



GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT



**AEROGEOPHYSIKALISCHE
VERMESSUNG**

im Bereich

Schrungs / Vlbg.

**Vollzug des Lagerstättengesetzes: Projekte ÜLG-20/03a &
ÜLG-28/04**

AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG

im Bereich
Schrungs/Vlbg.

von

Andreas Ahl
Klaus Motschka
Edmund Winkler

Mit Beiträgen von

Bernhard Kohl
Gerhard Markart
Herbert Pirkl
Peter Slapansky
Christian Stotter

Wien, 2005

Geologische Bundesanstalt Wien

DANKSAGUNG

Nachstehenden Kollegen und Institutionen, ohne deren Mitarbeit die umfangreichen Arbeiten im Rahmen dieses Projektes nicht durchgeführt werden hätten können, sei für deren Mitarbeit herzlich gedankt:

Andreas REITERER (Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung – Sektion Vorarlberg)

Gerhard MARKART & Bernhard KOHL (Bundesamt für Wald)

Herbert PIRKL (GEOÖKO)

Martin HEIDOVITSCH, Peter SLAPANSKY & Christian STOTTER (GBA)

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1. Zielsetzung und Ablauf des Projekts	2
2. Verwendete Messmethoden und allgemeine Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen	3
3. Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung	5
3.1. Messausrüstung	5
3.2. Fluglinien	7
3.3. Durchführung der Messungen	8
3.4. Personal	11
4. Datenverarbeitung und Kartenherstellung	12
4.1. Aufgabe der ADV	12
4.2. Datenkontrolle	13
4.3. Flugwegdaten	13
4.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung	13
4.5. Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT)	14
4.6. Radiometrische Kartierung	15
4.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung	15
4.6.2. Korrekturen der Messdaten	15
4.6.3. Herstellung der Farbrasterkarten	20
4.7. Infrarot und Bodenfeuchte	20
5. Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings	21
5.1. Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen	21
5.2. Problem der exakten Höhenbestimmung	23
6. Geologie des Messgebietes und erste Ergebnisdiskussion (H. Pirkl, G. Markart & B. Kohl)	25
6.1. GIS-Grundlagen	25
6.2. Datenverrechnung	26
6.3. Geologische Übersicht	27
6.4. Radiometrie	32
6.5. Elektromagnetik	34
6.6. Auswertung an Hand ausgewählter Beispiele	39
6.6.1. Beispiel: linke Flanke Rellstal	39
6.6.2. Beispiel Golmer Bach	41
6.6.3. Beispiel Felsgleitung oberhalb Ganeu	43
6.6.4. Beispiel Massenbewegung Wachters Dieja	46
6.6.5. Beispiel Gauertal Nord, rechtsufrig	48
6.6.6. Beispiel Gampadelstal / rechte Flanke	50
6.7. Karte der Massenbewegungsprozesse	53
6.8. Magnetik (P. Slapansky & Ch. Stotter)	57
6.8.1. Geologisch petrologischer Überblick	57
6.8.2. Qualitative Interpretation der magnetischen Anomalien	59
6.8.3. 3-D Modellierung einer magnetischen Anomalie	62
7. Literatur	65
Beilage 1 Ergebnisse radiometrischer Messungen	68
Beilage 2 Ergebnisse elektromagnetischer Messungen	73
Beilage 3 Isanomalien der Totalintensität	87
Beilage 4 Massenbewegungsprozess-Darstellungen	88

Zusammenfassung

Das komplexe aerogeophysikalische Vermessungsprogramm im Bereich des Messgebietes Schruns konnte einerseits bereits bekannte Massenbewegungen lokalisieren und charakterisieren und andererseits eine Reihe von potenziell gefährdeten Gebieten identifizieren.

Dabei hat sich die neue Befliegungsmethode entlang von Höhenschichtlinien sehr gut bewährt. Dies und die Neuerungen bei der Auswertung der Daten und bei der EM-Modellierung brachten eine erhebliche Steigerung der Datenqualität.

Da eine große Menge an Vorarbeiten und Kartierungen im Messgebiet vorlag, konnte insbesondere die Elektromagnetik unter den alpin-morphologischen Randbedingungen sehr gut interpretiert werden. Dabei ergab sich an ausgewählten geologisch-geomorphologischen Situationen eine hohe Plausibilität der Messdaten und Auswertungsmodelle. Massenbewegungsphänomene konnten nachvollzogen werden und neue Informationen über Massenbewegungs- und Erosionsprozesse wurden gewonnen.

Es wird empfohlen einen Teil der Ergebnisse durch bodengeoelektrische Messverfahren im Messgebiet zu verifizieren.

1. Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschraubergeophysikalischen Vermessung im Bereich Schruns/Vlbg. (ÖK-Blatt 142) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur

- Erkundung und Kartierung von hangrutschgefährdeten Gebieten sowie zur
- Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung

erstellt werden. Infolge der Anschaffung der Black Hawk Helikopter im Jahr 2002 erfolgte eine Umstrukturierung des österreichischen Bundesheeres und führte zu einem Wechsel des gesamten, für die Aerogeophysik ausgebildeten, Piloten- und Technikerpersonals. Damit verbunden war auch eine Verlegung der gesamten Infrastruktur von Langenlebarn nach Hörsching. Die sich daraus ergebenden Probleme und Veränderungen konnten nach längeren Verhandlungen geklärt werden. Es wurde vereinbart, dass das neue Personal in Hörsching für die Aerogeophysik eingeschult wird. Die Flüge in Vorarlberg waren die ersten Messflüge der neuen Crew in alpinem Gelände und die (erstmals durchgeföhrten) Konturenflüge stellten an alle Beteiligten hohe Anforderungen.

Die Messflüge im genannten Messgebiet - die Lage des Messgebietes kann der Abb. 1.1 entnommen werden - fanden im Sommer 2003 statt. Dabei wurde ein temporärer Hubschrauberlandeplatz bei Bludesch eingerichtet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Sommer 2004 begonnen. Die Fertigstellung letzterer wurde im Frühling 2005 abgeschlossen.

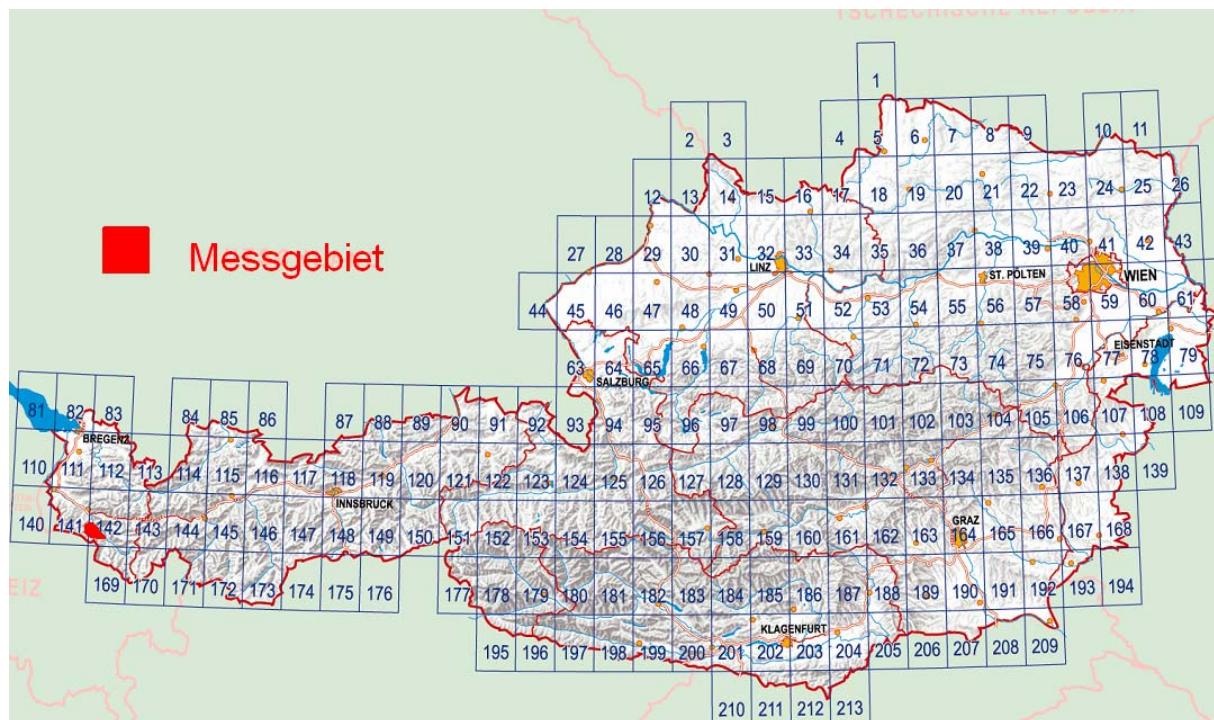


Abb. 1.1: Lage des Messgebietes

2. Verwendete Messmethoden und allgemeine Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen

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

- physikalische Eigenschaften der gesteinsbildenden Mineralien, deren Poren- bzw. Kluft Raum 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 Messpunktstraster (Profilabstand, Messpunktabstand, Flughöhe etc.) einen sehr wesentlichen Einfluss auf das Ergebnis hat. Aus wirtschaftlichen Überlegungen kann der Profil- und Messpunktabstand nicht beliebig verkleinert werden. Daher ist es durchaus möglich, dass bei einer bestimmten Messrasterdimension eine Gesteinsserie nicht festgestellt werden kann, weil sie entweder zu klein ist oder zu tief liegt, bzw. der physikalische Kontrast zu gering ist. Die Aerogeophysik liefert auch keine „punktgenauen“ Ergebnisse wie dies z.B. bei Bohrungen der Fall ist. Der Radius des kreisförmigen Messbereiches der verwendeten Messinstrumente liegt zwischen 65 und 190 Metern bei einer Flughöhe von 50 Metern (Kovacs, Holladay & Bergeron, 1995). Der gemessene Wert stellt daher ein integratives Mittel über diese Fläche dar. Aus allen diesen Gründen empfiehlt es sich, bei einem Profilabstand von 200 Metern, auf ein 200 x 200 Meter großes Grid zu interpolieren.

Beim Flugprogramm im Messgebiet Schruns wurden erstmals Konturlinien geflogen. Dabei wurde versucht einen Profilabstand von etwa 200 m einzuhalten. Der Messpunktabstand entlang der Profile ist von der jeweiligen Fluggeschwindigkeit abhängig, so beträgt z.B. die Datenabtastrate für die Radiometrie 1 Sekunde. Dies entspricht einem mittleren Punktabstand von ca. 30 m. Die elektromagnetischen und magnetischen Messwerte werden 10-mal pro Sekunde abgefragt; d.h. der Messpunktabstand beträgt in diesem Fall etwa 3 m.

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 nun 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 macht.

3. Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung

3.1. Messausrüstung

Die aerogeophysikalischen Messungen im Raum Schruns 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. Zusätzlich werden 6 Energiesummenbereiche aufgezeichnet: Gesamtstrahlung (0,2 - 3,0 MeV), Uran-weit (1,041 - 1,207 MeV, 1,66 - 2.41 MeV), Kalium (^{40}K ; 1,36 - 1,56 MeV), Uran (^{214}Bi ; 1,67 - 1,87 MeV) und Thorium (^{208}Tl ; 2,42 - 2,83 MeV). Die Integrationszeit beträgt 1 Sekunde.
- 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 Infratotsensor im Frequenzbereich 8-14 µm bestimmt.
- Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220 und ein Laserhöhenmesser Riegl LD 90-3.
- Der Flugweg wird auf einer Breite von $\pm 100\text{m}$ durch eine Videokamera aufgezeichnet.

