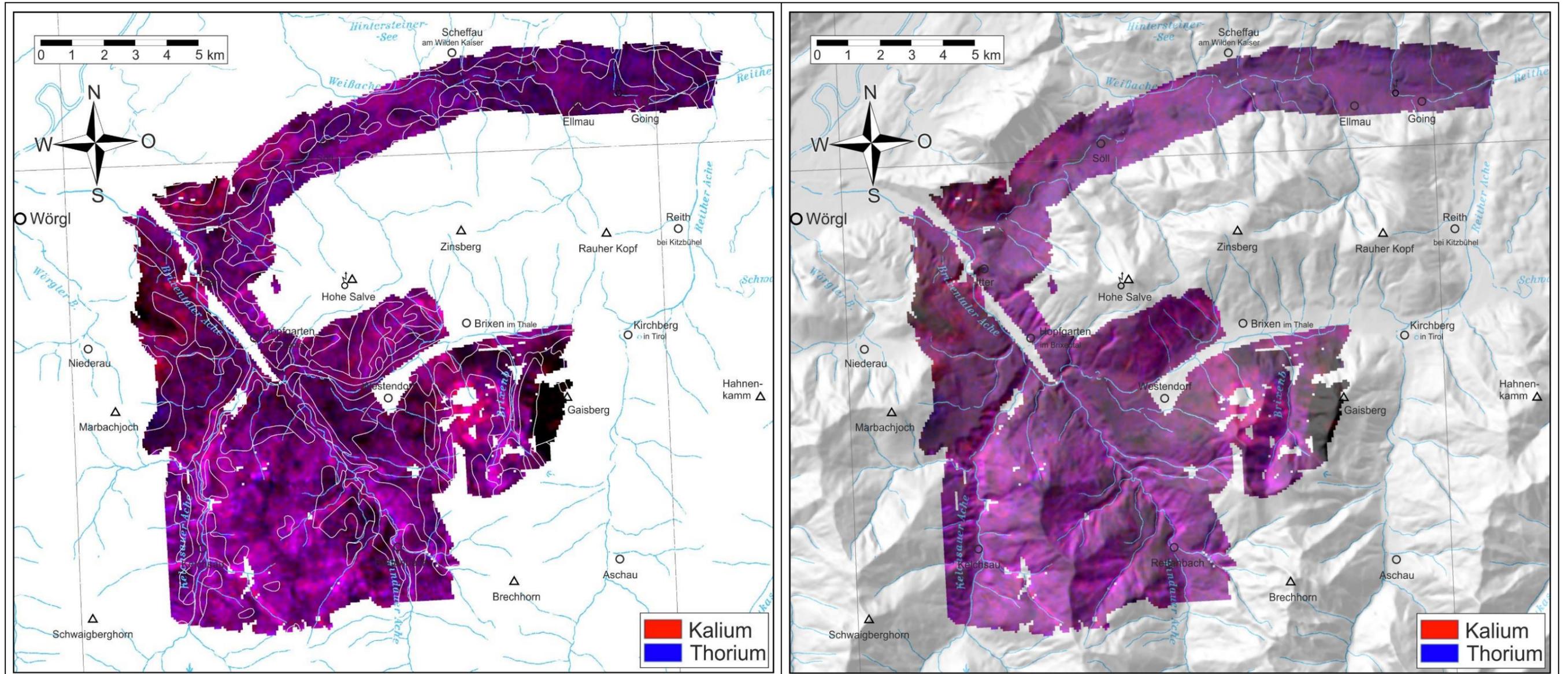


Abb. 9.12: Binäre Darstellung des Kalium/eThorium Gehaltes. Es sind die wichtigsten Gewässer, Gipfel, Ortschaften sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 eingetragen und links in weiß die geologischen Grenzen nach der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), rechts ist das Relief aus AMap Fly unterlegt.

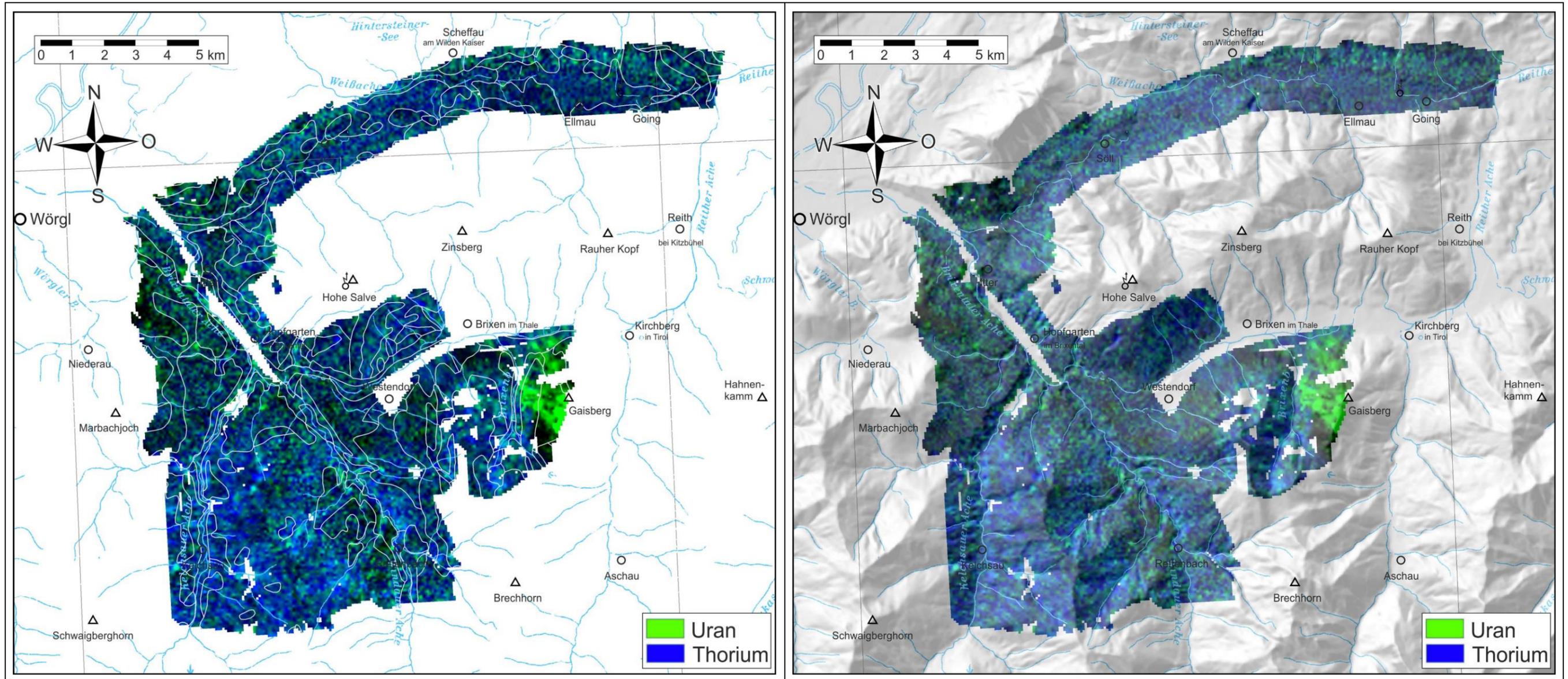


Abb. 9.13: Binäre Darstellung des eUran/eThorium Gehaltes. Es sind die wichtigsten Gewässer, Gipfel, Ortschaften sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 eingetragen und links in weiß die geologischen Grenzen nach der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005), rechts ist das Relief aus AMap Fly unterlegt.

9.3.6 Dosisleistung

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

	Dosisleistung [nSv/ Stunde]
Minimum	0
1. Quartil	47
Median	58
Mittelwert	59
Standardabweichung	18
3. Quartil	70
Perzentil 90	83
Maximum	149

Tab. 9.21: Statistische Parameter der errechneten Dosisleistung im gesamten Messgebiet Wörgl.

Im Messgebiet Wörgl liegen 90 % der Werte liegen zwischen 0 und 83 nSv/Stunde, der Median bei 58 und der Maximalwert bei 149 nSv/Stunde.

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). Die gemessene Ortsdosisleistungen (natürliche Strahlung der Umgebung) des österreichischen Strahlenfrühwarnsystems zeigen beispielsweise an mehreren willkürlich ausgewählten Tagen im Frühjahr und Sommer 2016 folgende Werte:

Messstelle	Dosisleistung (nSv/Stunde)
Kufstein	78 ± 9
Kitzbühel	115 ± 9
Lofer	81 ± 11
Zell am See	105 ± 8
Krimml	101 ± 14
Schwaz	111 ± 13
Innsbruck	101 ± 12
Hinterriß	92 ± 4

Tab. 9.22: Ausgewählte Ortsdosisleistungen des österreichischen Strahlenfrühwarnsystems (Quelle: Homepage des Bundesministerium für Land- und Forst-, Umwelt und Wasserwirtschaft).

Die höchste Dosisleistung weisen der Schwazer Augengneis und der Blasseneckporphyroid auf, die Kalifeldspat als Hauptgemengeteil führen. Vergleichsweise hohe Werte finden sich auch in holozänen Ablagerungen (Bachsedimente, Wildbachschutt, Schwemm- und Murenkegel, Hangschutt), sowie in den paläozoischen Metasedimenten der Grauwackenzone. Bei diesen weisen sowohl die siliziklastischen, wie auch die karbonatbetonten Schichtglieder ähnliche Werte auf. In den vulkanogenen Metabasiten der Grauwackenzone sind die Werte etwas niedriger. Etwa im selben Bereich liegen auch die Werte der glazigenen Sedimente

des Pleistozän (Vorstoßschotter, Grundmoräne und Eisrandsedimente des Würm). Etwas niedriger sind die Dosisleistungen in den Siliziklastika an der Basis der Kalkalpen (Perm und Untertrias). Die niedrigsten Werte der Dosisleistung treten in den karbonatischen Sedimenten der Kalkalpen (Mittel- und Obertrias) auf.

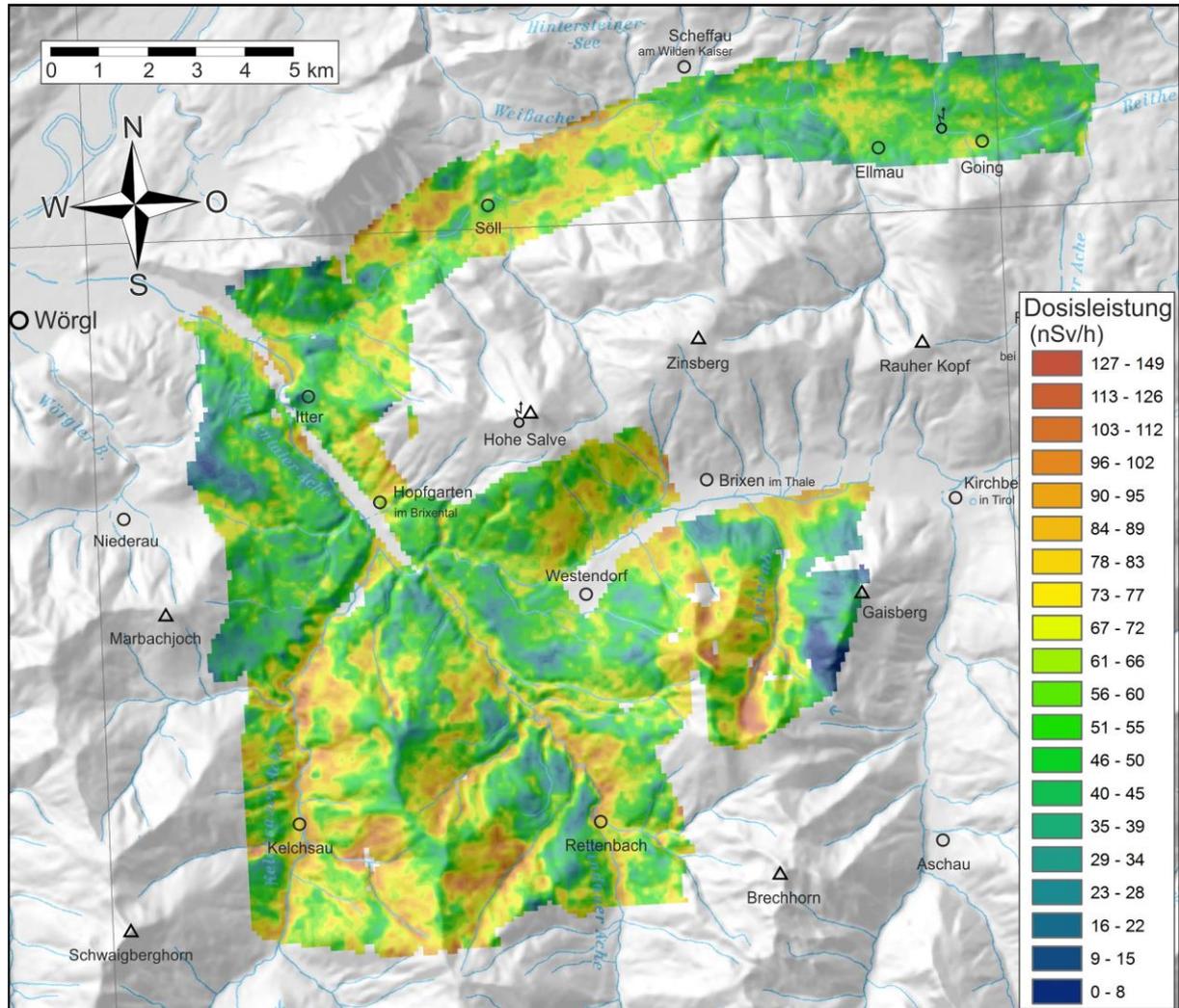


Abb. 9.14: Karte der aus den Äquivalentgehalten von Kalium, eUran und eThorium errechneten Dosisleistung (nSv/h). Die geologischen Grenzen sind nach der geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005) eingetragen. Eingezeichnet sind weiters die wichtigsten Gewässer, Gipfel und Ortschaften.

ID	Schichtglied	Counts	Area	Min	Max	Range	Mean	Stabw
135	Schwazer Augengneis	1	10000	76	76	0	76	0
107	Blasseneck-Porphyrroid; Oberordovizium	541	5410000	11	129	117	71	15
2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	860	8600000	24	104	81	68	16
4	Hangschutt, Schuttkegel	187	1870000	10	149	139	67	28
103	Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg.	50	500000	38	103	66	67	14
132	Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex, Altpaläozoikum	3056	30560000	17	121	104	67	17
5	Schwemmkegel, Murenkegel	1824	18240000	25	121	96	63	14
102	Spielbergdolomit-Gruppe, Unterdevon - Mitteldevon	430	4300000	10	98	88	62	13
106	Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation	1016	10160000	5	120	115	59	16
15	Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung	321	3210000	20	98	78	56	15
14	Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien)	1510	15100000	11	108	97	53	14
11	Eisrandsediment, Kame	2902	29020000	7	126	119	53	16
101	Gröden-Formation; Perm	1050	10500000	4	121	117	51	18
104	Metabasit-Gruppe; Altpaläozoikum	601	6010000	14	90	77	50	12
99	Alpiner Buntsandstein, Untertrias	213	2130000	16	79	63	48	12
96,97	Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium	30	300000	16	70	55	45	13
84	Hauptdolomit; Oberes Karnium - Norium	156	1560000	0	73	73	24	16
93	Reiflinger Kalk; Mittleres Anisium - Unteres Karnium	3	30000	17	29	12	23	5
87	Nordalpine Raibler Schichten; Unteres Karnium	10	100000	4	42	38	22	14
89	Wettersteinkalk; Ladinium - Unteres Karnium	2	20000	14	20	6	17	3
90	Wettersteindolomit (Ramsaudolomit); Ladinium - Unteres Karnium	29	290000	2	45	43	17	11

Tab. 9.23: Aus den aeroradiometrisch bestimmten K, eU und eTh-Gehalten errechnete Dosisleistung des Messgebiets Wörgl nach der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (PESTAL et al., 2005). Angegeben sind die Anzahl der Messpunkte, die Fläche der definierten Zonen, Minimum, Maximum, Wertebereich, Mittelwert und Standardabweichung. Die Gesteine sind nach absteigenden Mittelwerten sortiert. rot...Schwazer Augengneis, braun...paläozoische Schieferserien, dunkelblau...pal. Karbonate, grün...pal. basische Vulkanite, violett...pal. saurer Vulkanit, dunkelgelb...siliziklastische Permotrias, blau...Karbonate der Trias, blassgelb... Pleistozän, weiß...Holozän

9.3.7 Cäsium-137 (Fallout nach Tschernobyl)

Zur Darstellung der relativen Belastung mit ^{137}Cs wird üblicherweise die Zerfallsrate (Aktivität) von ^{137}Cs in Becquerel [Bq] bzw. auf die Fläche bezogen, in Bq/m^2 (Flächenkontamination) angegeben (1 Bq ist definiert als 1 Zerfall pro Sekunde).

Die Belastung mit ^{137}Cs , die heute fast ausschließlich auf den Reaktorunfall von Tschernobyl zurückzuführen ist, ist im Untersuchungsgebiet mit Werten von zu 90 % unter $22 \text{ kBq}/\text{m}^2$ eher gering (Mittelwert und Median $12 \text{ kBq}/\text{m}^2$). Der Wert des Maximums liegt derart weit außerhalb der statistischen Normalverteilung, dass er kaum Relevanz besitzt.

	Cäsium-137 [kBq/m^2]
Minimum	0
1. Quartil (Q_{25})	8,7
Median (Q_{50})	12,6
Mittelwert	13,3
Standardabweichung σ	6,6
3. Quartil (Q_{75})	17,2
Perzentil 90 (Q_{90})	22,6
Maximum	61,9

Tab. 9.24: Statistische Parameter für ^{137}Cs im Messgebiet Wörgl.