- Eine DGPS-Navigationsanlage (DGPS MAX, CSI) stellt durch ihre Flugweganzeige eine wesentliche Unterstützung für die Messflugdurchführung dar. Weiters können mit diesem Gerät die Flugwegkoordinaten (im WGS84-System) unmittelbar auf einen Datenträger aufgezeichnet werden.
- Das gesamte Messsystem wird durch einen Personalcomputer (PCQT, Industriestandard), an dem einige Modifikationen durchgeführt wurden, gesteuert. Die Datenaufzeichnung erfolgt auf einer Festplatte. Die Kontrolle der Messdaten erfolgt während der Messflüge über einen Farbgraphikschirm.

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

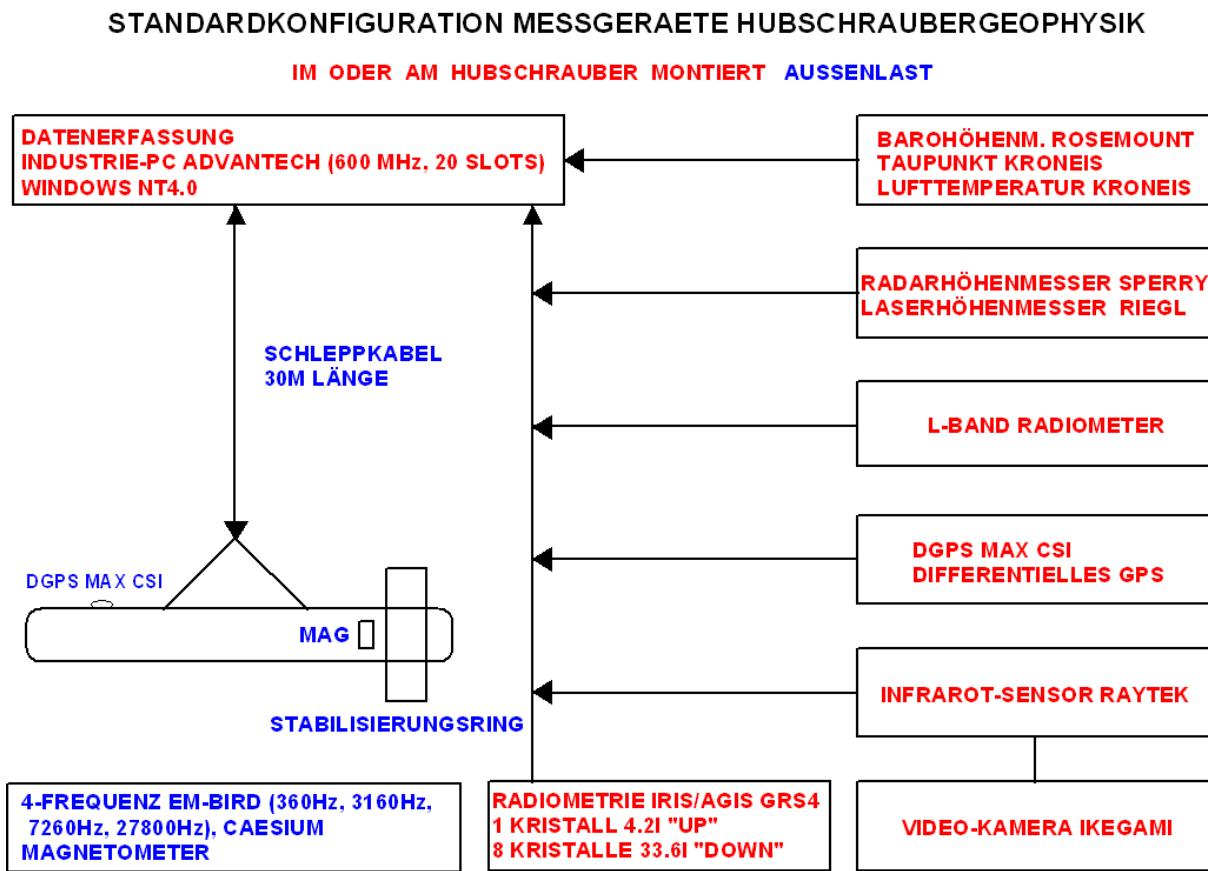


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems

3.2. Fluglinien

Die Befliegung erfolgte erstmals in der Form von Konturlinien. Dabei wird versucht, entlang von Höhenschichtlinien der Topographie nachzufliegen. Auf Grund der sehr steilen bzw., schroffen Topographie des Messgebietes wäre eine Befliegung entlang gerader Profile nicht zweckmäßig, da die Flughöhe dann meist viel zu groß wäre.

Der geplante Soll-Abstand der Messprofile von 200 m konnte infolge der Neuartigkeit der Befliegungsmethode nicht überall erreicht werden.

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

Die Abbildung 3.2 zeigt die Lage der Flugprofile im Messgebiet.

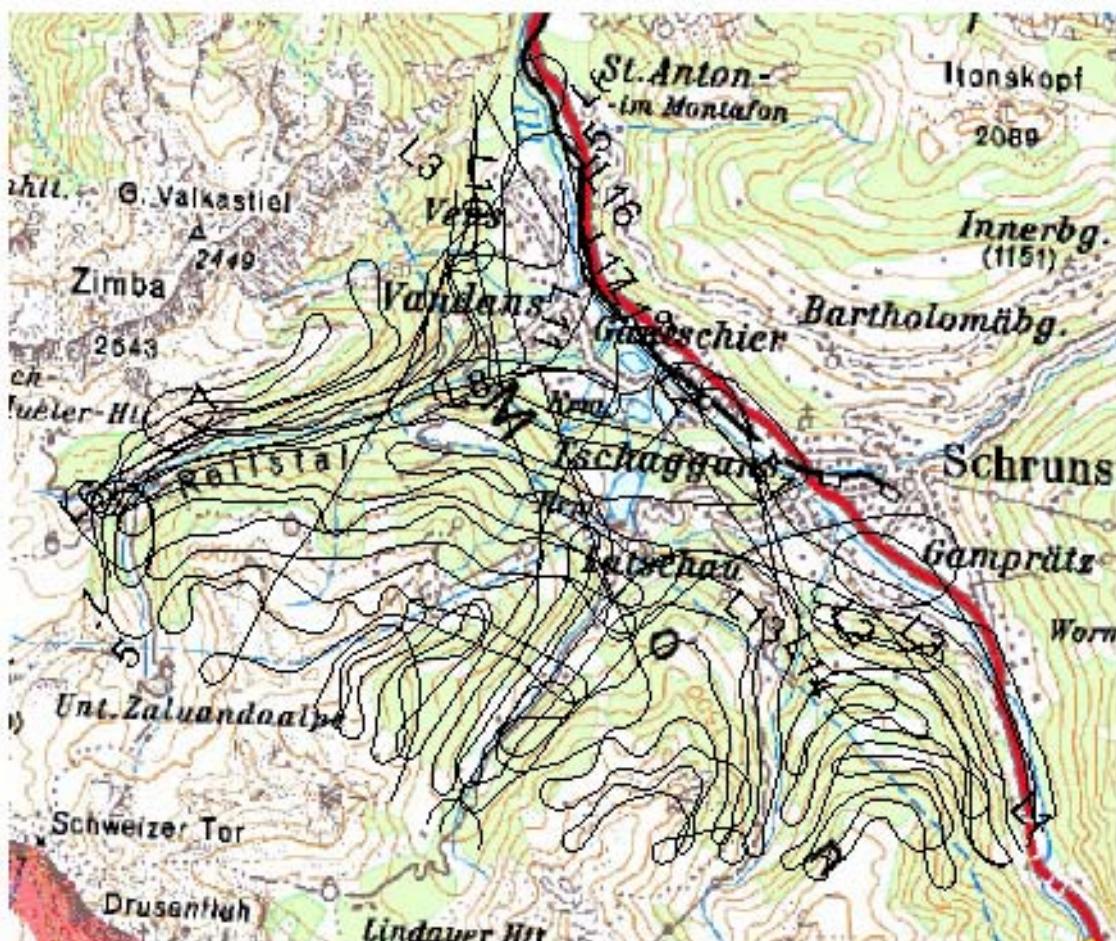


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile im Messgebiet Schruns

3.3. Durchführung der Messungen

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

Kontrolle der Geräte: Vor jedem Messflug wurde eine Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers sowohl mit einer Cäsium- (^{137}Cs) (Abb. 3.3) als auch mit einer Thoriumquelle (^{208}TI) (Abb. 3.4) durchgeführt. Bei der ersten Kalibrierung wird die Trennung der einzelnen Kanäle abgestimmt, während beim zweiten Kalibriervorgang die richtige Lage des für das Thorium charakteristischen Energiesummenfensters (2,42 – 2,83 MeV) überprüft wird. Ebenso wurde die Phaseneinstellung des elektromagnetischen Messsystems mit Hilfe eines Ferritstabes jeweils vor Flugbeginn kontrolliert und gegebenenfalls justiert.

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

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

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

In den Wenden zwischen den Messprofilen ist es notwendig, für jeweils ca. 3 min auf etwa 350 m zu steigen. In dieser Höhe lässt sich das Nullniveau für die elektromagnetischen Messsignale bestimmen. Dies ist vor und nach jedem Profil erforderlich, da das Nullniveau durch Temperatureffekte an der EM-Sonde driftet.

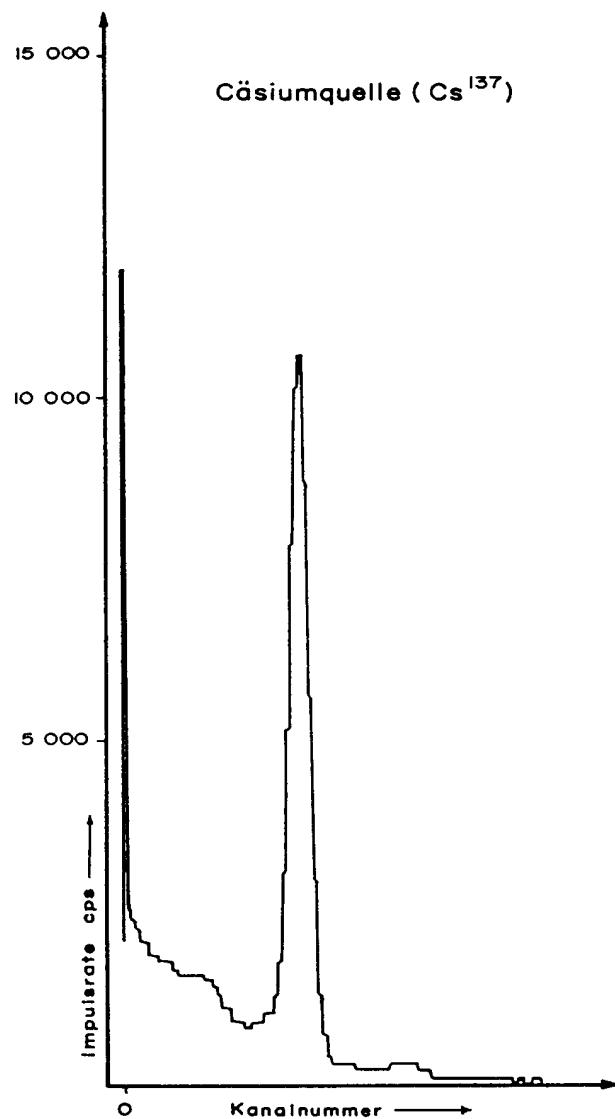


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Cäsiumquelle (^{137}Cs)

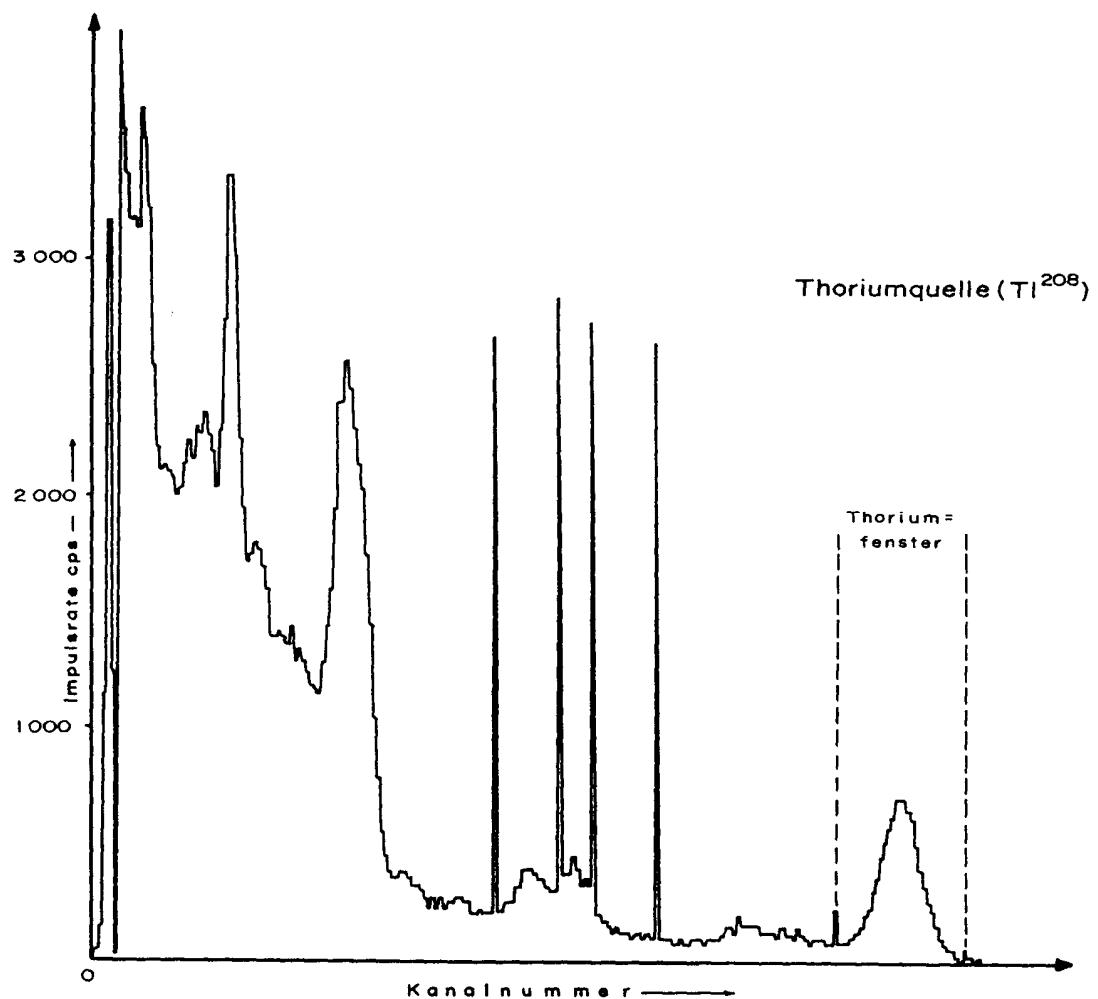


Abb. 3.4: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle (^{208}Ti)

3.4. Personal

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

Geologische Bundesanstalt:

Klaus Motschka
Martin Heidovitsch
Edmund Winkler
Andreas Ahl
Alexander Römer
Gerhard Bieber
Peter Slapansky

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Jürgen Sölkner
Gerhard Ladstätter
Gerhard Österreicher
Karl Kinzl

4. Datenverarbeitung und Kartenherstellung

4.1. Aufgabe der ADV

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

Die Datenverarbeitung hat im Wesentlichen drei Aufgaben:

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

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

- die geophysikalischen Messdaten (mit Messwertnummer) und die Flughöhe auf Datenträger,
- die Koordinaten der Messpunkte entlang der verschiedenen Flugprofile auf Datenträger,
- die Registrierdaten der geomagnetischen Basisstation bei Bludesch,
- eine Reihe von Gerätekosten 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 profilmäßig zur Darstellung gebracht. Auf diese Weise konnte die Qualität letzterer unmittelbar im Untersuchungsgebiet überprüft werden.

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

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

4.3. Flugwegdaten

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

4.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung

Mit dem EM - System werden

Inphase (Real)

Komponente R

und Quadrature (Imaginär)

Komponente Q

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

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

EM-Anomalien von künstlichen Leitern, wie z.B. Blechdächern, werden nicht beseitigt, da die gemessenen Anomalien künstlicher Leiter oft nicht eindeutig von denen geologischer Leiter zu unterscheiden sind. Eine Identifizierung künstlicher Leiter muss einer späteren Befahrung vorbehalten bleiben.

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

- Bestimmung des Nullniveaus für R und Q (an so genannten Stützstellen) in den Registrierungen bei großer Flughöhe vor und nach jedem Messprofil,

- Umrechnung der Messsignale auf das Nullniveau,
- Inversion der Werte R und Q in

zwei Ergebnisparameter des homogenen Halbraummodells, nämlich

- den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_a
- die scheinbare Tiefe d_a (eines äquivalenten Halbraumes, bezogen auf die Erdoberfläche)

oder in

drei bzw. fünf Ergebnisparameter des Zwei- bzw. Dreischichtmodells, nämlich

- Widerstand der 1.Schicht
- Mächtigkeit der 1. Schicht
- Widerstand der 2.Schicht bzw. und
- Mächtigkeit der 2. Schicht und
- Widerstand der 3. Schicht.

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

4.5. Isanomalen der magnetischen Totalintensität (ΔT)

Die Isanomalen 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 herröhrt, wie folgt dar:

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

mit

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

Die zeitlichen Variationen $T(t)$ werden durch ortsfeste Stationen beobachtet, wobei im Rahmen des vorliegenden Messprogrammes eine lokale Basisstation bei Bludesch 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} , $\bar{I}(t)$ und δT kann nach obiger Gleichung der anomale Anteil $\Delta I(x, y, z)$ der Totalintensität für jeden Messpunkt $P(x, y, z)$ berechnet werden. Die Anomalien der Totalintensität werden in Form von Farbrasterkarten flächenhaft dargestellt.

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

4.6. Radiometrische Kartierung

4.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung

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

Mit dem Gammastrahlenspektrometer GRS410 wird in jeweils 256 Kanälen die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0,2 und 3,0 MeV für die "downward looking" und "upward looking" Kristalle aufgezeichnet. In einem zusätzlichen Kanal (3,0 - 6,0 MeV) werden jene Gammastrahlenimpulse registriert, die von der Höhenstrahlung herrühren. Neben den Gesamtspektronen, 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 kleinen Zählraten.

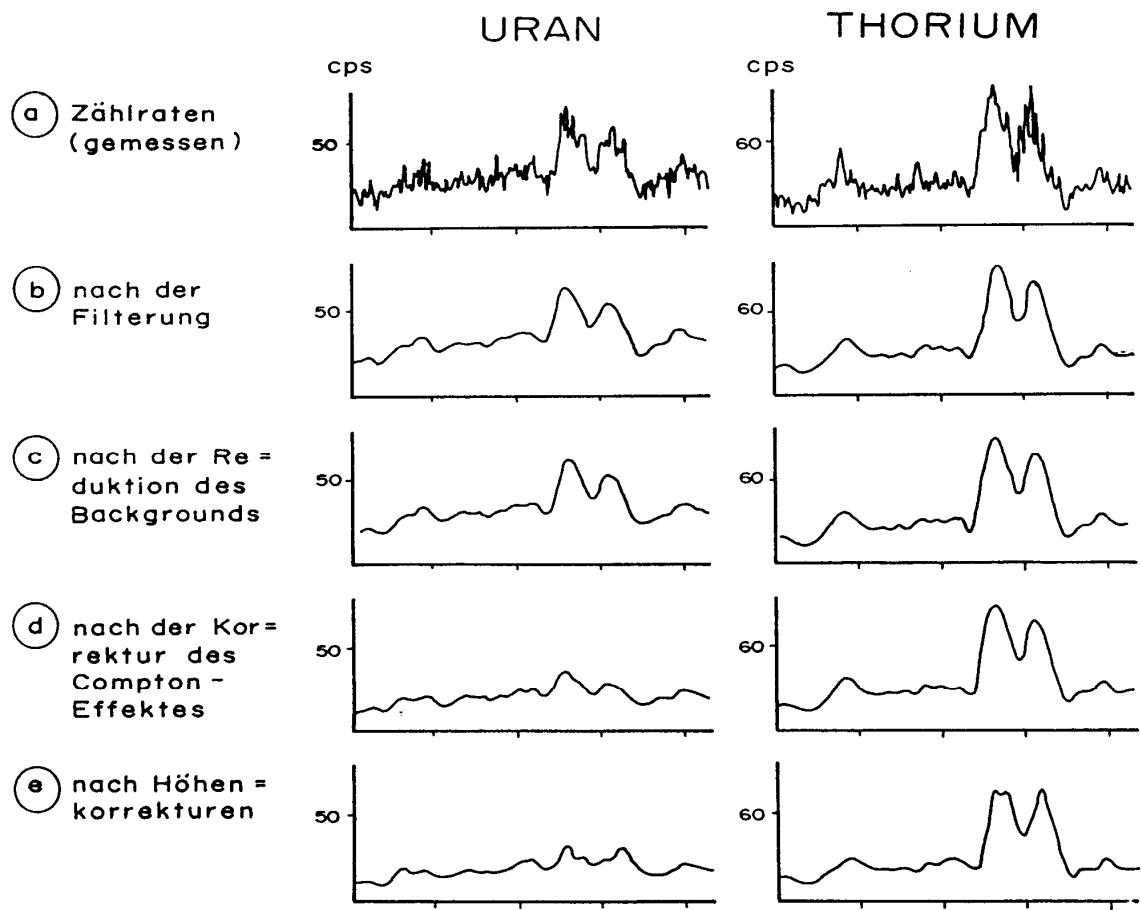


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie

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

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

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

dass z.B. ein bestimmter Anteil der Strahlung von Th-Quellen in den Uran- und Kaliumkanal sowie von U-Quellen in den K-Kanal eingestreut wird. Die Korrektur der Comptonstreuung erfolgt über die sogenannten "stripping ratios" (IAEA, 1979). Für die österreichische Messkonfiguration haben sie für die vorne angegebenen Fensterbereiche folgende Werte:

Compton-Streuungskoeffizienten:

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

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

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

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. Außerdem wird die Zählrate für Uran und Kalium durch den unbekannten Gehalt der Luft an $^{222}\text{Radon}$ verfälscht. Es werden daher standardmäßig Steigflüge im Messgebiet durchgeführt, um die charakteristische Höhenänderung der Gammastrahlung in diesem Gebiet zu ermitteln.