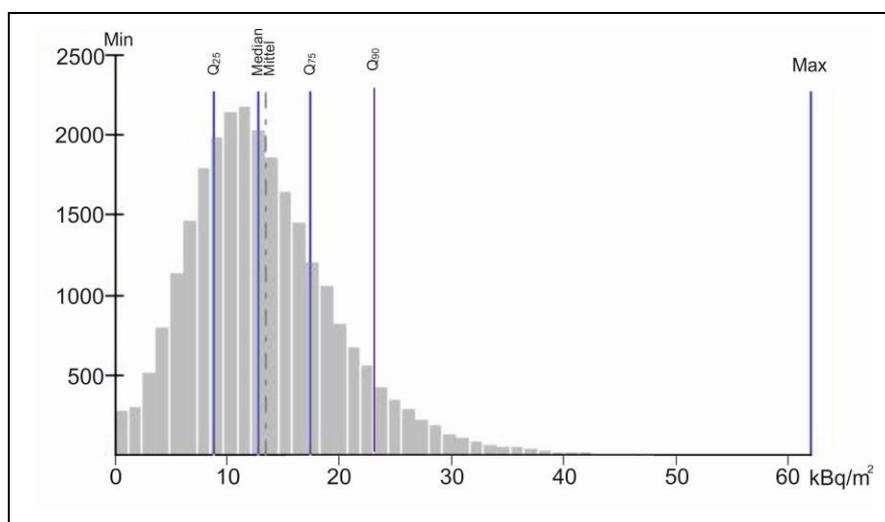


Abb. 9.15: Verteilung der Cäsiumwerte (in kBq/m^2). Es sind Mittelwert, Median, erster und dritter Quartil, sowie der Perzentil 90 eingetragen.

Die vom Umweltbundesamt (Homepage des UBA) angegebene Bodenbelastung Österreichs durch Cs-137 ist in der Abb. 9.16 dargestellt, die Abb. 9.17 zeigt die flächenmäßige Verteilung im Messgebiet Wörgl.

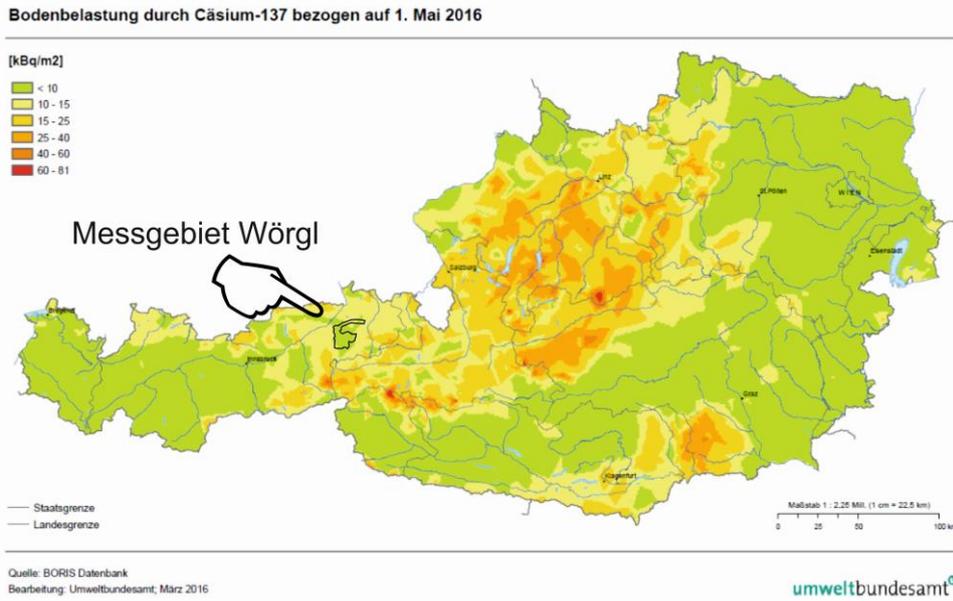


Abb. 9.16: Bodenbelastung in Österreich durch Cäsium-137, Quelle: Umweltbundesamt (2016).

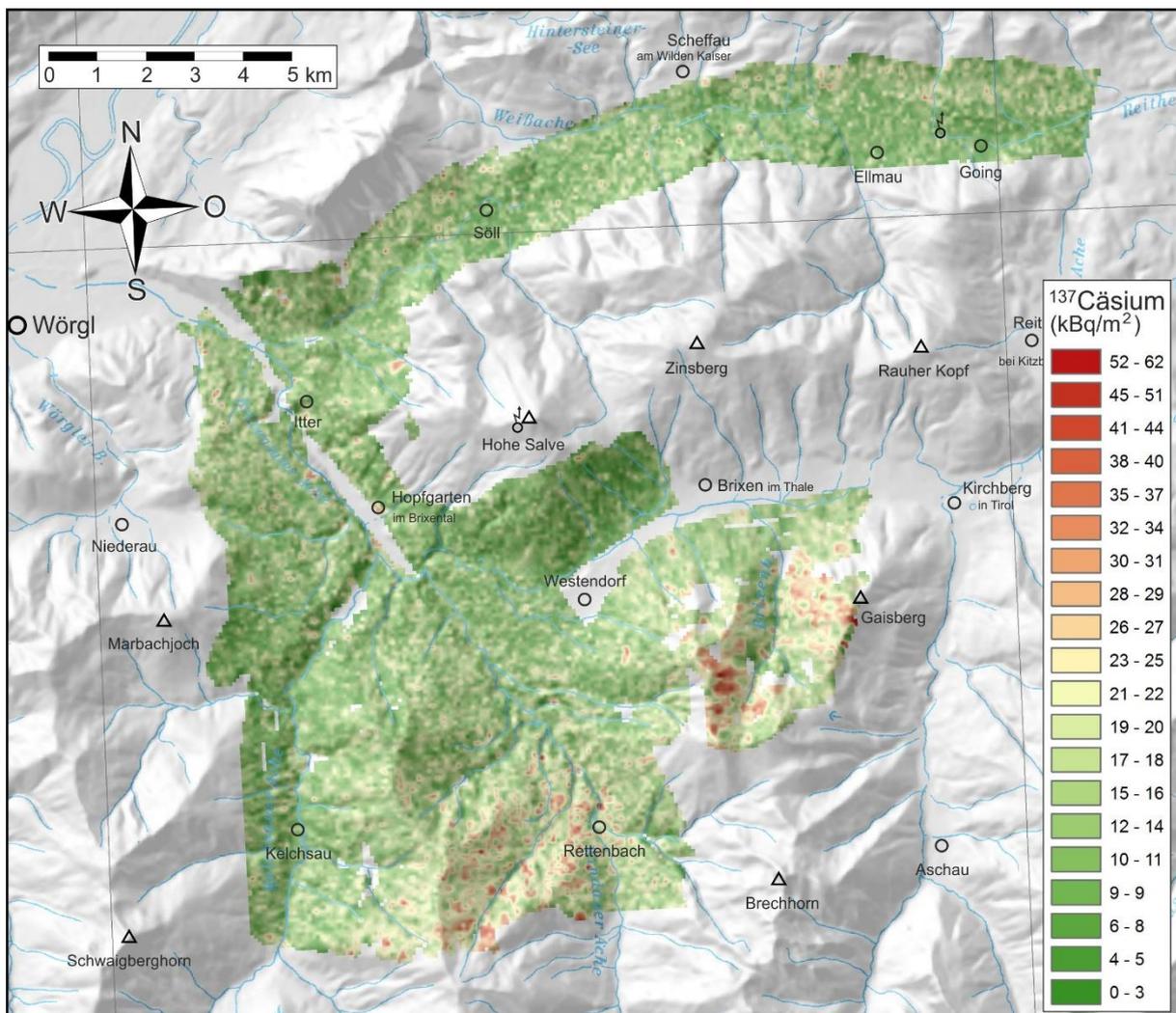


Abb. 9.17: Karte der Verteilung von ¹³⁷Cs. Eingezeichnet sind einzelne topographische Punkte und die wichtigsten Gewässer.

9.3.8 Regionaler Vergleich mit dem Geochemischen Atlas von Österreich

Der Geochemische Atlas der Republik Österreich (THALMANN et al., 1989b, Einzelkarten: THALMANN, verschiedene Jahre der Veröffentlichung) behandelt die Ergebnisse der Bachsedimentgeochemie (Fraktion < 0,18 mm) der Böhmisches Masse und der Zentralzone. Um einen regionalen Überblick über die Verteilung von Kalium, Uran und Thorium in der Umgebung (etwa 120 x 60 km) des Messgebietes Wörgl zu geben, wird diese in den Abb. 9.18 (Kalium), Abb. 9.19 (Uran) und Abb. 9.20 (Thorium) dargestellt. Es ist nur die Zentralzone der Ostalpen und die siliziklastische Basis der kalkalpinen Decken dargestellt. Im N des Kartenausschnitts befinden sich die Oberostalpinen Decken der Grauwackenzone (Tirolisch-Norisches Deckensystem) und die Innsbrucker Quarzphyllitdecke (Koralpe-Wölz-Deckensystem), im W das Ötztalkristallin samt Brennermesozoikum (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) und die Steinacher Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem), anschließend gegen E die Unterostalpinen, Penninischen und Subpenninischen Decken des westlichen und zentralen Tauernfensters, und im SE das Kristallin der Schober-Decke (Koralpe-Wölz-Deckensystem).

Die Anomalien und ihre vermutlichen geologische Ursachen sind nach ÖK Kartenblättern geordnet.

Kalium:

Die Werteverteilung des Kaliums der Bachsedimente (Abb. 9.18 unten) entspricht weitgehend jener aus der Radiometrie (Abb. 9.1).

ÖK119: Maximum: Schwazer Augengneis

ÖK120: Maxima: Orthogneiseinschaltungen in „Wildschönauer Schiefen“, Minimum: Wettersteindolomit

ÖK121: Maxima: Orthogneise, Porphyroide der Uttendorfer Schuppenzone z.T., aber nicht eindeutig

ÖK122: Maximum: Blasseneck-Porphyroid

ÖK147: Maximum: Staurolith-Granat-Glimmerschiefer des Ötztalkristallins, Minima: Karbonate des Brennermesozoikums, Amphibolit-reiche Serien des Ötztalkristallins

ÖK148: Maxima: Karbon der Steinacher Decke (Konglomerate, Sand-, Silt-, Tonsteine), (Granat-) Glimmerschiefer der Gschnitztal-Teildecke, Unterostalpinen Permoskyth, bzw. Sand-, Silt- und Tonsteine der Tarntal-Decke, Minima: Brennermesozoikum, kalkreiche Anteile der Bündnerschiefer-Gruppe

ÖK 149: Maxima: Kaserer-Gruppe, Wustkogel-Gruppe, z.T. wahrscheinlich auch Gesteine der Schönachmulde, Zentralgneise des Ahornkerns, kalkarme Bündnerschiefer, Alpiner Verrucano (Gröden-Formation). Minima: kalkreiche Bündnerschiefer, Metabasite der Greiner Mulde, niedrige K-Gehalte haben auch Zentralgneise des Tux- und Zillertal-Kerns

ÖK150: Maxima: Zentralgneise des Ahorn-Kerns, Wustkogelserie. Minima: Innsbrucker Quarzphyllit-Serie (ev. höherer Anteil an Metavulkaniten), Metavulkanite der Schönach-Mulde

ÖK151: Glimmerschiefer der Schönbichl-Schuppe, Aplitgneise der Riffli-Decke (?), Minima: im N nicht eindeutig zuordenbar, im S Zentralgneise des Zillertal-Kerns, Kalkglimmerschiefer und Prasinite der Riffli-Decke

ÖK152: Maximum: Weißschiefer im Zentralgneis des Granatspitz-Kerns, Minima: Metabasite der Riffli-Decke, Bündnerschiefer-Gruppe der Glocknerdecke

ÖK153: Maximum: Scharkogelgneis (Kalifeldspat-Gneis), Minima: Bündnerschiefer-Gruppe der Glocknerdecke

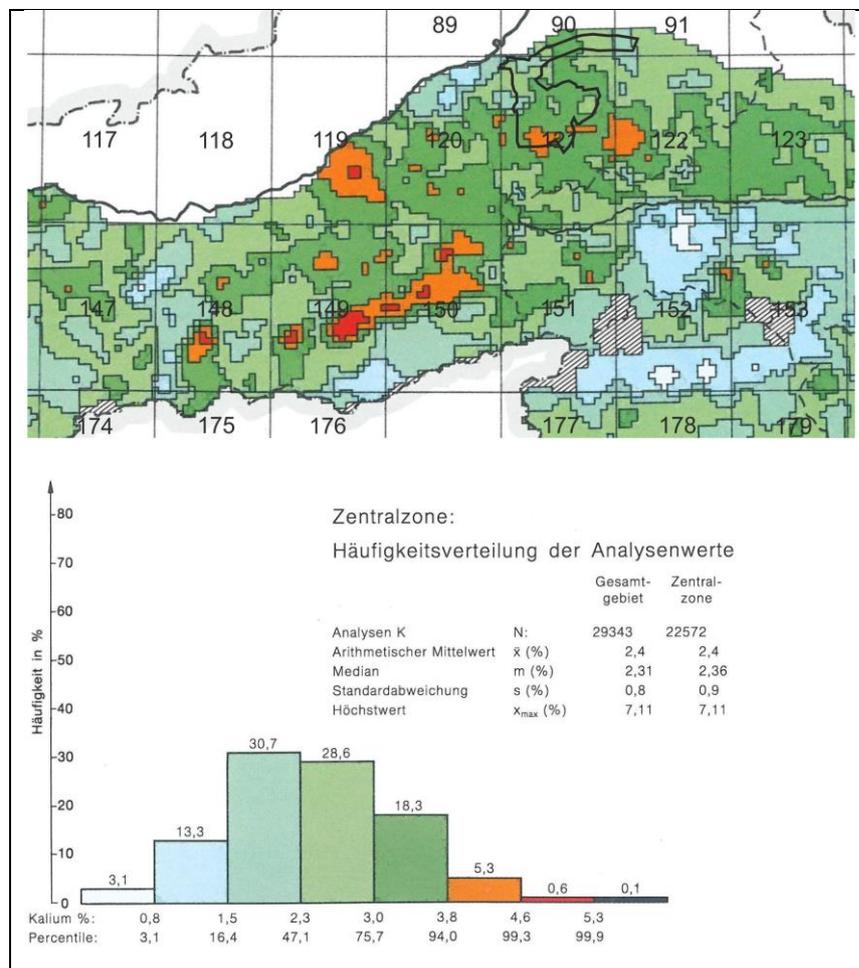


Abb. 9.18: oben: Ausschnitt aus der Karte des Kaliums (Geochemischer Atlas von Österreich, Bachsedimente < 0,18 mm), unten: statistische Verteilung des Kaliums (Bachsedimente < 0,18 mm) in der Zentralzone Österreichs (THALMANN, 1989b).

Uran:

Die Werteverteilung des Urans der Bachsedimente (Abb. 9.19) weist erkennbar höhere Werte aus als die Radiometrie (Abb. 9.1). Dies ist dadurch erklärbar, dass das Uran überwiegend in stabilen Schwermineralen eingebaut ist, welche in der Feinfraktion <0,18 mm gegenüber den Hauptgemengeteilen des Gesteins angereichert sind. Die Werte sind allerdings deutlich geringer erhöht, als dies beim Thorium der Fall ist (siehe unten). Dies ist durch unterschiedliche Fraktionierungsmechanismen von Uran und Thorium in den exogenen Prozessen bedingt (siehe auch Abschnitt 9.1).

Zu der U-Verteilung (Abb. 9.19) ist bemerkenswert, dass im Bereich Böhmisches Massiv/Zentralzone ca. 75 % der Messdaten unterhalb der Bestimmungsgrenze liegen sowie die meisten Uran-Mineralisationen in der Bachsedimentgeochemie wenig bis überhaupt nicht erfasst werden (PIRKL et al., 2015).

ÖK119: Maximum: Schwazer Augengneis

ÖK120: Maxima: Schwazer Augengneis

ÖK147: Maximum: Granitgneise des Ötztal-Kristallins

ÖK148: Maximum: Zentralgneise des Tux-Kerns

ÖK149: Maxima: Zentralgneise des Ahorn-Kerns, z. T. nicht eindeutig zuordenbar

ÖK150: Maxima Zentralgneise des Ahorn-Kerns

ÖK151: Maxima Zentralgneise des Tux-Kerns

ÖK152: Maximum: Zentralgneise des Tux-Kerns und des Granatspitz-Kerns

ÖK153: Maximum: Zentralgneise des Granatspitz-Kerns

ÖK179: Maximum: Oberostalpinisches Kristallin der Schober-Decke

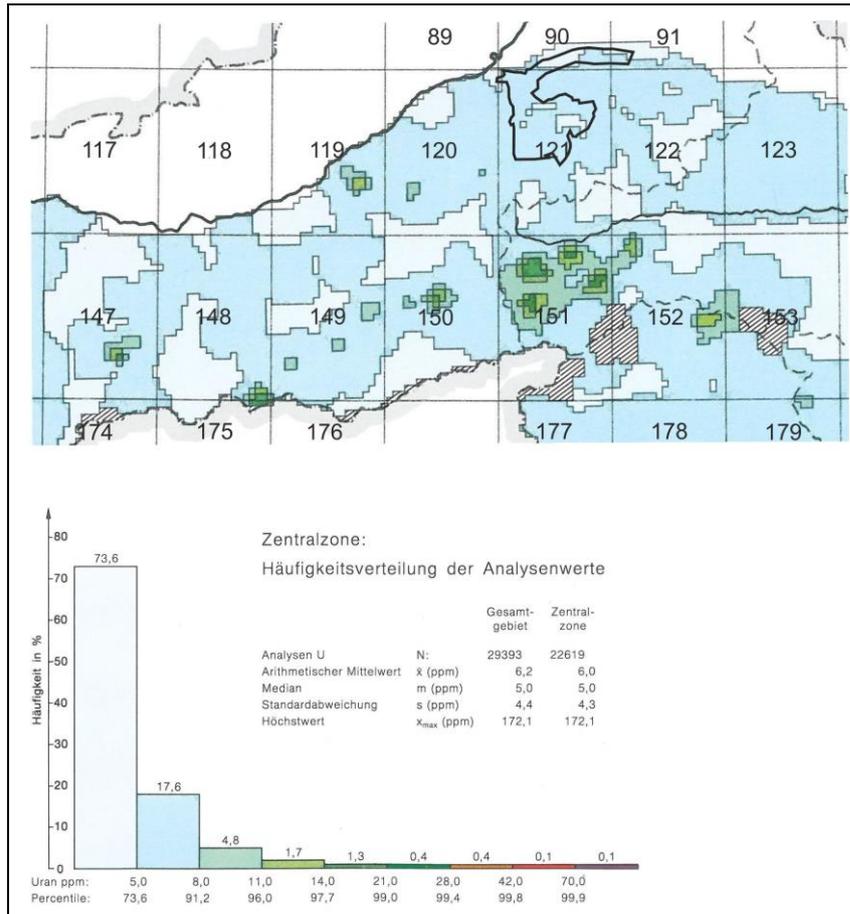


Abb. 9.19: oben: Ausschnitt aus der Karte des Urans (Geochemischer Atlas von Österreich, Bachsedimente < 0,18 mm), unten: statistische Verteilung des Urans (Bachsedimente < 0,18 mm) in der Zentralzone Österreichs (THALMANN, 1989b).