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

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

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

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

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

$$I(240 \text{ ft}) = I(h)e^{+\mu(h-80\text{m})}$$

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

Abb. 4.1e zeigt die Wirkung dieser Höhenkorrektur.

- Topographische Korrektur: Es wurden alle radiometrischen Parameter einer topographischen Korrektur unterzogen.
- Übergang zu Radioelementkonzentrationen: Die "International Atomic Energy Agency" (IAEA, 1979) empfiehlt die Umrechnung der Zählraten in Äquivalent - Konzentrationen der drei strahlenden Elemente. Dies hat u.a. den Vorteil, dass die Ergebnisse von Messungen mit verschiedenen Instrumenten, insbesondere mit verschiedenem Kristallvolumen, untereinander vergleichbar werden. Für die Umrechnung in Äquivalent-Konzentrationen der drei radioaktiven Elemente wurden folgende Faktoren benutzt (reduziert auf die Sollflughöhe von 80 m):

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

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

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

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

und andererseits

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

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

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

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.

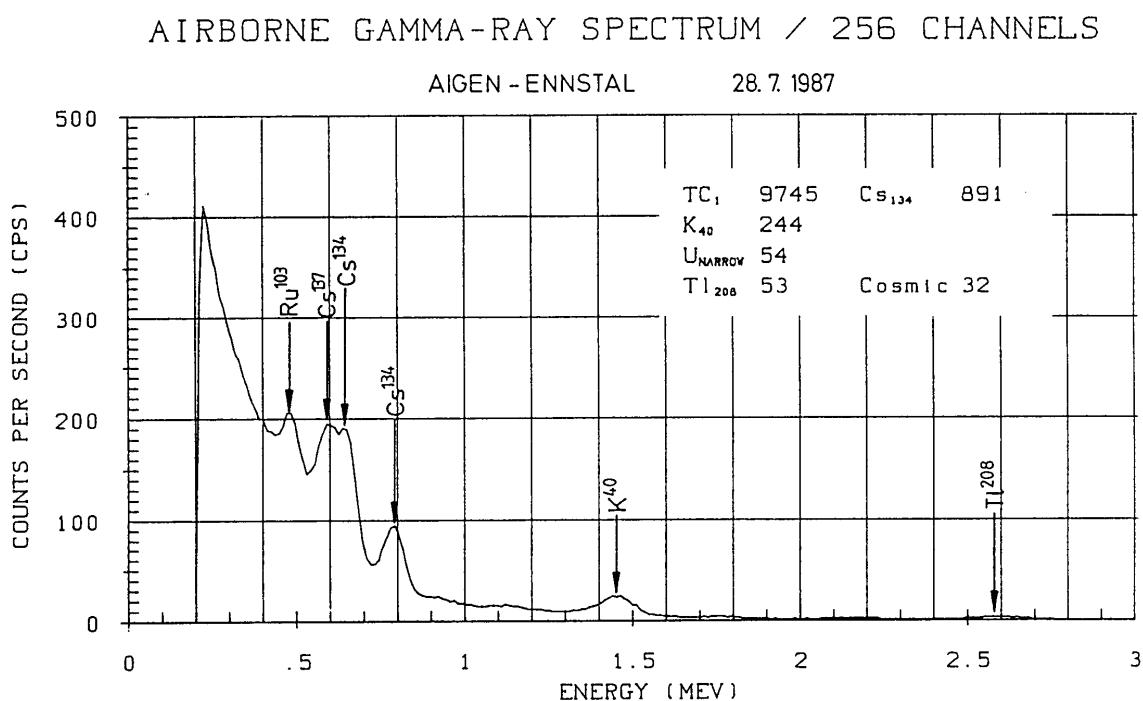


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal

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). 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).

4.7. 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. Die Amplituden der reflektierten Strahlung, die Oberflächentemperatur, die Rauigkeit und der Bewuchs des Erdbodens werden dann in bestimmten Modellen verarbeitet und liefern als Endprodukt die Bodenfeuchte in Prozent-Wassergehalt. Die „Eindringtiefe“ dieses Verfahrens liegt bei max. 5 cm.

Eine detaillierte Auswertung der Bodenfeuchte und ein Vergleich mit zeitgleich durchgeföhrten terrestrischen Bodenfeuchtemessungen sowie einer Vegetationskartierung werden separat durchgeführt.

5. Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings

In den letzten beiden 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):

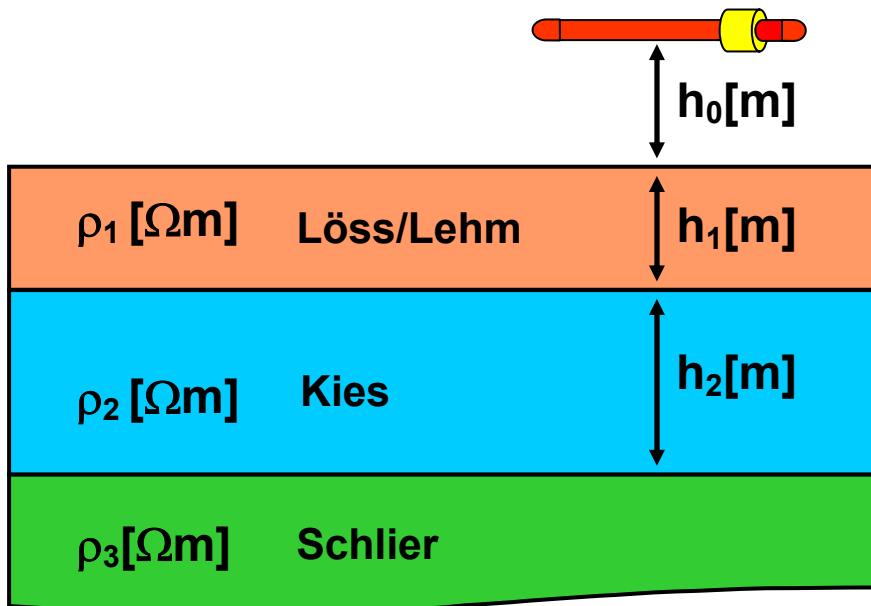


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes

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.

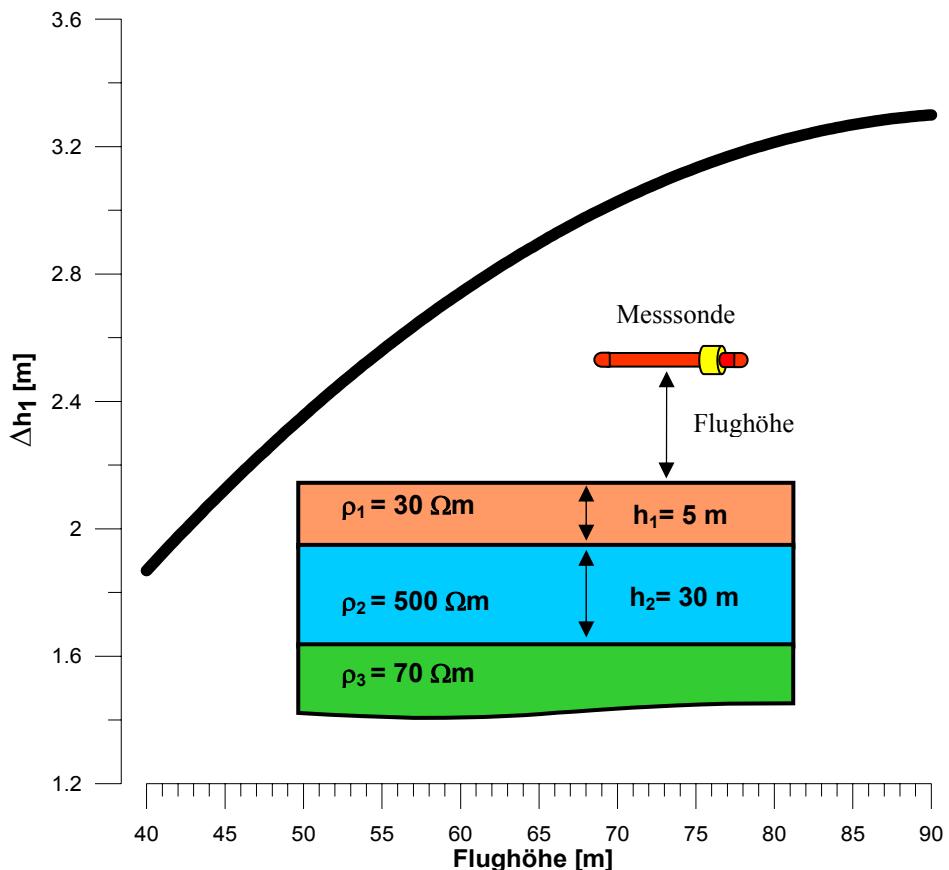


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht ($\bullet h_1$) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

Aus dem in Abb. 5.2 dargestellten 3-Schichtmodell wurden theoretisch zu erwartende Messdaten bei Flughöhen von 40 – 50 m berechnet. Der Messfehler bei den EM-Daten wurde mit $\pm 1.5 \text{ ppm}$ 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 3.5 m betragen kann. Bei größerer Ungenauigkeit der Flughöhe auf Grund von Geländeneigung und Vegetationsbedeckung vergrößern sich auch die Fehler der Inversionsergebnisse.

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

Für die Inversion werden zurzeit zwei verschiedene Methoden verwendet.

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

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

5.2. Problem der exakten Höhenbestimmung

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

- Eine automatische Korrektur beim Aufbereiten der Daten berechnet eine Einhüllende der gemessenen Laserwerte. Damit können Abschnitte eines Flugprofils korrigiert werden, in denen die Laserimpulse über eine Strecke von 50 m mindestens einmal den Boden erreichen. Um nicht Geländestufen zu übergehen und die Höhenwerte zusätzlich zu verfälschen, wurde der Algorithmus zur Berechnung der Einhüllenden (digitaler Filter) bewusst eingeschränkt.
- Bereiche in denen die Laserimpulse über mehr als 50 m den Boden nicht erreichen, müssen manuell editiert werden. Da nur aus dem Verlauf der gemessenen Laserwerte nicht eindeutig entschieden werden kann, ob ein Waldgebiet mit dichter Belaubung oder eine Geländestufe vorliegt, werden bei der Korrektur der Laserwerte

digitalisierte Flugwegvideos hinzugezogen. Um die Bearbeitung der Flughöhen effizient am PC durchführen zu können, wurden die analogen Flugvideos in ein digitales Format konvertiert und auf DVDs gespeichert. Das bedeutet, dass die Laserhöhe mittels Flugvideos kontrolliert werden müssen, um die Ursache der Höhendifferenzen zu klären. Bei einem oftmaligen Wechsel von bewaldeten und freien Flächen ist, ist eine aufwendig und damit sehr zeitintensive Nachbearbeitung nötig.

In Abb. 5.3 treffen die Laserpulse bei den Messpunktnummern 64132 und 64134 den Boden, und ergeben an diesen Punkten korrekte Laserhöhen. Im Bereich dazwischen, der sich über 100 m erstreckt, werden die Laserimpulse jedoch vom dichten Laubdach reflektiert, und liefern eine Flughöhe, die um den Betrag der Baumhöhe ($\approx 20\text{m}$) 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.

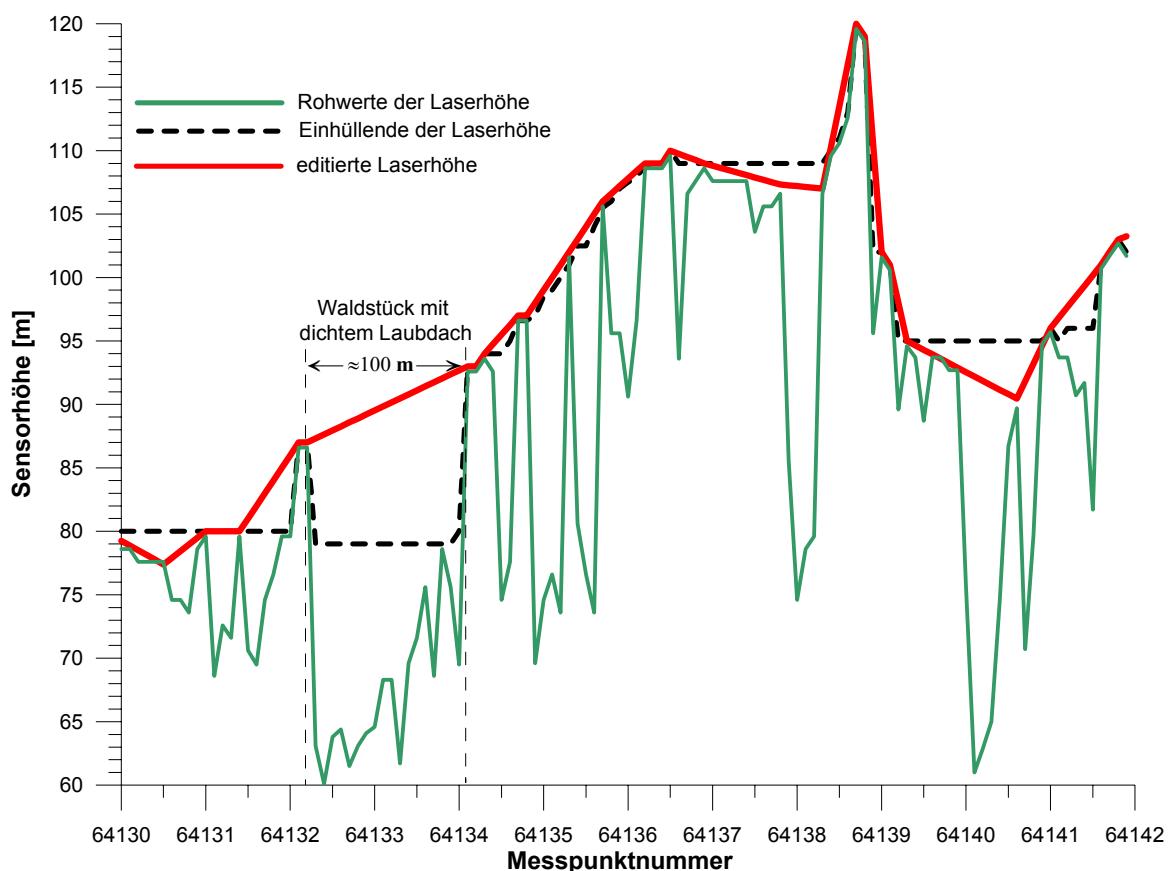


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet

6. Geologie des Messgebietes und erste Ergebnisdiskussion (H. Pirkl, G. Markart & B. Kohl)

6.1. GIS-Grundlagen

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

- IR-Orthofotos für das Messgebiet
- Geländemodell / berechnete Höhenschichten
- Flugwege Aerogeophysik
- Umgrenzung des Messgebiets
- Lage der Überleitungsstollen und Druckrohrleitungen
- Lage der Seilbahnen und Lifte
- Lage des Güterwegenetzes
- Gerinnesystem und Quellen/Quellhorizonte (weitgehend kartiert oder im Gelände kontrolliert)
- Feuchtflächen (Auswertung IR-Orthofotos)
- Natürliche Seen und Speicherseen
- Ausstriche tiefgreifender Hangbewegungsflächen/-zonen (aus Geländekartierungen oder Auswertung der Orthofotos)
- Aktuelle Geschiebeherde und Rutschnischen (aus Geländekartierungen oder Auswertung der Orthofotos)
- Ergebnisse der „Montafonstudie“ (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995) – räumliche Verteilung der Massenbewegungen und Erosionsprozesse
- Weitgehend digital rektifizierte Geologische Karte des Rätikon (auf Grund des Erscheinungsdatums 1965 liegen nur Papierkopien vor, deren Scannen und Geokodieren nur mit eingeschränkter Genauigkeit möglich ist); im Bereich des östlichen Messgebiets ist die Passgenauigkeit eher schlecht.
- Tektonische Hauptlinien abgeleitet nach der Geologischen Karte des Montafon und der geologisch-tektonischen Übersichtskarte 1:200.000

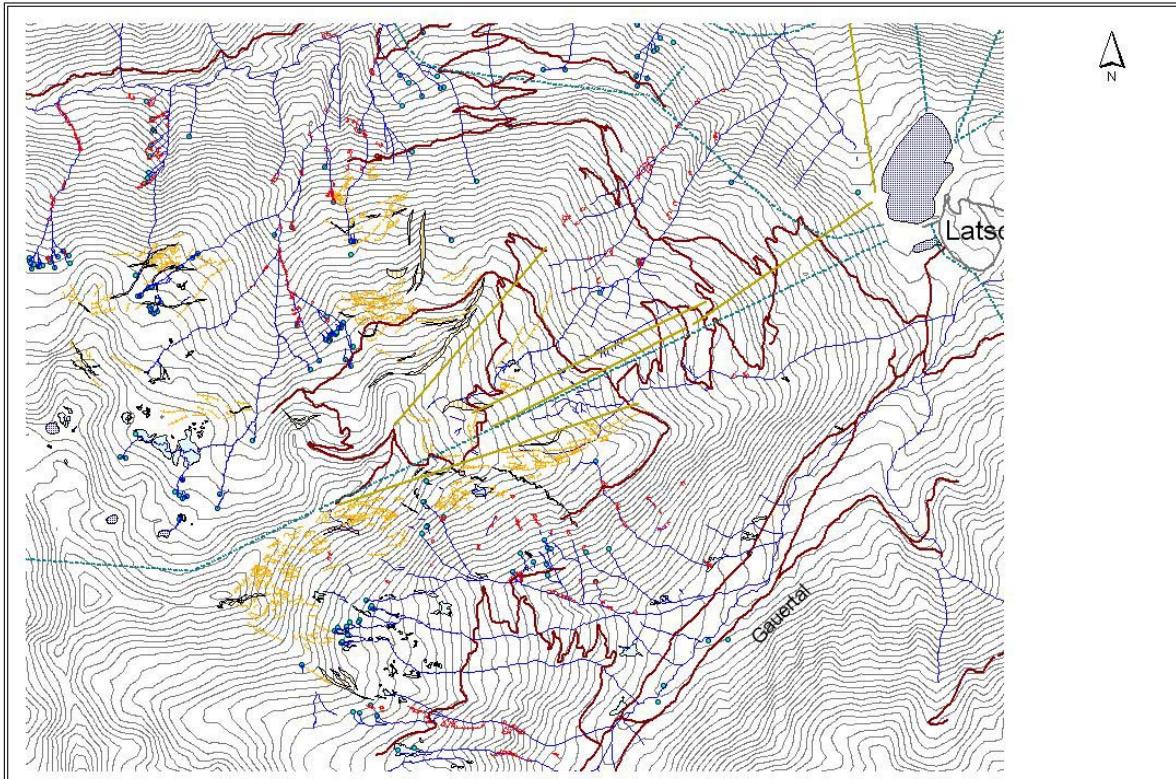


Abb. 6.1: Teilauszug aus GIS-Basis Abschnitt Rellstal-Gauertal

6.2. Datenverrechnung

Wie schon oben kurz beschrieben, sind die hubschraubergeophysikalischen Roh-Mess-Daten entsprechend noch zu behandeln.

Elektromagnetik:

Im vorliegenden Fall wurden mit Hilfe des neuen, statistisch-basierten Auswertungssystems eine Reihe von Modellrechnungen als Diskussionsbasis der Interpretation ausgeführt –

- Automatische Auswahl des jeweils (theoretisch-mathematisch-statistisch) besten Modells ohne Einschränkungen für a. alle drei Messfrequenzen, b. für die Frequenzen 3000 und 7000 Hertz, c. für die Frequenzen 7000 und 27000 Hertz
- Modellauswahl unter den Randbedingungen – keine Mächtigkeitsbeschränkungen für die erste Schicht, aber Widerstandseinschränkung für die zweite Schicht auf >200 Ohm; wieder für a. alle drei Messfrequenzen, b. für die Frequenzen 3000 und 7000 Hertz, c. für die Frequenzen 7000 und 27000 Hertz
- Modellauswahl unter den Randbedingungen – Mächtigkeitsbeschränkungen für die erste Schicht (z.B. auf maximal 15 Meter), aber keine Widerstandseinschränkung für die zweite Schicht; wieder für a. alle drei Messfrequenzen, b. für die Frequenzen 3000 und 7000 Hertz, c. für die Frequenzen 7000 und 27000 Hertz
- Modellauswahl unter den Randbedingungen – Mächtigkeitsbeschränkungen für die erste Schicht (z.B. auf maximal 15 Meter), sowie Widerstandseinschränkung für die

zweite Schicht auf >200 Ohm; wieder für a. alle drei Messfrequenzen, b. für die Frequenzen 3000 und 7000 Hertz, c. für die Frequenzen 7000 und 27000 Hertz

- Zur Kontrolle wurden zusätzliche Modelle für kleinräumige Situationen an Hand der geologischen Situation spezifisch definiert und damit wieder mehrere Kombinationen gerechnet.

Eine solche Fülle verschiedener, unterschiedlich definierter Modelle zu rechnen, ist nur mit dem neuen Auswertesystem möglich. Mit den früheren EM-Auswertesystemen waren entweder die Modelleinschränkungen begrenzt oder es war mit langen Rechenzeiten zu kalkulieren. Die Berechnung obiger Variationen konnte innerhalb von drei Tagen mit eingeschalteten, zwischenzeitlichen Plausibilitätskontrollen und Zwischenergebnis-Diskussionen ausgeführt werden. Dies erlaubt eine gänzlich andere Qualität bei der Interpretation der EM-Hubschraubergeophysik-Daten.

Die flächenbezogene Interpolation der entlang von Fluglinien erhobenen Messdaten erfolgt mittels des Programms SURFER® durchwegs in einem Grid von 100m x 100m, unter Verwendung des Interpolationsalgorithmus „Inverse Distance to a Power“ bei einem Suchradius von 200m.