Thorium:

Die Werteverteilung des Thoriums der Bachsedimente (Abb. 9.20) weist wesentlich höhere Werte aus als die Radiometrie (Abb. 9.1). Dies ist dadurch erklärbar, dass das Thorium überwiegend in stabilen Schwermineralen eingebaut ist, welche in der Feinfraktion < 0,18 mm gegenüber den Hauptgemengeteilen des Gesteins angereichert sind. Im Vergleich zu Uran ist die Erhöhung der Werte bei Thorium wesentlich größer.

ÖK119: Maximum: Schwazer Augengneis

ÖK120: Maxima: Schwazer Augengneis und Teile der „Wildschönauer Schiefer“

ÖK121, ÖK122: Ursache unklar

ÖK123: Maxima: Teile der Wildschönauer Schiefer

ÖK147: Maxima: Granat-Staurolith-Glimmerschiefer des Ötztalkristallins

ÖK148: Maximum: wahrscheinlich Granat-Staurolith-Glimmerschiefer des Ötztalkristallins

ÖK149: Maxima: Zentralgneise des Tuxer- und des Ahorn-Kerns

ÖK150: Zentralgneise des Ahorn-Kerns

ÖK151: Maxima: Zentralgneise des Tuxer-Kerns

ÖK152: Maximum: Ursache unklar, jedenfalls innerhalb der Riffl-Decke

ÖK 177, ÖK178, ÖK179: unklar, in der neuen Auswertung des Thoriums durch PIRKL et al. (2015) sind dort keine Anomalien erkennbar

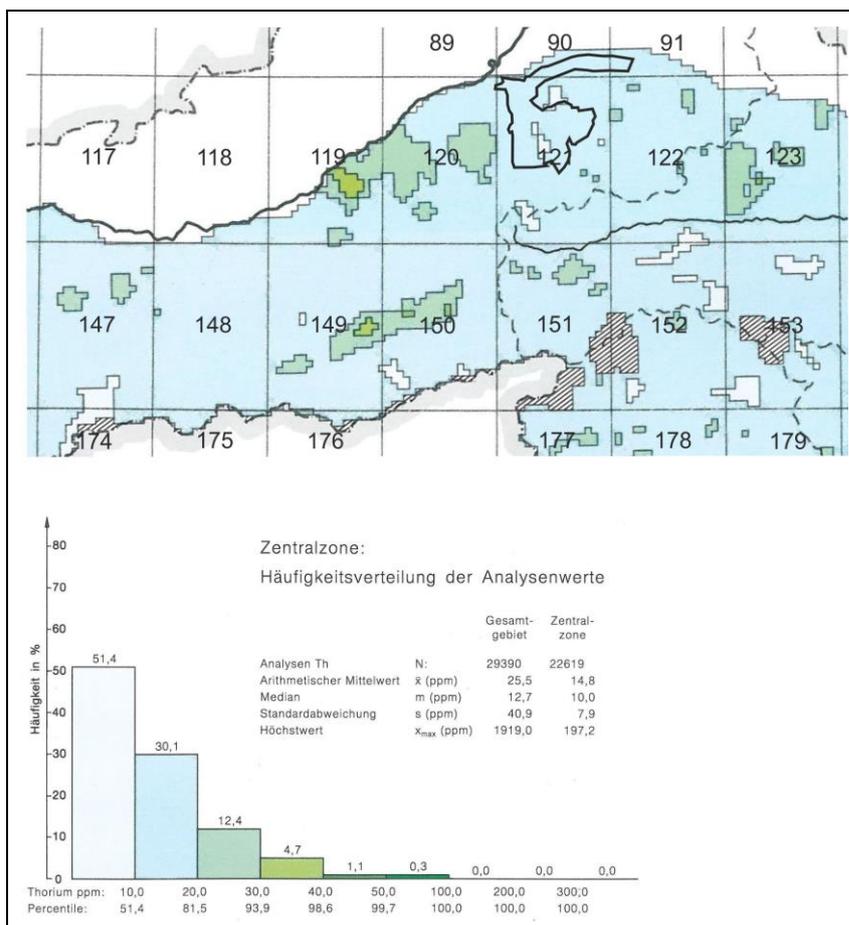


Abb. 9.20: oben: Ausschnitt aus der Karte des Thoriums (Geochemischer Atlas von Österreich, Bachsedimente < 0,18 mm), unten: statistische Verteilung des Thoriums (Bachsedimente < 0,18 mm) in der Zentralzone Österreichs (THALMANN, 1989b).

10 Literatur

- 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, 8, 271-278; Houten.
- AHL, A. & SLAPANSKY, P. (2002): Geomagnetische Anomalien in der Umgebung des TRANSALP-Profiles: 3-dimensionale Modellierung und geologische Interpretation. - PANGEO Austria 2002, S. 14, Salzburg.
- 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, Wien.
- AL-HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). - Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, 9, (= Alpenkundliche Studien, 5), 5-26, Innsbruck.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, TH. (1918): Karte Rattenberg 1:75.000 / neu aufgenommen von O. Ampferer (Trias-Tertiär, Glazialterrassen) in den Jahren 1904 - 1908, von Th. Ohnesorge in den Jahren 1904 - 1908, mit Nachträgen bis 1913, Mit Benützung der älteren geologischen Aufnahmen i. M. 1:144.000 E. v. Moysisovics (1869/1870) und G. Stache (1870). Geologische Reichsanstalt, Wien.
- BAUER, K.; LOACKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg: (Abschnitt zwischen Zeller-Furche im W und Dientner Bach im E). – 30 S, 7 Abb., 1 Beil. + Geologisch-tektonische Karte des Unterpinzgaues östl. d. Zellerfurche 1:50.000, In: Veröffentlichungen der Universität Innsbruck ; Nr. 13, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, TH. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 4 (5/6), 1–74, Innsbruck.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. & LOBITZER, H. (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten.- Unveröff. Bericht ÜLG-28/97, 99 S., 22 Abb., 8 Tab., 5 Taf., 8 Beil., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P., ARNDT, R. & FABER, R. (1999a): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten.- Unveröff. Bericht ÜLG-28/98, 79 S., 31 Abb., 8 Tab., Wien.
- BELOCKY, R., SLAPANSKY, P., EBELI, O., OGOROLEC, B. & LOBITZER, H. (1999b): Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich): Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen -In: Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 56, 13-33, Wien.
- BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierung des Kellerjochgneises und der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Österreich). - Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft 29, 59 S., Halle/Saale.

- 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.
- BUCHROITHNER, M. F. (1984): Karte der LANDSAT-Bildlineamente von Österreich 1:500.000. Geologische Bundesanstalt Wien.
- BUCHWIESER, A. (1999): Die Geologie des Marchbachjoch-Gebietes (Nördliche Grauwackenzone bei Kufstein/Tirol): Petrographische, geochemische und tektonische Untersuchungen. - 90, Ill., Anh., 1 Beilbd. + Geologische Karte des Marchbachjoch-Gebietes 1:10000, München.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. - Bericht Umweltbundesamt; Wien.
- CARMICHAEL, R. S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. In: Carmichael, R. S. (ed.): Practical handbook of physical properties of rocks and minerals, 299-358, CRC Press, Boca Raton.
- 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, Univ. Press, Cambridge.
- CZURDA, K. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Kalkalpin auf Blatt 112 Bezau. - In: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt ; 1980. - A79-A80, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- CZURDA, K. & BERTHA, S. (1984): Verbreitung und rohstoffmäßige Eignung von Tonen und Tongesteinen in Nordtirol. - In: Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt ; 5. - 15-28, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- CZURDA, K.; BERTHA, S.; FLÖRL, W. & HORVACKI, J. (1983): Tongesteine und Tone Tirols ihre paläogeographische Stellung und Rohstoffeignung. - In: Festschrift Oskar Schmidegg. - 269-296, , Innsbruck.
- D'ARNAUD GERKENS, J. C. (1989): Foundation of Exploration Geophysics - Methods in Geochemistry and Geophysics, **25**, XVII + 667 S., Elsevier, Amsterdam.
- DAVOGG, B. (1981): Geologische Untersuchungen an basischen Magmatiten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung ihrer Eignung als natürliche Rohstoffe. - Diss. Leopold-Franzens-Univ. Innsbruck, 132 S., Innsbruck.
- 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. (Ed.) et al.: Geochemical Atlas of Europe. Part 2: Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps, and Related Publications, 45-432, Ill.; Geol. Survey Finland, Espoo.

- EISENBUD, M. & GESELL, TH. (1997): Environmental Radioactivity. From Natural, Industrial and Military Sources (Fourth Edition) - XXV + 639 S., App.; Academic Press, San Diego.
- EMMANULIDIS, G. & MOSTLER, H. (1971): Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 547-569, Innsbruck, München, (Univ.-Verlag Wagner).
- EXNER, C. (1979): Geologie des Salzachtals zwischen Taxenbach und Lend. - In: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt; 122. - 1-73, Verlag der Geologischen Bundesanstalt (GBA), Wien.
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology (Second Edition) - XV + 589 S., J. Wiley & Sons, New York.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). - Verh. Geol. B.-A., 1976/2, 257-303, Wien.
- FRIES, W. (1988): Fazies, Diagenese, Paläogeographie und anorganische Geochemie eines potentiellen Erdölmuttergesteins: Bituminöse und kerogenreiche Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Ostalpen).- Unveröff. Diss. Univ. Freiburg i. Br., 175 S., 54 Abb., 17 Taf., 1 Tab.; Freiburg i.Br.
- FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1975): Facies and Geochemical Correlation in the Upper Hauptdolomit (Norian) of the Eastern Lechtal Alps. - Sedimentary Geology, 13, 27-45, Amsterdam.
- FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1982): Hauptdolomit (Norian) - Stratigraphy, Palaeogeography and Diagenesis. - Sedimentary Geology, 32, 195-231, Amsterdam.
- FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit - Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). - Geologische Rundschau, 73, 305-319, Stuttgart.
- GANGL, S., PIBER, A., TROPPER, P., KLÖTZLI, U., FINGER, F. & MIRWALD, P. W. (2005): Geochronological Evidence for Lower Ordovician Magmatism in the Crystalline Nappes North of the Tauern Window. - Geophysical Research Abstracts, 7, 03975.
- GÖSCHKE, M., BIEDERMANN, A., HEINZ, H., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P. & WAGINI, A. (1981): Montangeophysikalische und gesteinsphysikalische Untersuchung aeromagnetischer Anomalien in der westlichen Grauwackenzone. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-011/80, IV+ 32 S., Wien.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich. In: Geoatlas Österreich (Hrsg.: Th. Hofmann & H. P. Schönlaub), 66-67, Böhlau, Wien.
- GRASTY, R. L.; CARSON, J. M.; CHARBONNEAU, B. W. & HOLMAN, P. B. (1984): Natural Background Radiation in Canada. - Geological Survey of Canada, Bulletin 360.
- HAHN, A.; PETERSEN, N. & SOFFEL, H. (1985): Geomagnetik. In: F. Bender (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Band II, Methoden der Angewandten

- Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, 57-155, Stuttgart (Enke).
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie.- Jb. Geol. B.-A., 124, 1-109, 28 Abb., 17 Tab., 3 Fototaf.; Wien.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. - Habilitationsschrift Ludwig-Maximilians-Universität München, 291 S., München.
- HEINISCH, H. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. - In: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 145.3/4. - 330-332, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINISCH, H. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 146, 95-96, Wien.
- HEINISCH, H. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 151, 123-125, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 147, 654-656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 151, 125-126, Wien.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 130, 163-173, Wien.
- HEINISCH, H.; HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P. (1988): Ausgewählte Spurenelementdaten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). - In: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt ; 131.2. - 267-278, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. - Jb. Geol.B.-A., 147, 654-656, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., STINGL, V. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000: 123 Zell am See, Wien(Geologische Bundesanstalt).

- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 122 Kitzbühel, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- HEINISCH, H., † PESTAL, G., REITNER, J., AHL, A., BORTENSCHLAGER, S., DRAXLER, I., HEINRICH, M., MOSHAMMER, B., PANWITZ, C., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., SCHUSTER, R., SLAPANSKY, P. & STINGL, V. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. *Mém. Soc. géol. France*, 156, 123-128, Paris.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Salzburg. - Unveröff. Bericht Projekt SC-2f/84, 15 S., Wien.
- 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, Wien.
- HIRSCHMANN, G.; GARBE, C. & TARKIAN, M. (1990): Geochemie von Schwarzschiefern und assoziierten Metavulkaniten im Bereich der Pyritlagerstätte Schwarzenbach bei Dienten (Salzburger Grauwackenzone, Österreich). - In: Stumpfl, Eugen F.: *Mineral Deposits: Geology - Mineralogy - Geochemistry - Geophysics - Exploration: A selection of papers presented at the 79th Annual Meeting of the Geologische Vereinigung "Mineral Deposits" held at the Montan-Universität Leoben, Austria February 15-18, 1989.* - 417-432, Enke, Stuttgart.
- HÖCK, V. (1983): Mesozoic Ophiolites and Non-Ophiolitic Metabasites in the Central Part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). - *Ofioliti*, 8, 103-126, Bologna.
- 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, 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, 5 Tab., 15 Abb.; 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.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J. M. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. - *Quaternary international*, 164/165, 21-32, Oxford.
- KOBRANOVA, V. N. (1989): *Petrophysics.* 375 S., Springer, Moskau, Berlin.
- 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. (2008a): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der GBA 1:50.000 - ÖK121 Neukirchen am Großvenediger: Stand 2008., 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KREUSS, O. (2008b): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der GBA 1:50.000 - ÖK120 Wörgl: Stand 2008, 1 Bl., Wien (GBA).
- LANDIS, P. (1996): Organic geochemistry of sedimentary uranium ore deposits. – Ore Geology Reviews, 11, 1-32, Amsterdam.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists. XI + 278 S., Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze).- Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal, 58, V + 147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- LEBLHUBER, P. (2000): Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Grubenrevier Schwarzleo-Mitte, Leogang, Salzburg. - Diplomarbeit naturwissenschaftliche Fakultät Paris-Lodron-Universität Salzburg, 155 S., Salzburg.
- LOTH, G., EICHHORN, R., HÖLL, R., KENNEDY, A., SCHAUDER, P. & SÖLLNER, F. (2001): Cambro-Ordovician age of metagabbro from Wildschönau ophiolite complex, Greywacke Supergroup (Eastern Alps, Austria): A U-Pb SHRIMP study. - European Journal of Mineralogy, 13, 57-66, Stuttgart.
- MACMILLAN, S. & FINLAY, CH. (2011): The International Geomagnetic Reference Field- In: M. Manda & M. Korte (Eds.): Geomagnetic Observations and Models (IAGA Special Sopron Book Series Vol. 5, 265-276, Springer, Dordrecht, Heidelberg.
- MALZER, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg - und Hahnenkammgebietes bei Kitzbühel (Tirol).- Diss Univ. Innsbruck, II + 99 Bl, III., 1 Beil., Innsbruck.
- MARKART, G., RÖMER, A., BIEBER, G., PIRKL, H., KLEBINDER, K., HÖRFARTER, C., AHL, A., ITA, A., JOCHUM, B., KOHL, B., MEISSL, G., MOTSCHKA, K., OTTOWITZ, D., SCHATTAUER, I., SOTIER, B., STRASSER, M., SUNTINGER, K., UND WINKLER, E. (2013): Abschätzung der Bandbreiten von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten. Endbericht - 3. Projektjahr an die Österreichische Akademie der Wissenschaften (ÖAW), Nationalkomitee Hydrologie Österreichs (IHP), Wien.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1971): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 523-546, Innsbruck, München (Univ.-Verlag Wagner).
- MERRILL, R. T. & McELHINNY, M. W. (1983): The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective (International geophysics series, 32).- XI + 401 S., Academic Press, London.
- MILTZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik.- Freiburger Forschungshefte C 352, 314 S., Leipzig.
- MILSOM, J. (1989): Field Geophysics.- 182 S., J. Wiley & Sons, Chichester.