6.3. Geologische Übersicht

Das Messgebiet wurde aus mehreren Gründen ausgewählt. Einerseits liegen in diesem Gebiet zahlreiche Massenbewegungen, für die eine nähere, prioritäre Untersuchung vorgeschlagen wurde (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995), andererseits erlaubt die komplexe Geologie eine Reihe von Fragestellungen.

Das Messgebiet liegt in einer komplexen geologischen Randsituation zwischen Oberostalpin und Unterostalpin/Pennin am Westende der Ostalpen (s. Abb. 6.2). Ein tektonischer Überblick in Abb. 6.3 wurde aus OBERHAUSER & RATAJ 1998 übernommen.

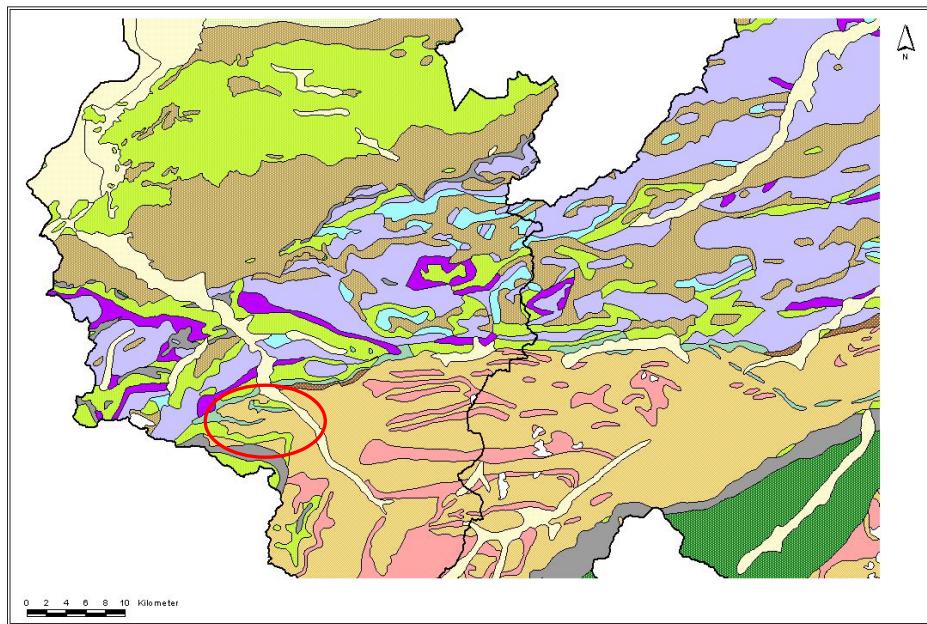


Abb. 6.2: Geologische Übersicht Voralberg und westliches Tirol (digitale geol. Karte 1:500.000 / Geol. Bundesanstalt); Lage des Messgebiets (rote Ellipse)

Im Westabschnitt werden noch Basis-Serien der Nördlichen Kalkalpen erschlossen (linke Flanke des Rellstales). Den zentralen Teil des Messgebiets dominieren Serien der Phyllitgneiszone mit Einschuppungen und/oder Auflagen von Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen. Im Ostteil werden Serien des Silvrettakristallins einbezogen.

Kalkalpine Serien sind von ihrer Basis weg mit Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern der Buntsandsteinformation bis zur Mitteltrias (Muschelkalk, Arlbergschichten) vertreten. In der Phyllitgneiszone finden sich sowohl Muskovit-Orthogneise, als auch Biotit-Plagioklas-Gneise. In der Kristallinbasis des Mittagspitz-Sedimentzuges treten auch Amphibolite auf. Von der prinzipiell lithologischen Zusammensetzung ähneln sich die Serien der Phyllitgneiszone und des Silvrettakristallins. Neben den lithologisch stark wechselnden Verhältnissen, sind auch intensive tektonische Beanspruchungen auf den verschiedenen Maßstabsebenen weit verbreitet.

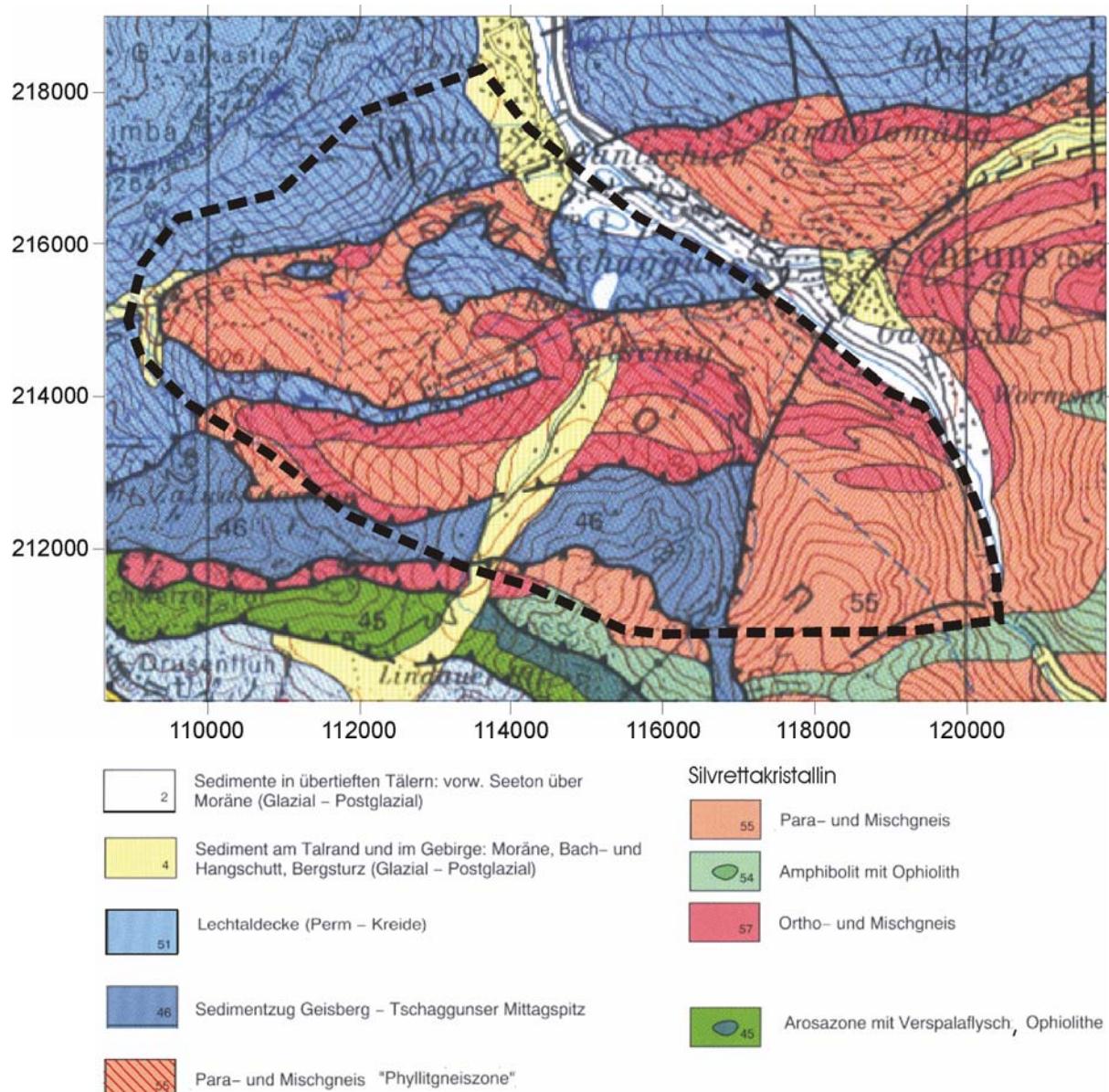


Abb. 6.3: Geologisch-tektonische Gliederung des Messgebiets nach OBERHAUSER und RATAJ 1998 (Ausschnitt), das Messgebiet ist strichliert umrahmt

Die Hauptgrundlage für die geologisch-lithologische Interpretation der geophysikalischen Daten ist die Geologische Karte des Rätikon (HEISSEL, OBERHAUSER, REITHOFER & SCHMIDEGG 1965). Diese Karte gibt die hohe Komplexität des Gebiets sehr gut wieder. Es ist jedoch zu beachten, dass in Details zahlreiche neue Informationen gefunden wurden. Leider erfolgte noch keine einheitliche Neukartierung und Dokumentation auf modernem Standard für dieses geologisch eminent bedeutende und interessante Gebiet.

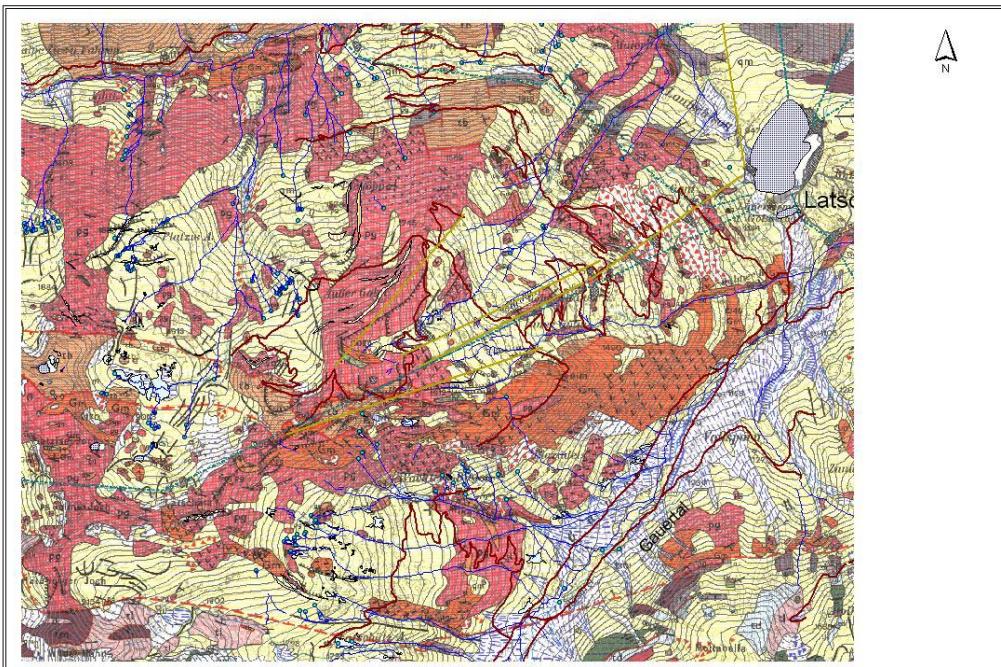


Abb. 6.4: Ausschnitt aus der Geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL, OBERHAUSER, REITHOFER & SCHMIDEGG 1965) / Bereich zwischen Rellstal und Gauertal; überlagert mit GIS-Informationen

Die Kartierung der Massenbewegungen und Lockersedimentkörper in BERTLE, MÄHR und PIRKL 1995 erfolgte sowohl auf Basis der vorhandenen geologischen Karten, als auch an Hand neuerer Geländeaufnahmen und des IR-Luftbildmaterials (s. Abb. 6.5).

Diese Studie ergänzt einerseits die flächendeckende Information über Lockersedimentvorkommen für das gesamte Montafon und führt andererseits eine Bewertung der Massenbewegungen hinsichtlich Aktualität, Kritikalität und prioritärer Untersuchungsnotwendigkeit ein.