- MOSTLER, H. (1966): Zur Einstufung der "Kieselschiefer" von der Lachtal - Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1966, 157-170, Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1972, 155-162, Wien.
- MOSTLER, H., ANGERER, H., HOHENBÜHEL, K., KRÄINER, K., POSCHER, G. & STINGL, V. (1986): Überprüfung und Detailuntersuchung von Schwermetall - Indikation aus der regionalen Geochemie im Westabschnitt der Grauwackenzone zwischen Schwaz und Zell am See.- Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-020/82, 112 Bl., 23 Abb., 10 Tab., 13 Beil.; Innsbruck.
- ORTNER, H. & STINGL, V. (2001): Facies and basin development of the Oligocene in the Lower Inn Valley, Tyrol, Bavaria. - In: Piller, W. E. & Rasser, M. E. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps (Österreichische Akademie der Wissenschaften Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 14), 153-196, 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.
- PAVLIK, W. (2006a): Geofast - Provisorische geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – ÖK 90 Kufstein, 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PAVLIK, W. (2006b): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – ÖK 91 St. Johann in Tirol, 1 Bl., Wien (GBA).
- PESTAL, G. (2015): Känozoische Entwicklung. – In: Heinisch et al.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 79-80, Wien (GBA).
- PESTAL, G. & HEINISCH, H. (2015): Geologischer Bau und tektonische Einheiten. – In: HEINISCH et al.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 28-48, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., VAN HUSEN, D., LINNER, M., MANDL, G. W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, CH. & SCHUSTER, R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. - 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PIBER, A. (2006): The metamorphic evolution of the Austro-Alpine nappes north of the Tauern Window (Innsbruck Quarzphyllite Complex – Patscherkofel Crystalline Complex – Kellerjochgneis and Wildschönau schist). – Mitt. Österr. Mineral. Ges., 152, 70–74.
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 104, 1-150, Wien.
- PIRKL, H., ALBER, J., BRÜGGEMANN, H., EXEL, R., HEINZ, H., KLEIN, P., MALECKI, G., MEYER, J. W., NOWOTNY, A., SEIBERL, W. & SCHERMANN, O. (1984): Regionale Feststellung des Rohstoffpotentials Bereich Blatt Wörgl (ÖK 120) und Neukirchen am Großvenediger (ÖK 121). - Unveröff. Forschungsbericht (TC7a/82, TC7b/82, Tc7b/83, SC9d/82), 153 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

- PIRKL, H.; SCHEDL, A.; PFLEIDERER, S.; NEINANVEIE, H.; REITNER, H.; KLEIN, P.; HOBIGER, G.; FILZMOSE, P.; LIPIARSKI, P. & LINNER, M. (2015): Geochemischer Atlas von Österreich - Bundesweite Bach- und Flusssedimentgeochemie (1978-2010). - 288, Ill., In: Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt ; Nr. 28. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- POGORIUTSCHNIGG, B. (1997): Petrologie und Geochemie an Metabasiten in der nördlichen Grauwackenzone (Wörgl/Tirol). - Diplomarbeit Univ. Wien, IV + 124 S., Wien.
- REITNER, J. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel - St. Johann i.T. - Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). - XIII, 190, 112, Ill., 1 Beilbd. + Quartärgeologische Karte des Kitzbüheler Achentales bis nördlich Kitzbühel 1:25.000 ; Quartärgeologische Karte des nördlichen Kitzbüheler Achentales und der Talfurche von Ellmau-Scheffau mit dem Südabhang des Wilden Kaisers, Wien.
- REITNER, J. M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. - Quaternary international, 164/165, 64-84, Oxford.
- REITNER, J. M. (2015): Die Landschaftsentwicklung vom ausgehenden Neogen bis ins Quartär. – In: Heinisch et al.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 81-99, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- REITNER, J., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). - In: Swiss Journal of Geosciences; 103. - 385-405, Basel.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 132, 761-774, Wien.
- REITZ, E. & HÖLL, R., (1991): Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 134, 329-344, Wien.
- ROGERS, J. J. W. & ADAMS, J. A. S., (1969a): Thorium. - in: K. H. Wedepohl (Ed.): Handbook of Geochemistry, Vol. II/5, 90-E, 90-K, 90-M, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- ROGERS, J. J. W. & ADAMS, J. A. S., (1969b): Uranium. - in: K. H. Wedepohl (Ed.): Handbook of Geochemistry, Vol. II/5, 92-E, 92-K, 92-M, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- RÖMER, A., HÜBL, G. W. & ARNDT, R. (2002): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.- Unveröff. Bericht ÜLG-35/01, 78 S., 60 Abb., 4 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, 11 Fig., 7 Tab., Kluwer Akad. Publ., Dordrecht.

- SACHSENHOFER, R. F. (2001), Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps, *Geologische Rundschau*, 90, 579 - 592, Berlin, Heidelberg.
- 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.; Geol. Survey Finland, Espoo.
- SCHAUDER, P. (2002): Ordovizische Entwicklung im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. *Geochemie, Isotopengeochemie und geochronologische Untersuchungen*. - Münchner geol. Hefte A, 30: 1-130, München.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum. - *Abh. Geol. B.-A.*, 43, 149 S., Wien.
- SCHÖN, J. (1983): *Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen*. - 405 S., Akademie-Verlag, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. - *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 33, 124 S., Wien.
- SCHRAMM, J. (1974): *Geologische Untersuchungen im Raume Saalfelden-Filzensattel-Dienten (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg)*. - 100 Bl., Diss. Innsbruck.
- SCHULZ, O. (1997): Uranerzbezirk Basis Nordtiroler Kalkalpen. – In: Weber, L. (Hrsg.) *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs - Erläuterungen zur Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500 000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe*. - *Archiv für Lagerstättenforschung Geologische Bundesanstalt*, 19, S. 361, Wien.
- SCHUSTER, R. & PESTAL, G. (2011): Grauwackenzone. – In: Rupp et al.: *Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, Erläuterungen*, 68-78, Wien (GBA).
- SCHUSTER, R., LINNER, M., HEJL, E. & PESTAL, G. (2009): Oberostalpin (ohne Nördliche Kalkalpen). – In: Pestal et al. : *Geologische Karte von Salzburg 1:200.000, Erläuterungen*, 59-80, Wien (GBA).
- SEIBERL, W. (1991): *Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität)*. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEIBERL, W., SCHEDL, A. & HEINZ, H. (1993): *Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Kitzbühel*. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/88-2,90-2, Wien.
- SENGPIEL, K.-P. & KEIL, M. (1985): *Hubschrauber-geophysik in der westlichen Grauwackenzone Österreichs: Messverfahren, Datenverarbeitung und -darstellung*. - Unveröff. Bericht Bundesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 60 S., Hannover.

- SLAPANSKY, P. (2004): Gammaspektrometrie an Karbonatgesteinen (Windische Höhe). – In: Bieber, G., Grösel, K., Pirkl, H., Slapansky, P. & Wimmer-Frey, I.: Fachliche Bewertung und Verifizierung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröffentlichter Bericht ÜLG-28/02, 39-77, Wien.
- SLAPANSKY, P., BIEBER, G., MOTSCHKA, K., AHL, A., RÖMER, A., HÖRFARTER, CH. & ROCKENSCHAUB, M. (2013): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Wattener Lizum (T). - Unveröff Bericht Projekte ÜLG20/2010C & 2011B, Projekt ÜLG28/2010C, 2011C & 2012B, Projekt ÜLG35/2010C, 2011C & 2012B, 152 S., Wien.
- SLAPANSKY, P., BIEBER, G., MOTSCHKA, K., AHL, A., WINKLER, E. & SCHATTAUER, I. (2014): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Bad Leonfelden (OÖ). - Unveröff Bericht Projekte ÜLG20/2012A & 2013A, Projekt ÜLG28/2012A, 2013A, 165 S., Wien.
- SOFFEL, H. C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus, XI + 276 S., Springer, Berlin.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 142, 285–299, Hannover.
- STEINER, M. (2011): Petrologie ausgewählter Cu-Lagerstätten im Revier Kitzbühel. - In: Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft ; 157. - 147-148, Österreichische Mineralogische Gesellschaft, Wien.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des alpinen Buntsandsteines (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg, Österreich). - Geologische Rundschau, 76, 647-664, Stuttgart.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein (Scythian) in the western part of the Northern Limestone Alps (Tyrol/Salzburg, Austria). - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 72, 249-262, Amsterdam.
- SUPPER, R., RÖMER, BIEBER, G., JOCHUM, B., ITA, A. (2007): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.- Unveröff. Bericht ÜLG-35/2006B, 145 S., 113 Abb., 10 Tab., Wien.
- TARKIAN, M. & GARBE, C. (1988): Geochemistry and genesis of sulfide ore deposits in the volcano-sedimentary sequences of the western Grauwackenzone (Eastern Alps, Austria). - In: Special Publication of the Society for Geology applied to Mineral Deposits; 5. - 149-168, Berlin.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks - XV+312 S., Blackwell, Oxford.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989a): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000,000. Böhmisches Mass

- und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0.18mm), Textteil. 142 S., 47 Abb., 5 Tab., 6 Taf. (Beil.); Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989b): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000. Böhmisches Masse und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0.18mm).- 36 Blatt; Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TROPPEL, P., FINGER, F., KRENN, E., KLÖTZLI, U., PIBER, A. & GANGL, S. (2016): The Kellerjoch Gneiss (Tyrol, Eastern Alps): An Ordovician pluton with A-type affinity in the crystalline basement nappes north of the Tauern Window. - *Austrian Journal of Earth Sciences*, 109, (in print), Wien.
- TUREKIAN, K.K. (1972): *Chemistry of the Earth. (Physical Science and Technology Series.)* - 131 S., Holt, Rinehart & Winston, New York.
- TUREKIAN, K. & WEDEPOHL, K. H., (1961): Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 175-212.
- 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, 5 Fig., 10 Tab.; Washington DC.
- WAGINI, A. (1982): Geomagnetische Untersuchung der Anomalie südlich von Wörgl und Berechnung der Gestalt der geologischen Körper durch ein automatisches Inversionsverfahren. - 108 Bl, 6 Tab., 53 Abb., Wien.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1 : 500.000.- In: *Arch. Lagerstättenforsch. Geologische Bundesanstalt*, 19; Wien.
- WEDEPOHL, K. H., (1981): Der primäre Erdmantel (Mp) und die durch Krustenbildung verarmte Mantelzusammensetzung (Md).- *Fortschr. Miner.*, 59, Beih. 1, 203 – 205.

ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter

Abbildung A1.1: magnetische Totalintensität	208
Abbildung A1.2: Kalium	209
Abbildung A1.3: Uran	210
Abbildung A1.4: Thorium	211
Abbildung A1.5: Ternäre Darstellung Radiometrie	212
Abbildung A1.6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand für den Homogenen Halbraum (HHR)	213
Abbildung A1.7: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 0 Metern Tiefe (oberflächennah)	214
Abbildung A1.8: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 5 Metern Tiefe	215
Abbildung A1.9: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 10 Metern Tiefe	216
Abbildung A1.10: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 20 Metern Tiefe	217
Abbildung A1.11: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 30 Metern Tiefe	218
Abbildung A1.12: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 40 Metern Tiefe	219
Abbildung A1.13: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 50 Metern Tiefe	220
Abbildung A1.14: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 60 Metern Tiefe	221

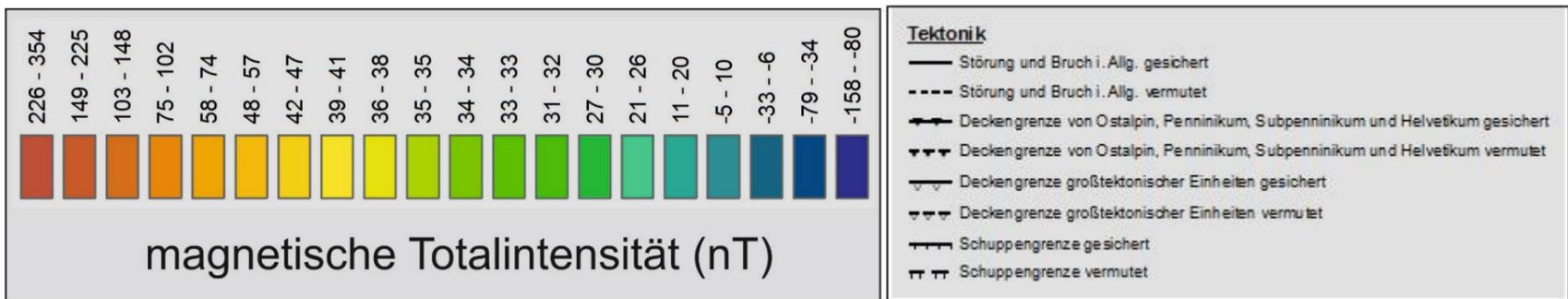
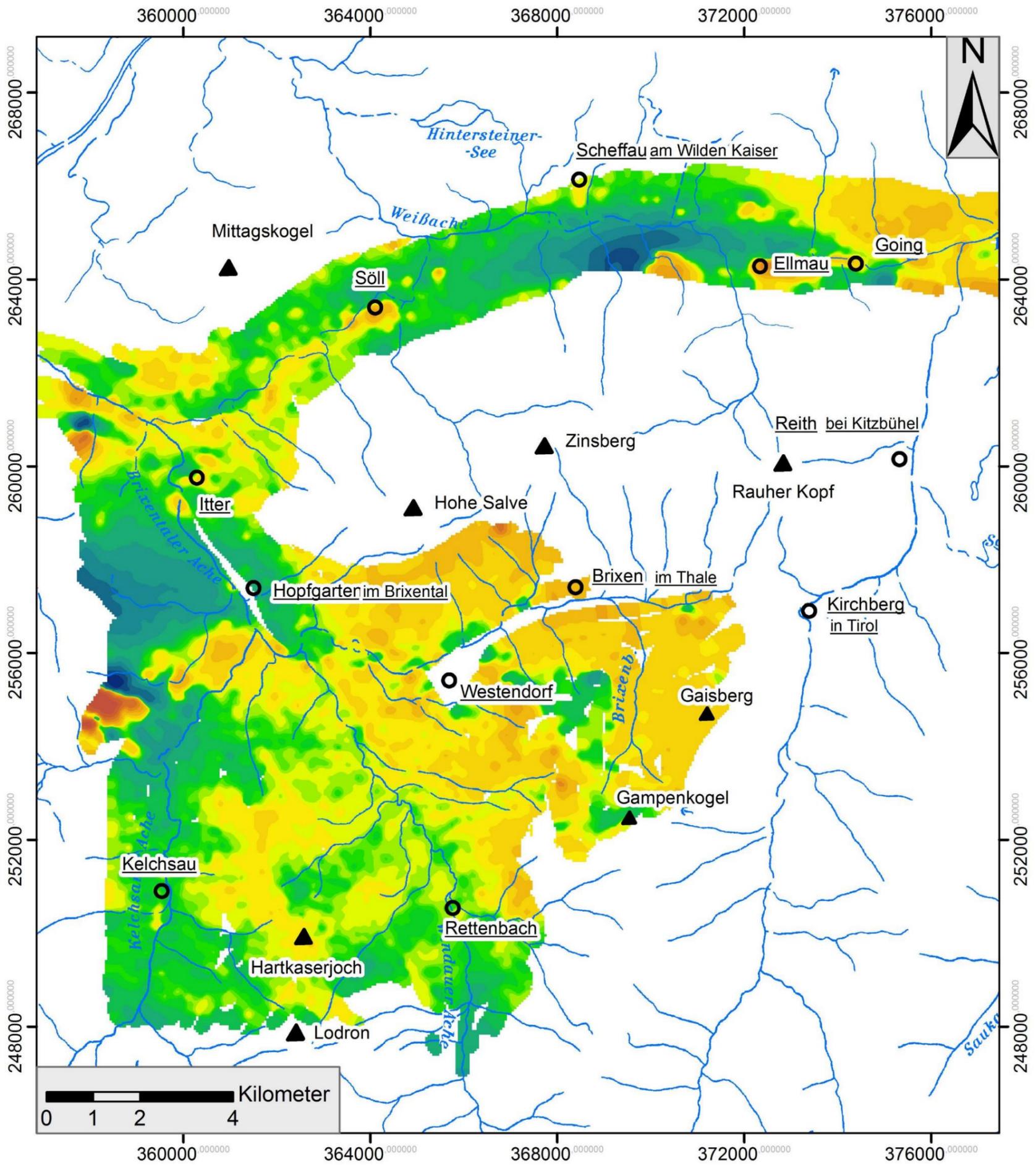


Abbildung A1.1: magnetische Totalintensität.