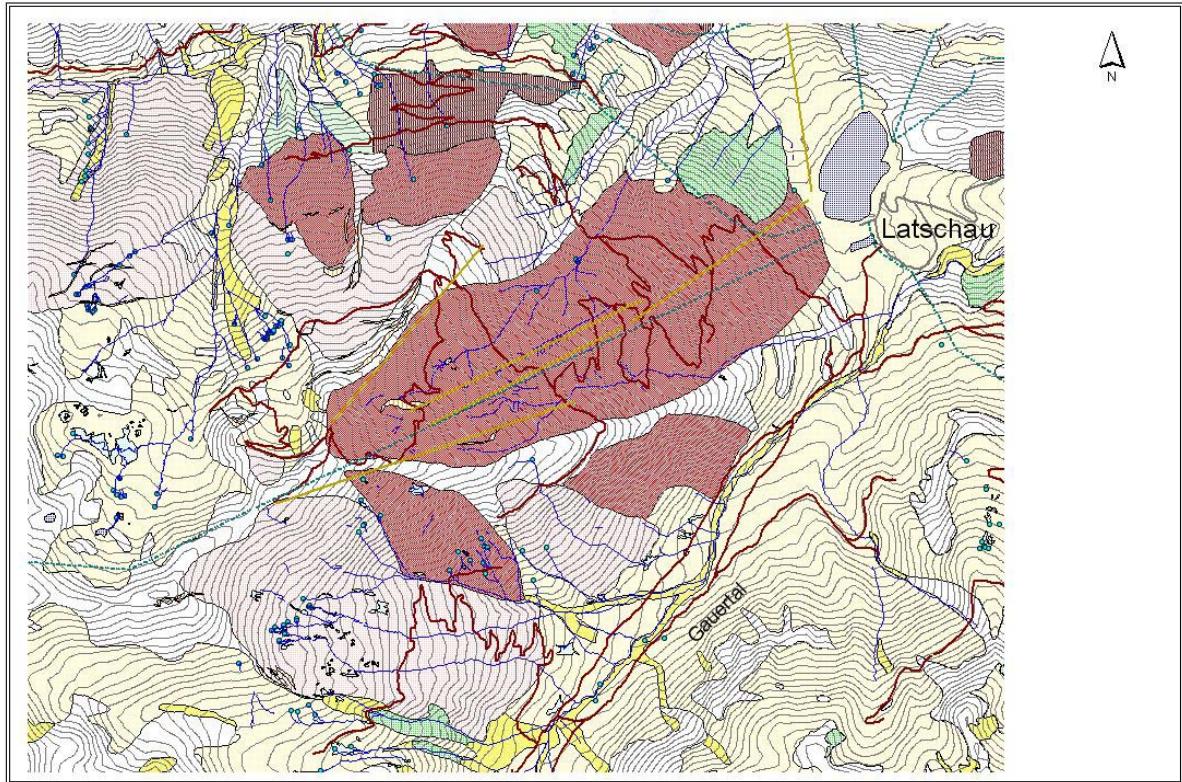


Abb. 6.5: Ausschnitt aus der Karte der Massenbewegungen des Montafons (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995); überlagert mit GIS-Informationen

6.4. Radiometrie

Prinzipiell wird von folgender Modellvorstellung ausgegangen - die räumliche Verteilung radiometrischer Messdaten getrennt nach Kalium, Thorium und Uran ermöglicht Aussagen über die bodennahe Untergrundlithologie. Die Kalium-Verteilung lässt jeweils auch auf höhere oder niedrigere Tonmineralführung in Böden schließen.

Die Aussagesicherheit und -dichte ist jedoch durch bestimmte Randbedingungen begrenzt, nämlich durch

starke Bodenabstands-Abhängigkeit des Mess-Systems

Dämpfungseffekte durch dichte Vegetation

Dämpfungseffekte durch hohe Bodenfeuchtigkeit

Vor der Interpretation der radiometrischen Daten ist daher eine Plausibilitätsanalyse für die spezifischen, lokalen Gegebenheiten und Randbedingungen vorzunehmen!

Im gegenständlichen Messgebiet bestehen mehrere Möglichkeiten die Plausibilität abzuschätzen:

- a) Es wurden gleiche Gebiete zweifach überflogen und gemessen – die Detail-Messstreifen am Golmerhang wurden durch die lockeren Messlinien der Gesamtgebietsbefliegung zu unterschiedlichen Zeiten wieder abgedeckt. Die Messergebnisse stimmen im Detail sehr gut zusammen!
- b) Es liegen sehr eindeutige lithologische Situationen mit hohen Kontrast-Unterschieden und kaum Bodenbedeckung vor – einerseits die Situation im Umfeld um die Tschaggunsner Mittagsspitze (s. Abb. 6.6) und andererseits die Verteilung von Buntsandsteinformation und Muskovit-Orthogneisen (s. Abb. 6.7). Die Karbonatkörper (Hauptdolomit) der Mittagsspitze werden durch sehr niedrige Kalium-Konzentrationen charakterisiert; hohe Kalium-Konzentrationen sind dagegen im Bereich verschiedener Gneis-Typen zu finden. Hohe Kalium-Konzentrationen sind – wie geologisch zu erwarten – auch im Bereich des Muskovit-Orthogneises und einer schmalen Buntsandstein-Zunge im südlichen Golmerhang-Bereichs anzutreffen.

Den Radiometrischen Messdaten ist im gegenständlichen Messgebiet somit eine hohe Plausibilität zuzuordnen!

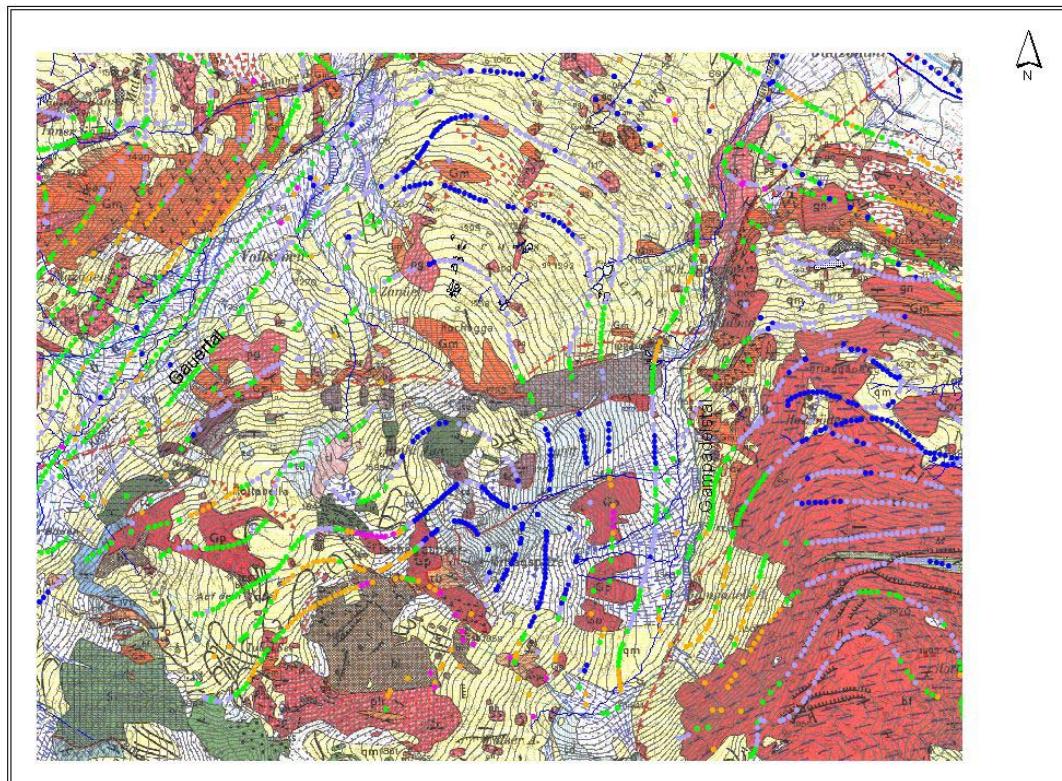


Abb. 6.6: Kalium-Verteilung entlang der Messlinien – Bereich Tschaggunser Mittagsspitze; Ausschnitt aus der Geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL, OBERHAUSER, REITHOFER & SCHMIDEGG 1965)

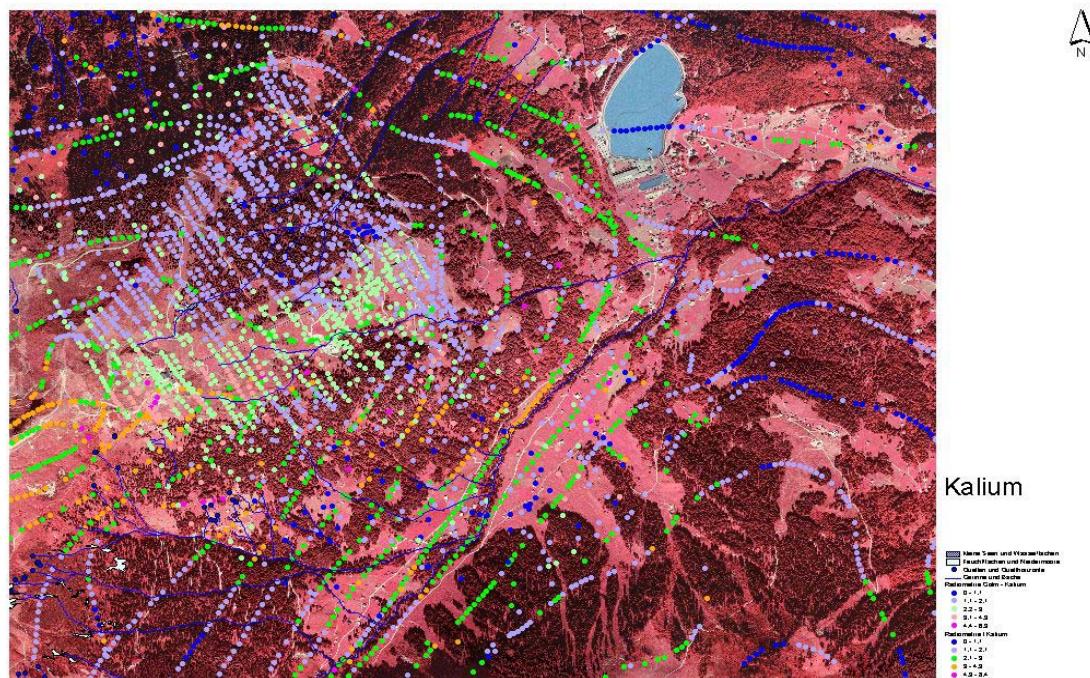


Abb.6.7: Kalium-Verteilung entlang der Messlinien – Bereich Golmerhang und Gauertal

6.5. Elektromagnetik

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

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

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

- Bei der Hubschraubergeophysik wird an jedem Messpunkt der scheinbare (Durchschnitts-)Widerstand eines halbkugeligen Raumes mit einem Durchmesser an der Erdoberfläche von etwa 150m erfasst. Die Messungen geben damit „schleifende“ Werte entlang der Messlinie wider.
- Der Untergrund-Widerstand hängt von einer Reihe Faktoren ab – wie Porosität, Grad der Wassersättigung im Porenraum, Mineralisation des Wassers im Porenraum, Tongehalt, Bodentemperatur, u.ä. Der Geologe hat somit bei der Interpretation weniger auf die eigentlichen Gesteinseigenschaften zu achten, sondern vielmehr auf Faktoren wie Wassersättigung oder Lehm-/Tonfüllungen in Kluft- und Porenräumen und ähnliche Phänomene.