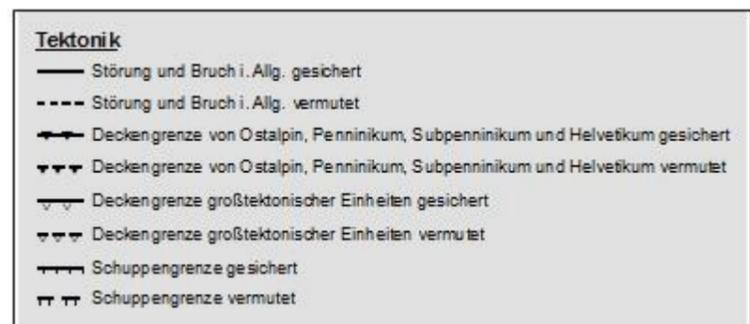
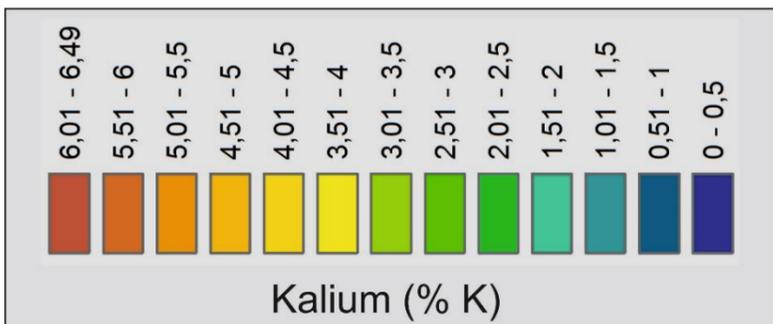
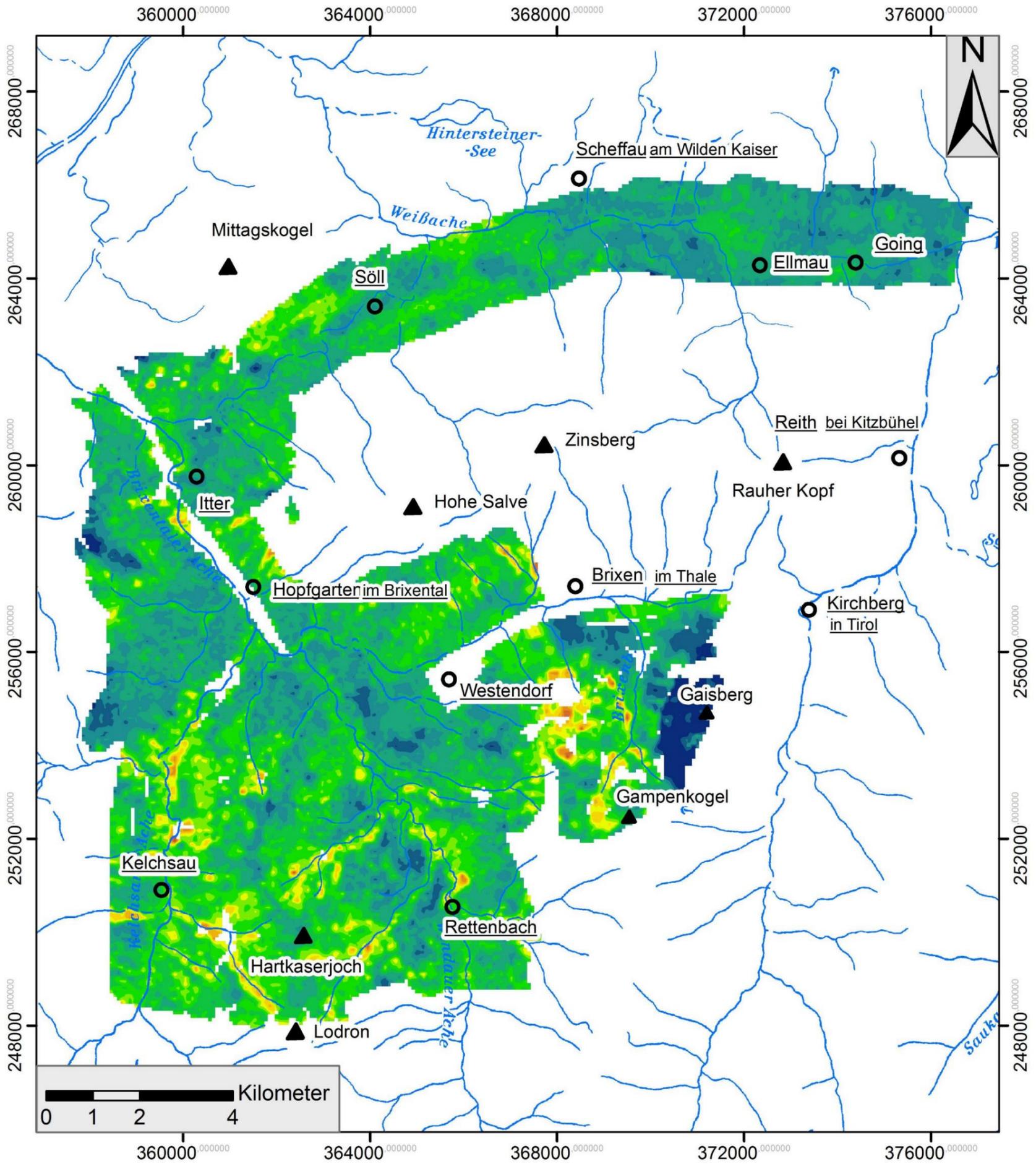


Abbildung A1.2: Kalium.

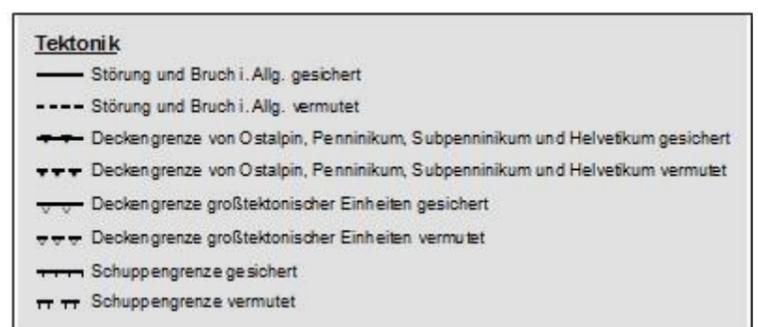
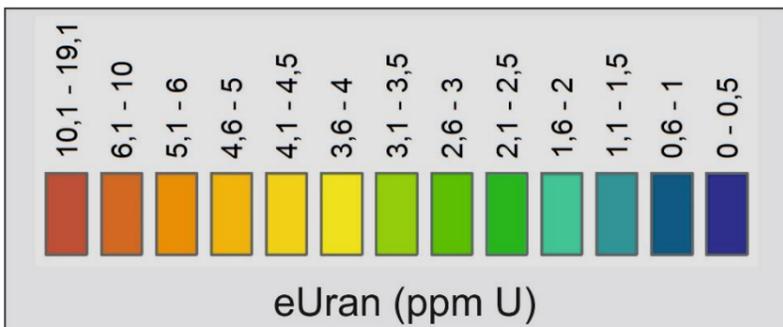
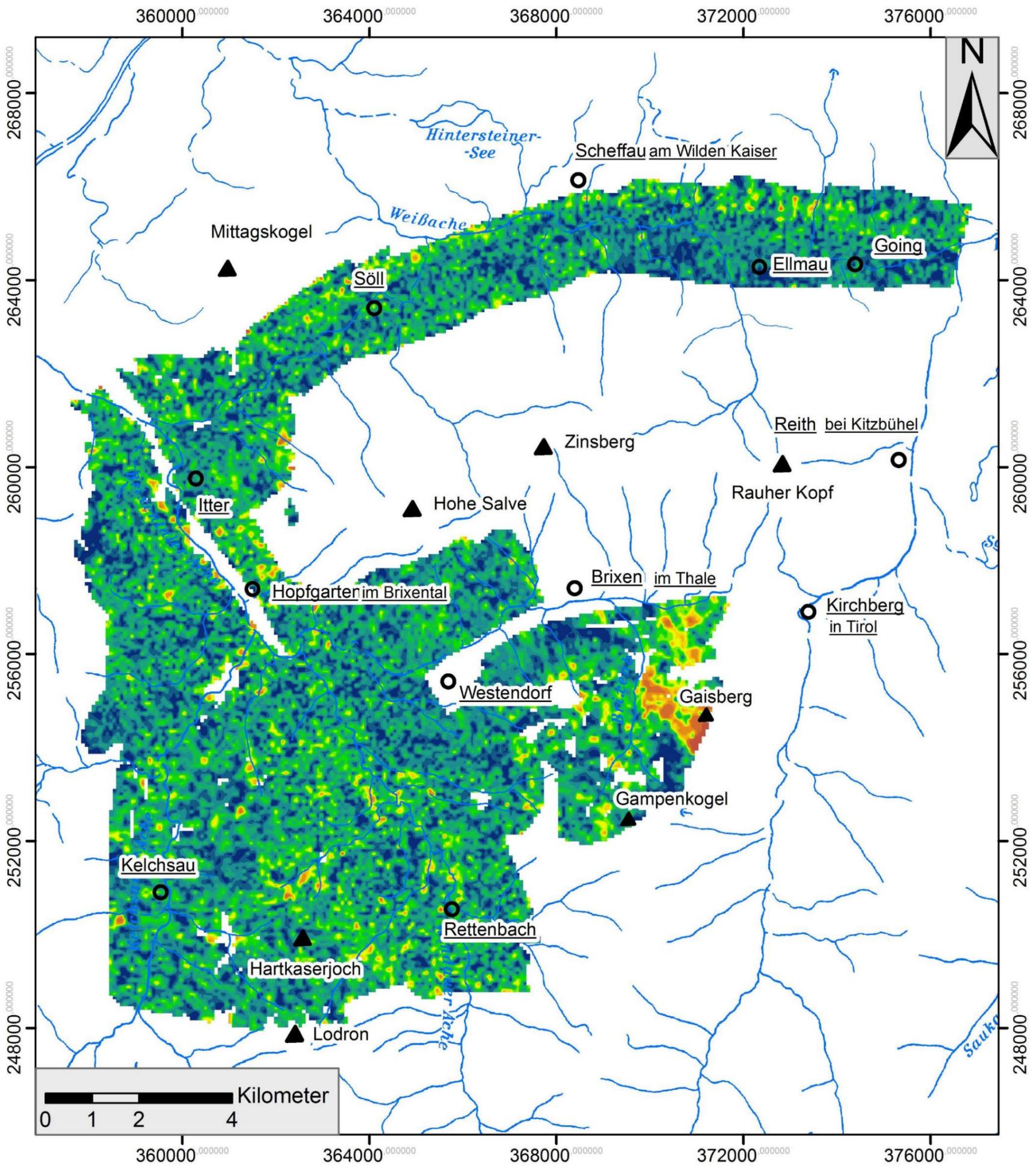


Abbildung A1.3: Uran.

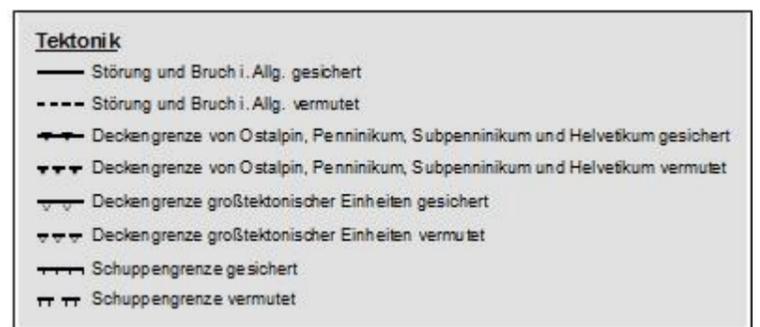
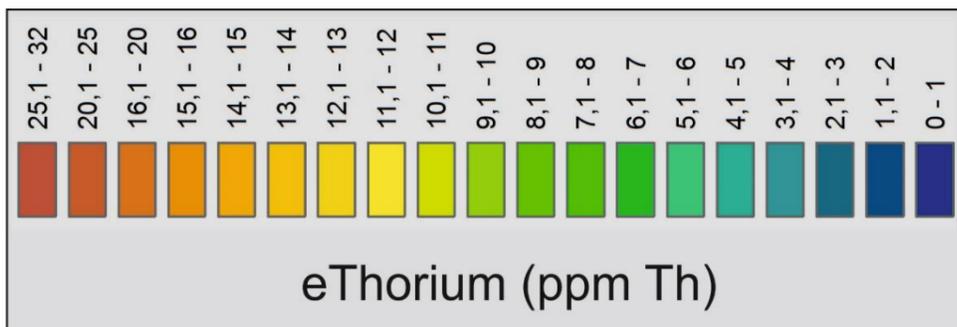
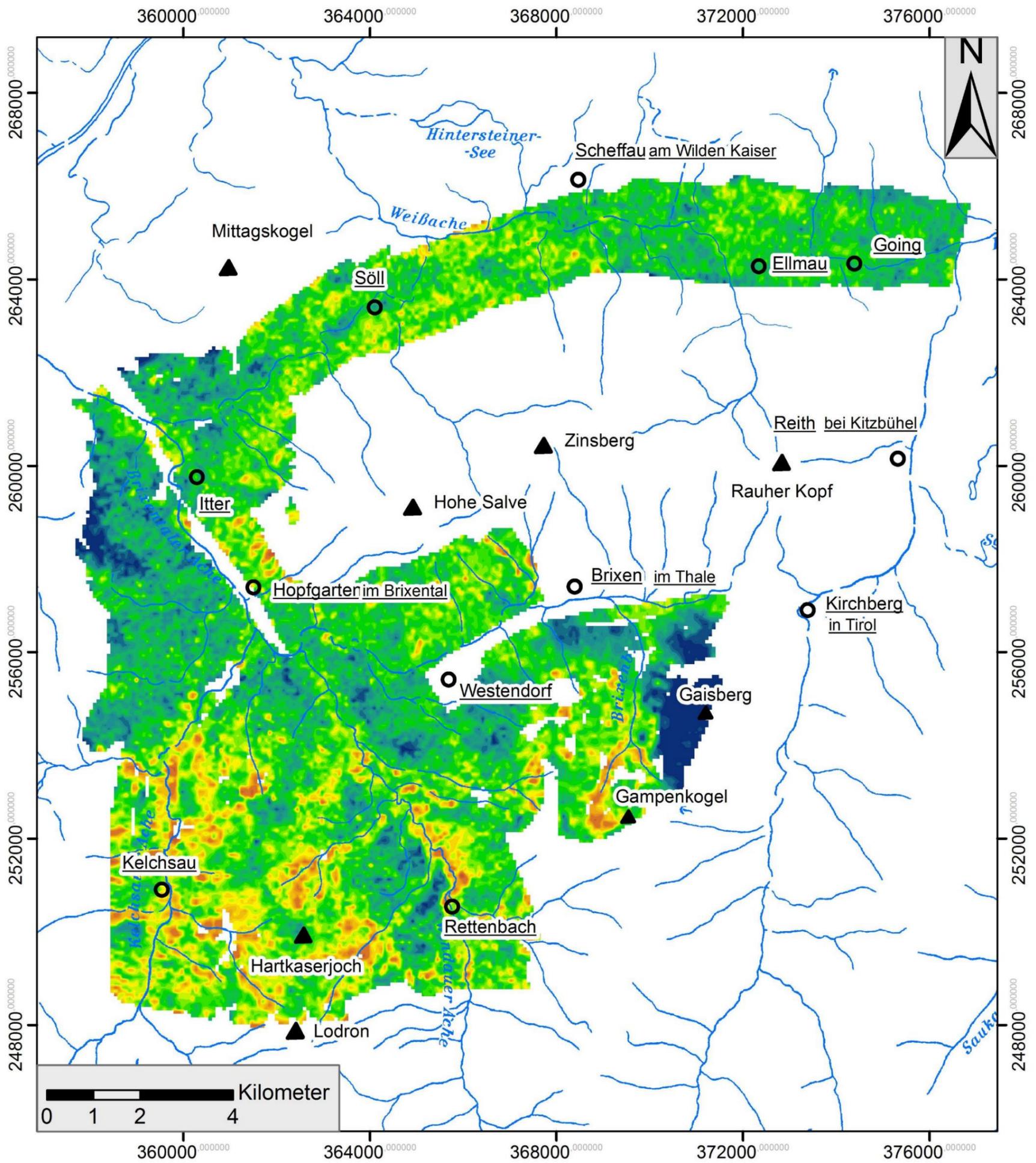


Abbildung A1.4: Thorium.

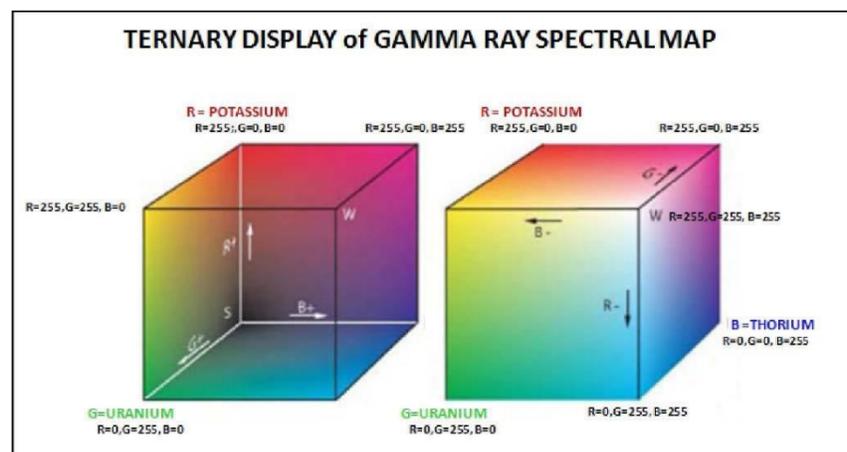
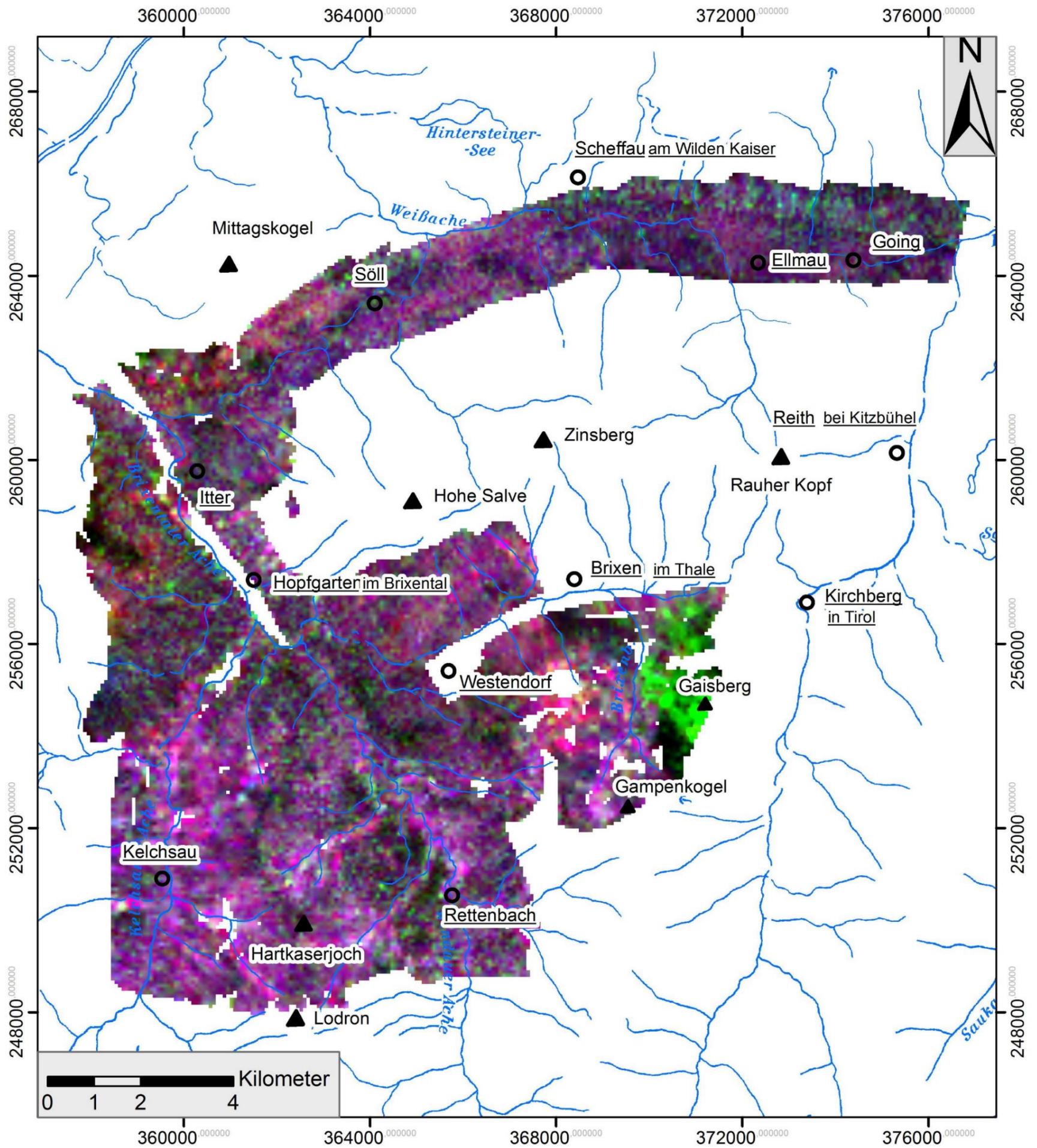


Abbildung A1.5: Ternäre Darstellung Radiometrie.

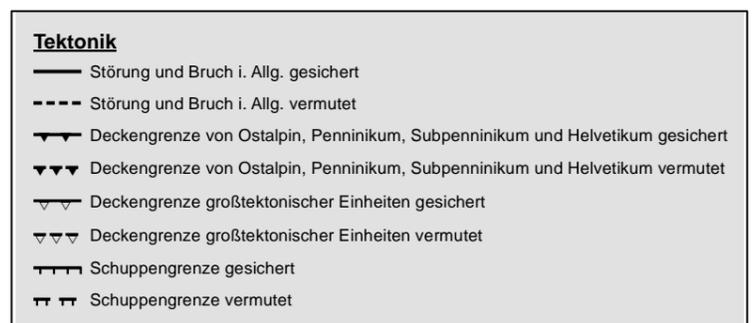
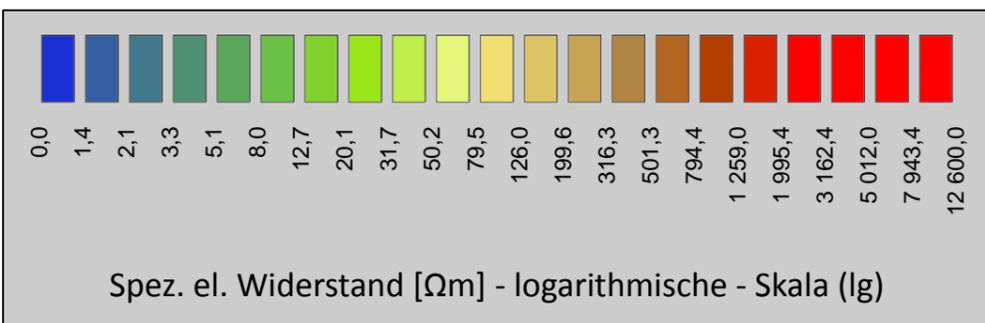
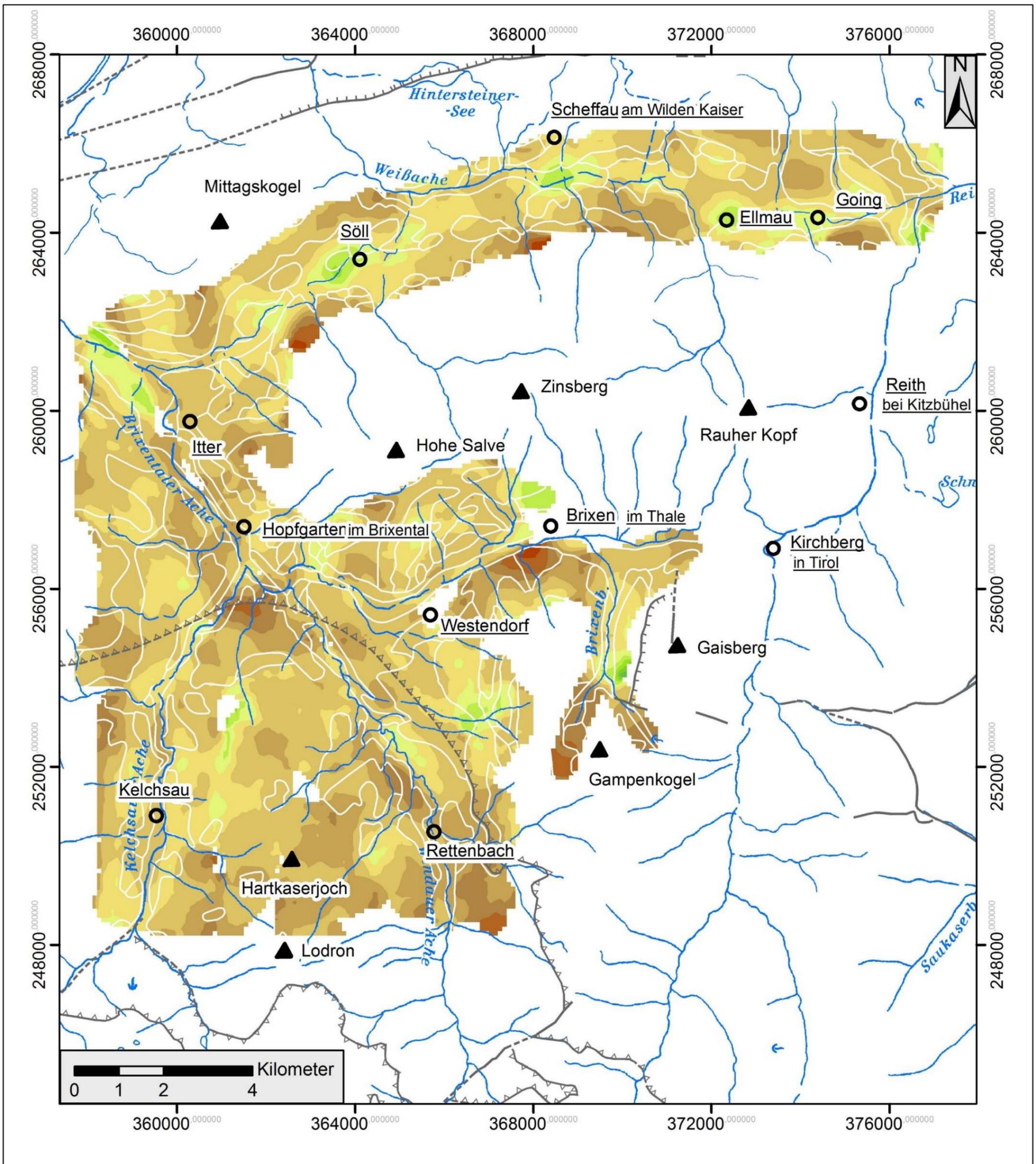


Abbildung A1.6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand für den Homogenen Halbraum (HHR).

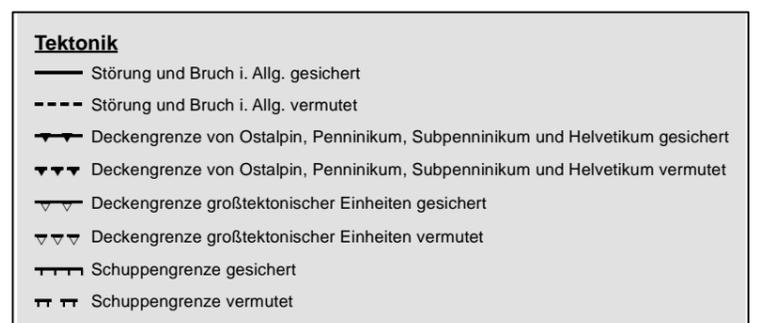
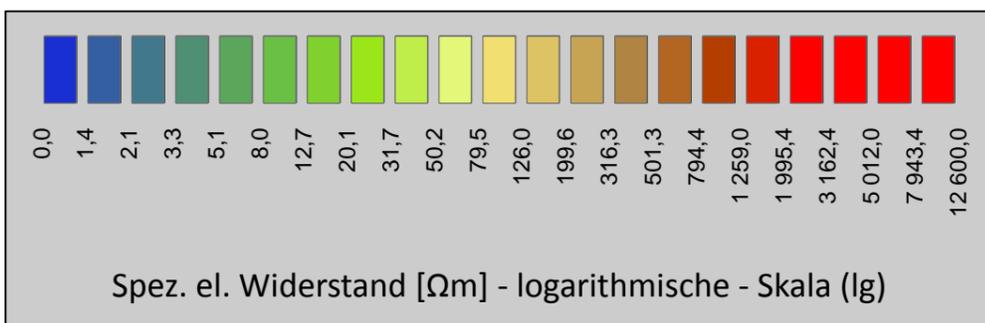
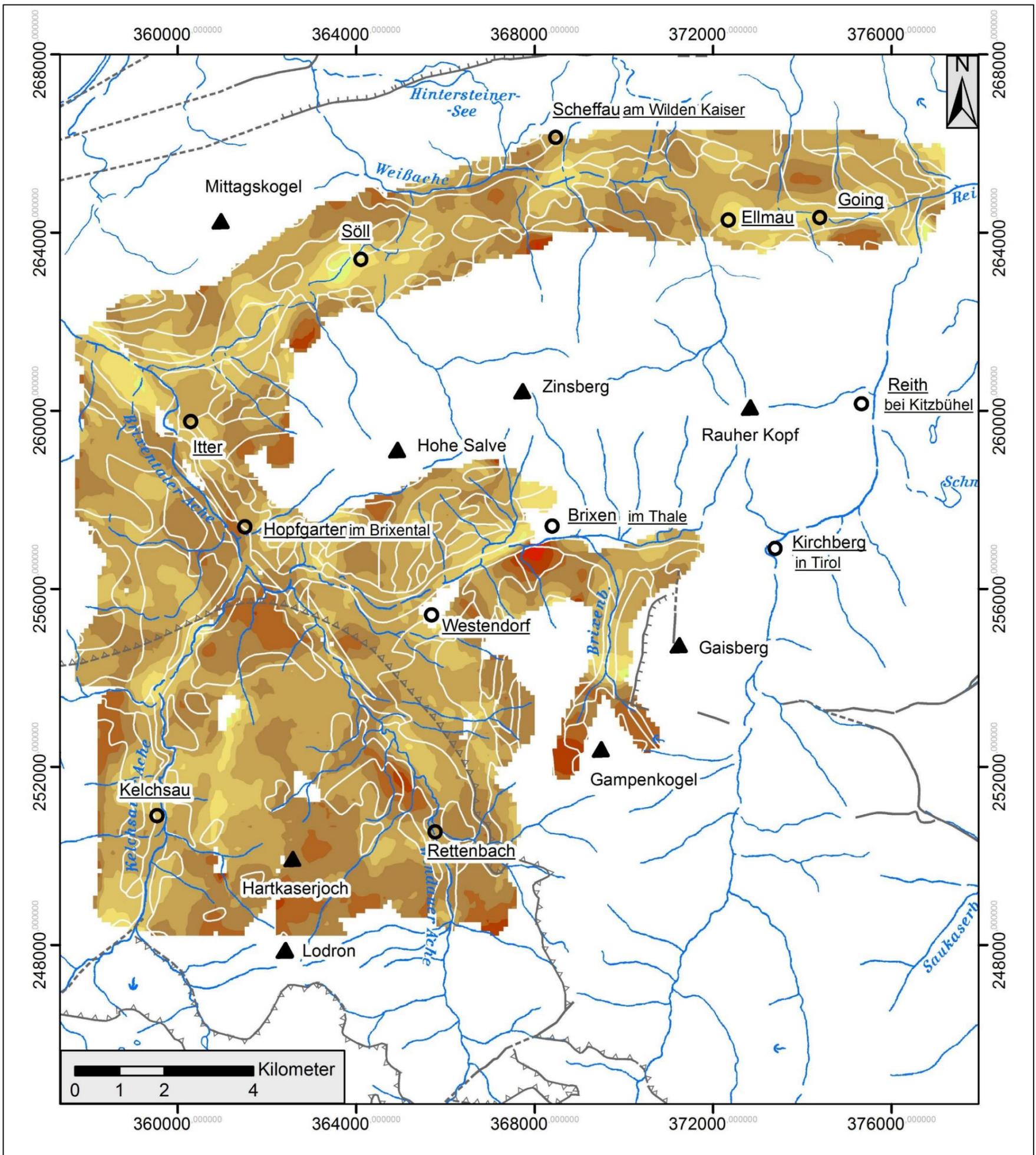


Abbildung A1.7: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 0 Metern Tiefe (oberflächennah).

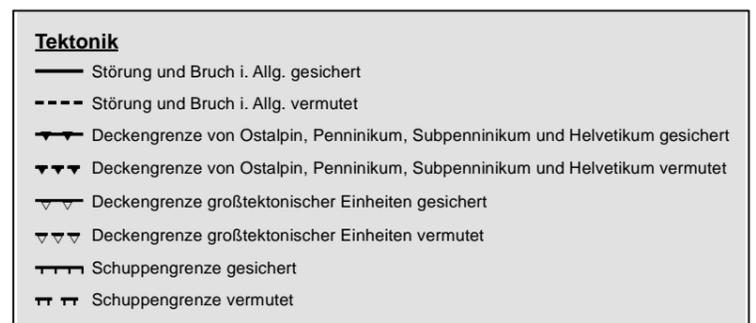
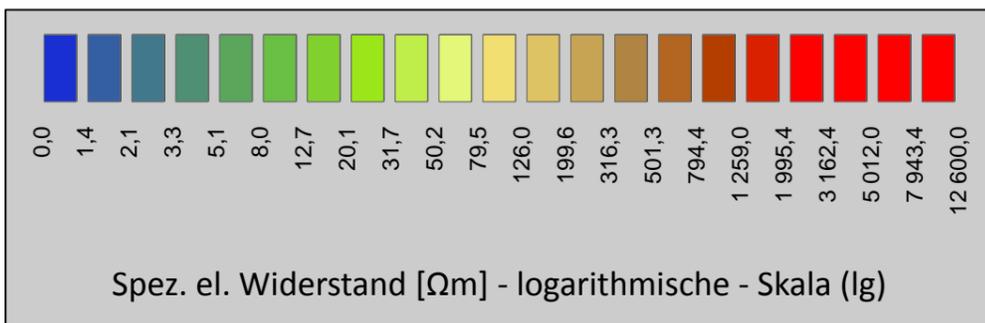
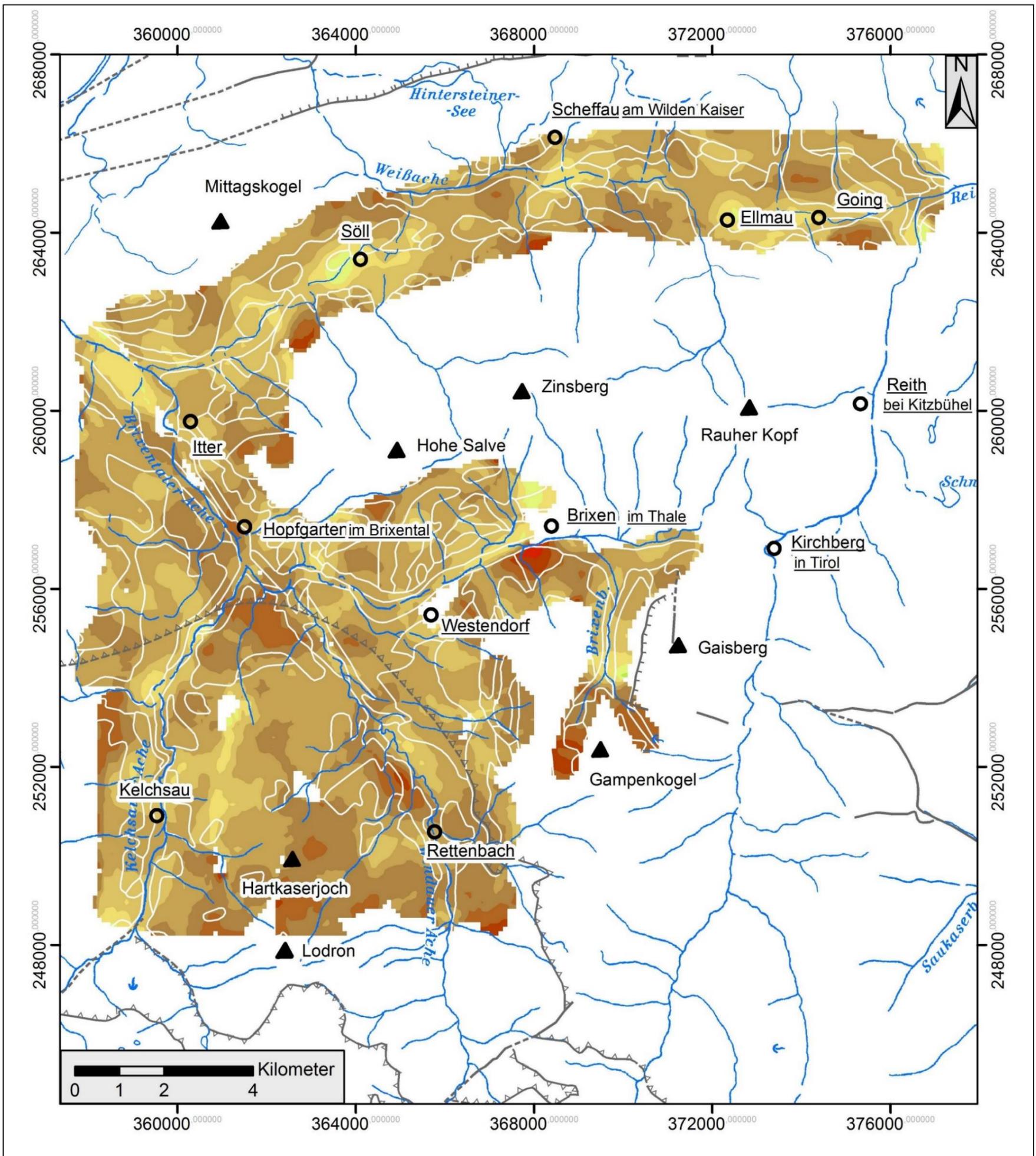


Abbildung A1.8: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 5 Metern Tiefe.

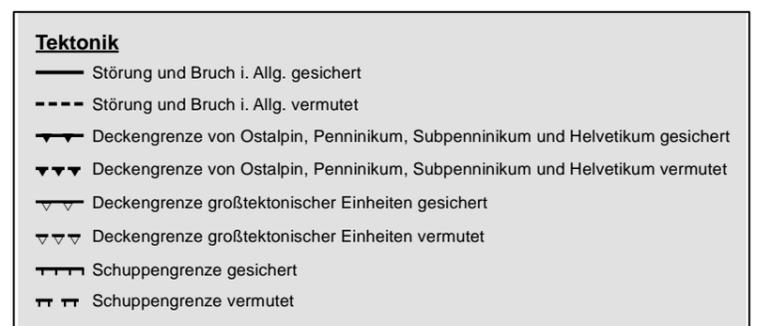
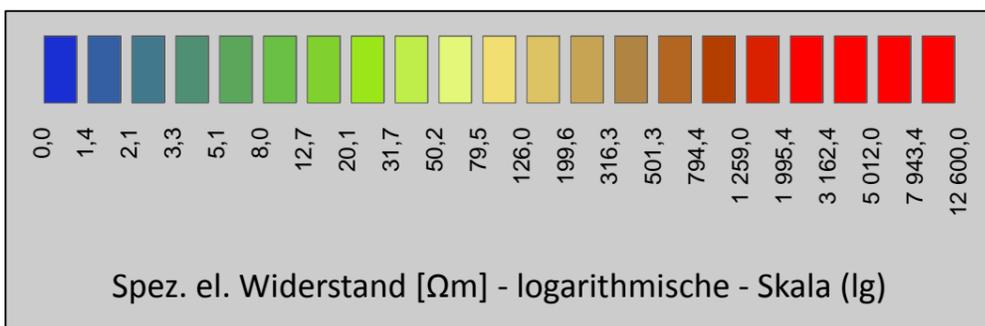
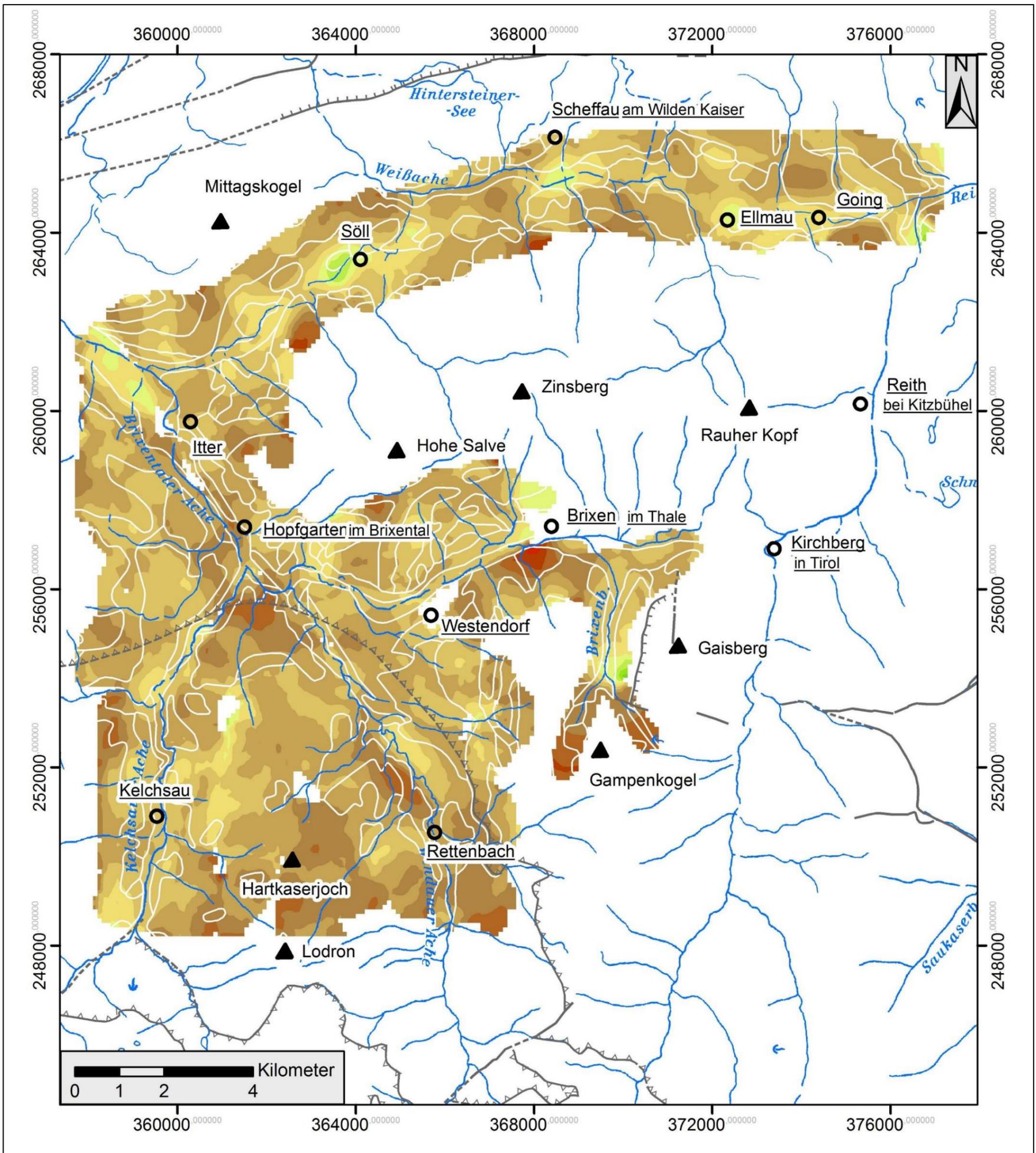


Abbildung A1.9: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 10 Metern Tiefe.

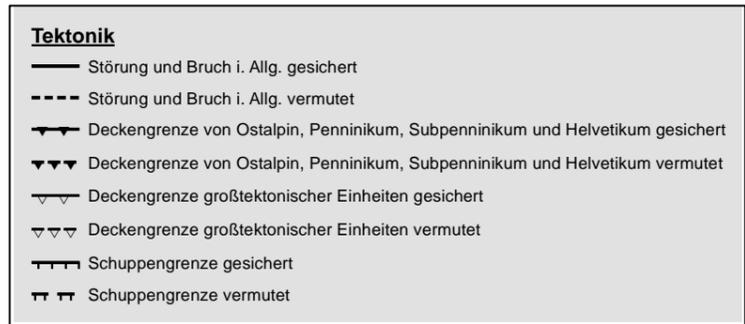
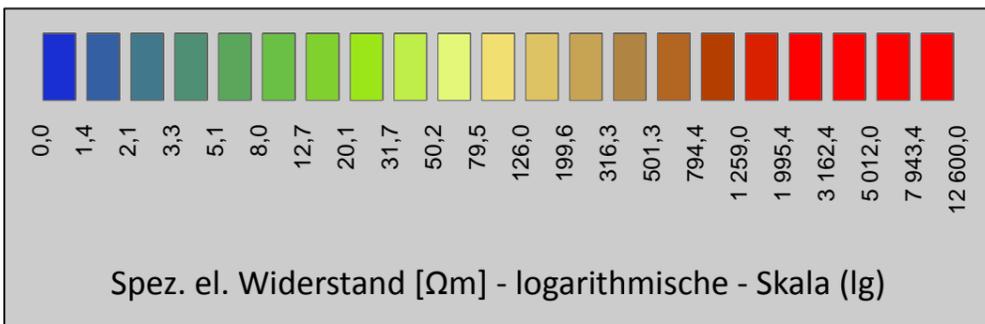
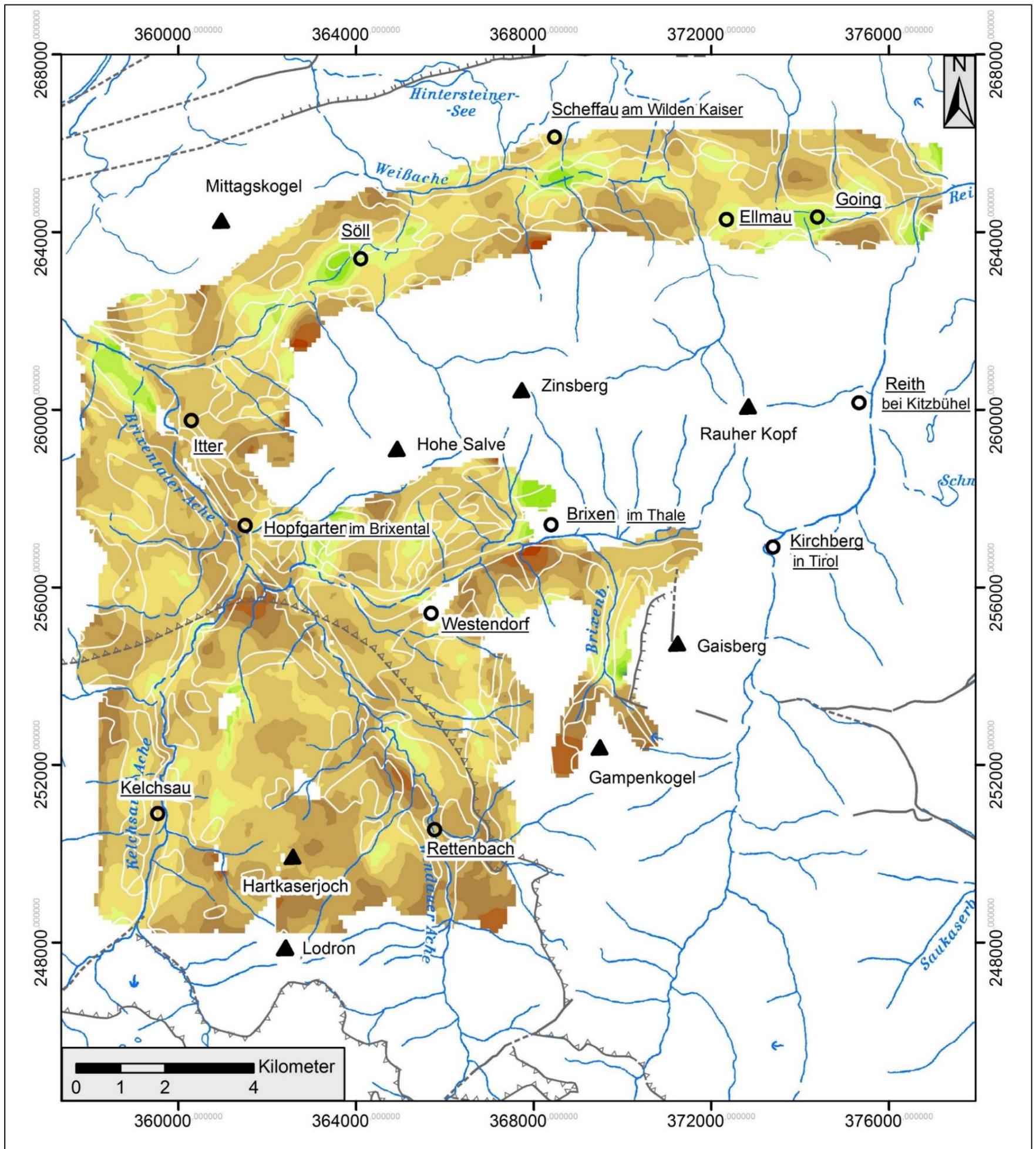


Abbildung A1.10: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 20 Metern Tiefe.

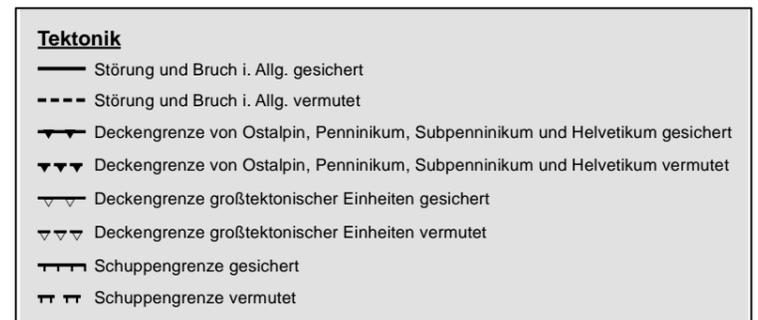
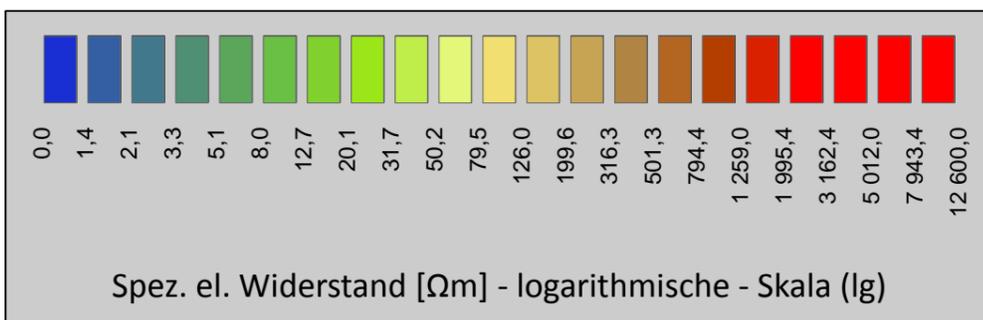
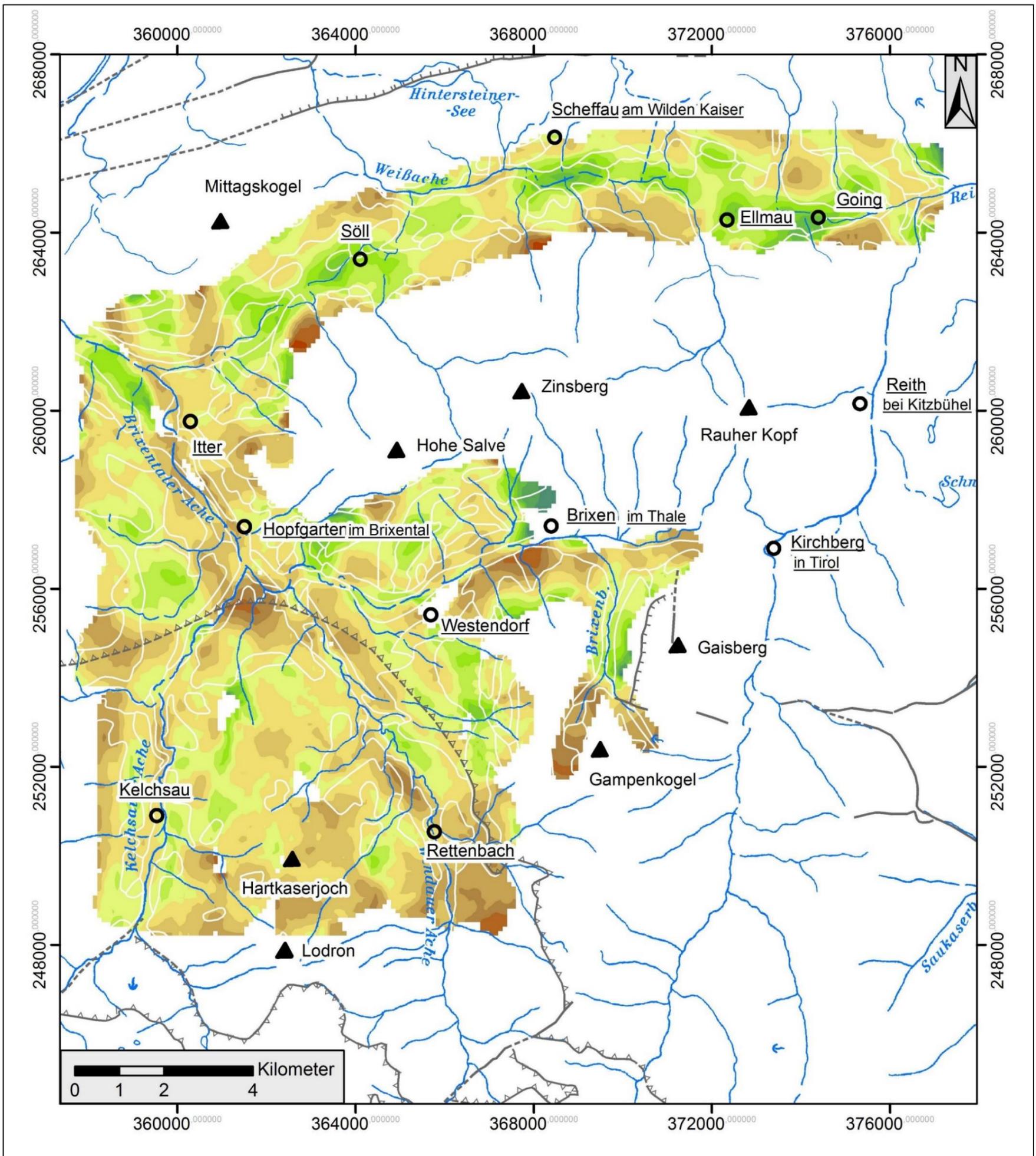


Abbildung A1.11: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 30 Metern Tiefe.

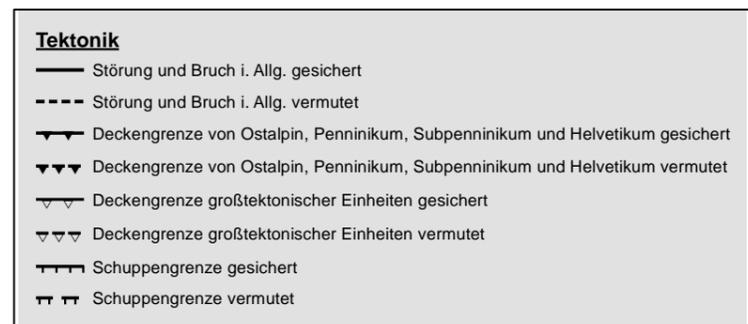
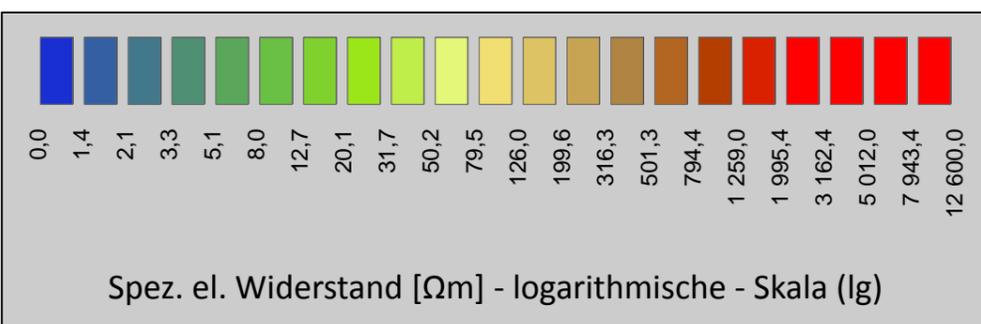
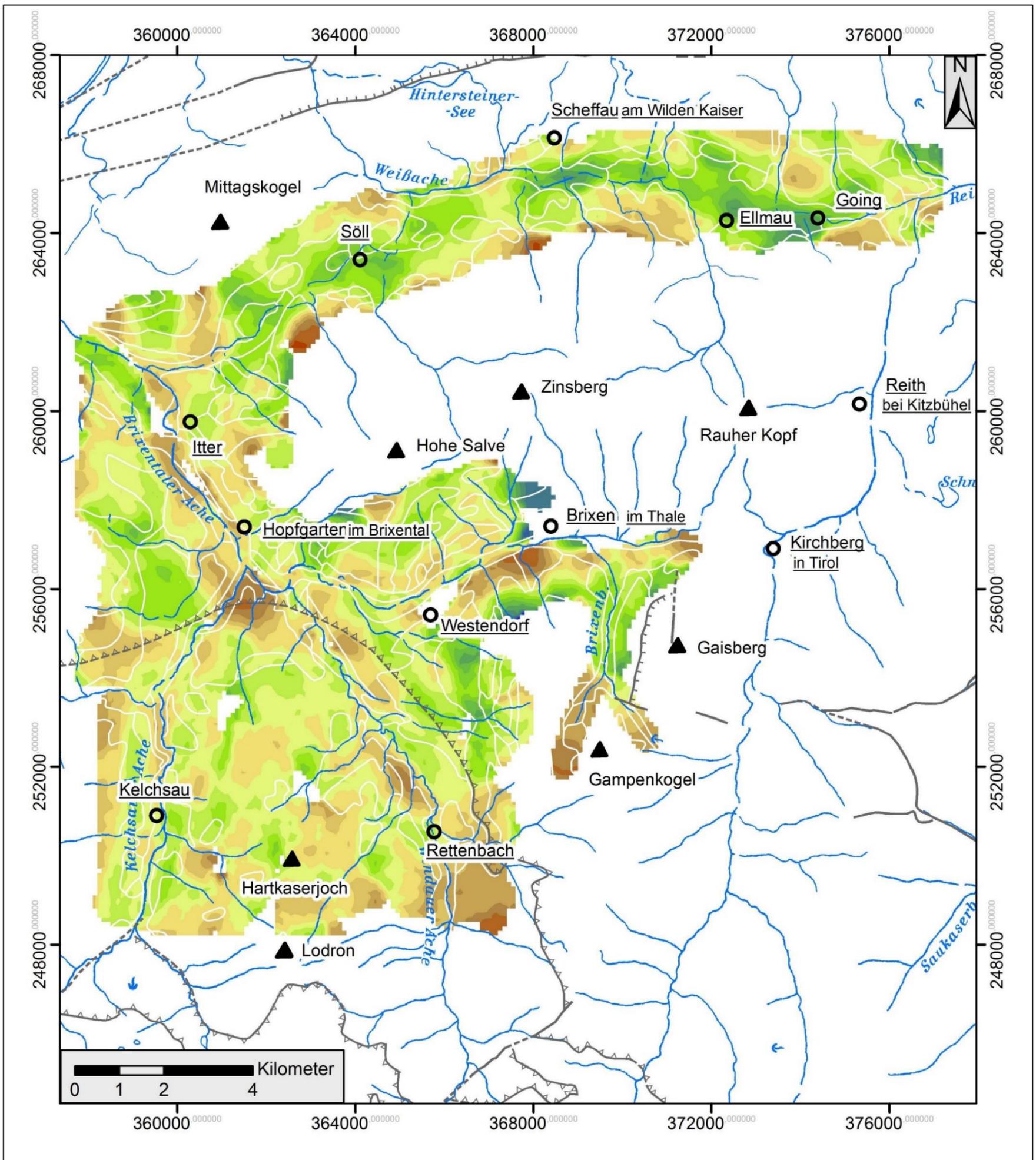


Abbildung A1.12: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 40 Metern Tiefe.

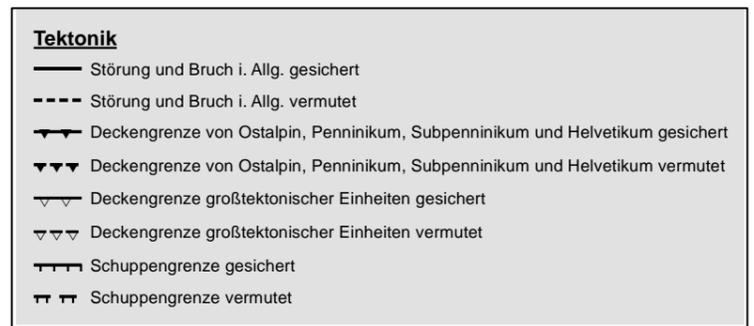
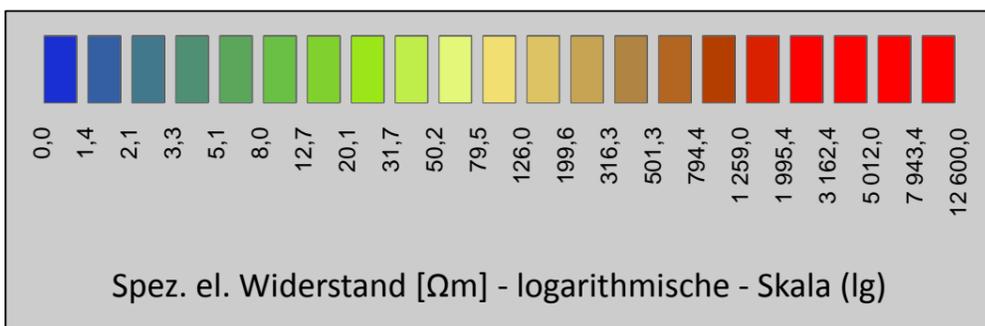
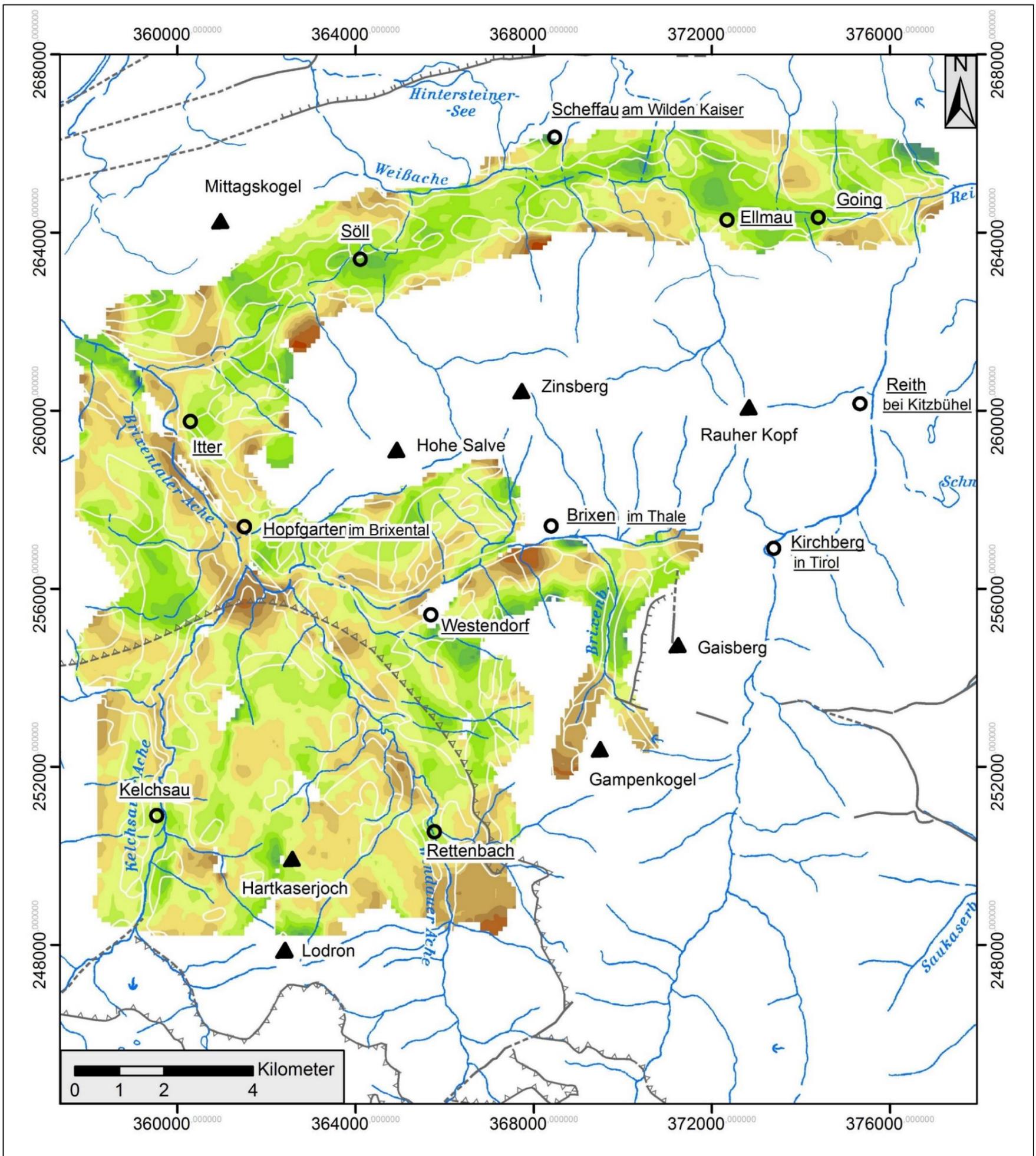


Abbildung A1.13: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 50 Metern Tiefe.

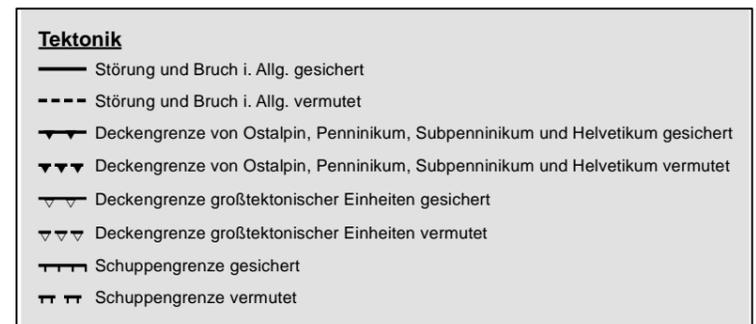
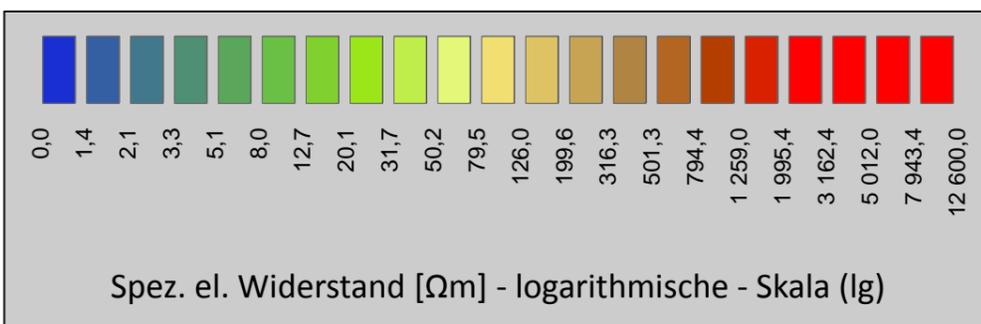
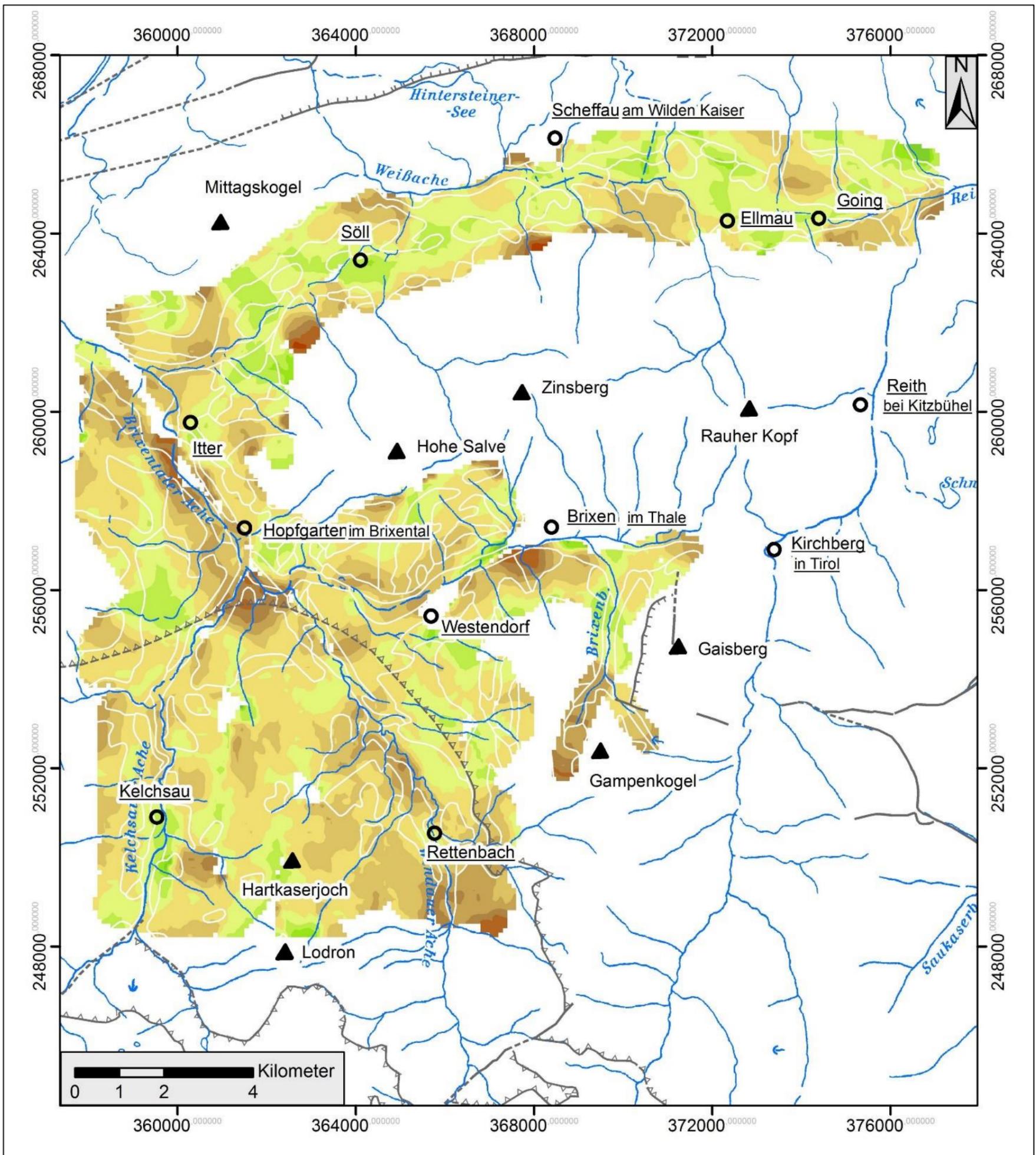


Abbildung A1.14: Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand in 60 Metern Tiefe.