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

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

- a. indem das Rechenmodell das mathematisch-theoretisch wahrscheinlichste Modell aus den jeweiligen Messdaten auswählt (auf Basis der theoretischen Grundlagen der Elektromagnetik) oder
- b. indem der Geophysiker gemeinsam mit dem Geologen lokale oder kleinregionale Zwei-(Mehr-) Schichtfälle auf Basis der geologischen Situation beschreibt und diese Randbedingungen – wie erwartbare Widerstände oder erwartbare Mächtigkeiten – der Modellrechnung unterlegt. Zu bedenken ist dabei natürlich, dass das Rechenmodell nur mit „Schichten“ parallel zur Oberfläche rechnen kann!

Beide Wege wurden im vorliegenden Fall beschritten.

Weitere die Interpretation einschränkende Grenzbedingungen sind die Lage und Abstände der jeweiligen Messlinien. Im vorliegenden Fall kam zum ersten Mal eine konturabhängige Befliegung zum Einsatz. Bisher wurde entlang parallel liegender Profillinien (unabhängig von

der Topographie) geflogen. Parallel liegende Profile haben zwar den Vorteil, dass Lage und Abstände der Profillinien besser kontrolliert geflogen werden können; bei alpiner Topografie entstehen dabei aber immer wieder Flugsituationen, in denen die notwendigen Messhöhen nicht eingehalten werden können. Dies führt einerseits zu einem hohen Korrekturaufwand, andererseits auch zu vielen Messwertausfällen.

Bei Befliegung nach Konturen – entlang von Höhenschichtlinien – können die Probleme mit den Messflughöhen besser im Griff gehalten werden. Notwendig ist freilich eine aufwändige Flugwegorientierung und –dokumentation. Da im gegenständlichen Fall diese Befliegungsart zum ersten Mal praktiziert wurde, kam es gebietsweise zu Lücken und zum Teil zu größeren Abständen zwischen den Messlinien. Letzteres schränkt die Auswertbarkeit in manchen Teilgebieten stark ein.

Bei folgenden Projektgebieten war die Befliegungsqualität bereits besser und es konnte auch bei alpiner Topografie der Messraster sehr gut kontrolliert werden!

Die erste Kontrolle stellt somit die Darstellung der Messergebnisse entlang der Messlinien ohne flächendeckende Interpolation dar. Es werden zwar die einzelnen Messwerte entlang der Messlinie interpoliert, es wird aber ein Suchradius gewählt, der keine größeren Lücken „überbrückt“ und somit keine Flächendeckung vorgibt (s. Abb. 6.8). Damit lässt sich bereits abgrenzen, wo die Messdichte für eine Interpretation ausreicht und wo bei Lücken vorsichtiger zu interpretieren sein wird.

Der zweite Schritt ist dann die Diskussion der Wirkungen verschiedener Modellannahmen und –randbedingungen. In Abb. 6.8 ist deutlich gegenüber Abb. 6.9 zu sehen, dass die zusätzliche Randbedingung – 2. Schicht Widerstand >200 Ohm – die Verteilung des scheinbaren Widerstands der ersten Schicht stark verändert. Das bedeutet in diesem Fall nicht, dass eine Darstellung besser oder richtiger ist als die andere – sondern sie beschreiben unterschiedliche aus den Roh-Daten mathematisch abgeleitete Modelle. Die jeweilige Aussage ist an der lokalen Plausibilität der Situation zu prüfen! Ein Prüf-Hilfsmittel dafür ist die jeweils zum Modell berechnete Mächtigkeit der ersten Schicht.

Bei der Berechnung von Modellen mit lokalen, aus der geologischen Situation direkt abgeleiteten Randbedingungen, zeigt sich, dass die derzeit eingesetzte Messkonfiguration der Hubschrauber-Elektrromagnetik geringmächtige Auflagen von nur wenigen Metern nicht als eigene „Schicht“ auflösen kann! Dies hängt auch mit dem größeren Messlinien-Abstand bei größer flächigen Befliegungen zusammen. Wenn bei Detailbefliegungen geringe Messlinienabstände wie z.B. 50 m gewählt werden, wird auch eine Auflösung geringmächtigerer Auflagen meistens möglich. Dass dieses Phänomen nicht nur unter alpin-topografischen Verhältnissen zu verzeichnen ist, zeigen z.B. die Auswertungsergebnisse aus dem Befliegungsprojekt Traun-Ennsplatte, wo geringmächtige Lössauflagen (<2m) über Kieskörper meist nicht als eigene „Schicht“ erkannt wurden.

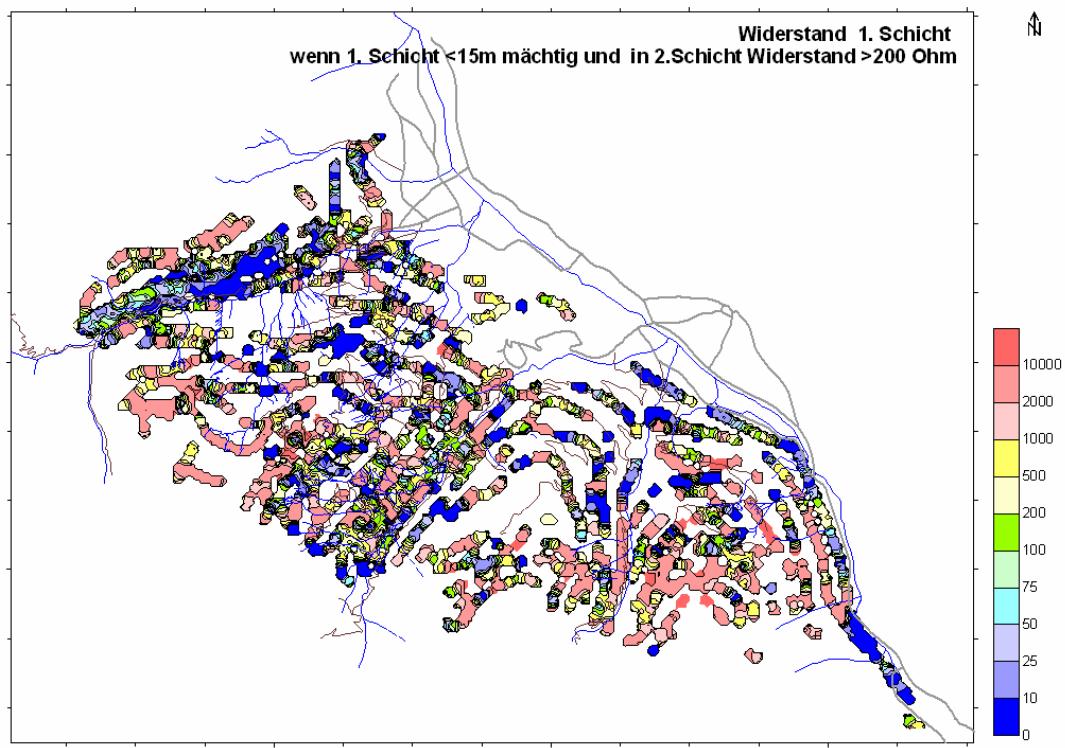


Abb. 6.8: Modellrechnung Elektromagnetik; Darstellung interpolierter Werte ohne größeren Suchradius (Grid 50x50m, Suchradius 100m)

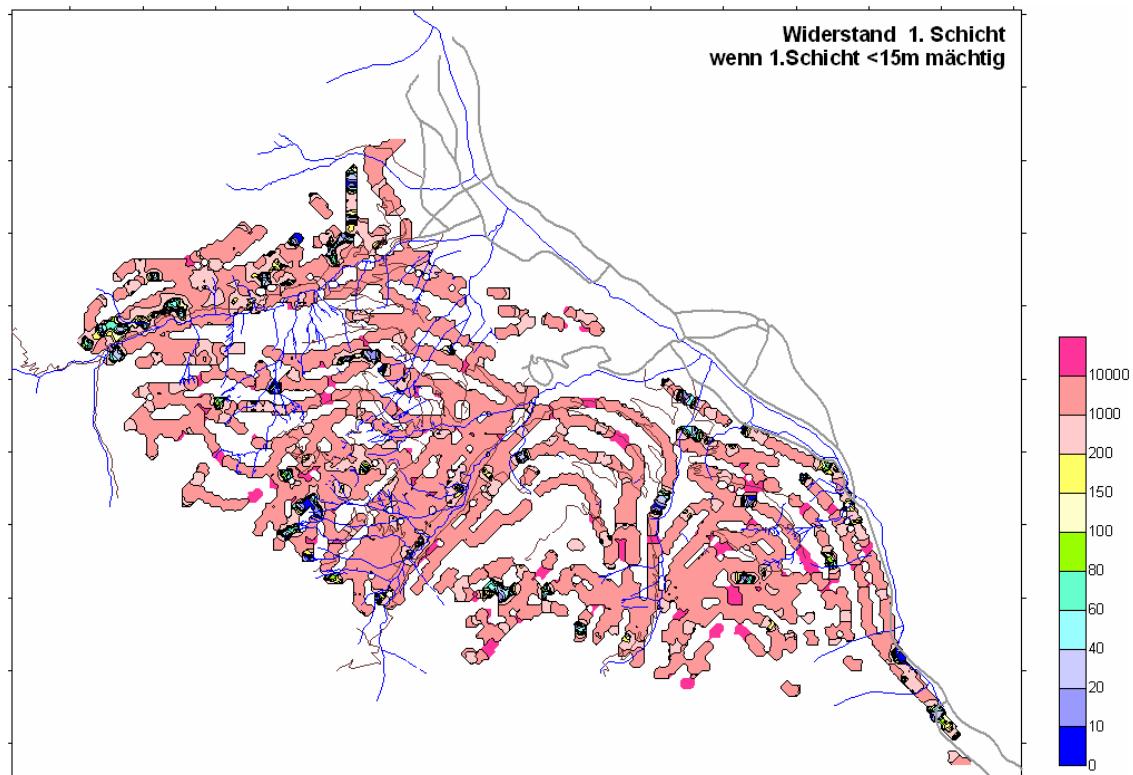


Abb. 6.9: Modellrechnung Elektromagnetik; Darstellung wie Abb. 6.8, aber andere Modell-Randbedingungen

In Abb. 6.10 wird die Lage von ausgedehnten Feuchtflächen auf Verebnungen westlich des Golmer Jochs / Grüneck der Lage von Messlinien der Hubschrauberbefliegung gegenübergestellt. Alle Modellrechnungsvarianten zeigen für diesen Bereich hohe Widerstände und kaum Differenzierungsmöglichkeiten nach erster oder zweiter Schicht. Dies lässt darauf schließen, dass die stauenden Schichten, die die Feuchtflächen bedingen, in diesem Fall sehr geringmächtig sind (geringmächtige Grundmoränenreste oder eingeschwemmte Feinsedimente aus Moränenmaterial). Dazu kommt, dass der Fluglinienabstand wahrscheinlich für eine bessere „Schicht“-Auflösung in diesem speziellen Fall zu groß ist.

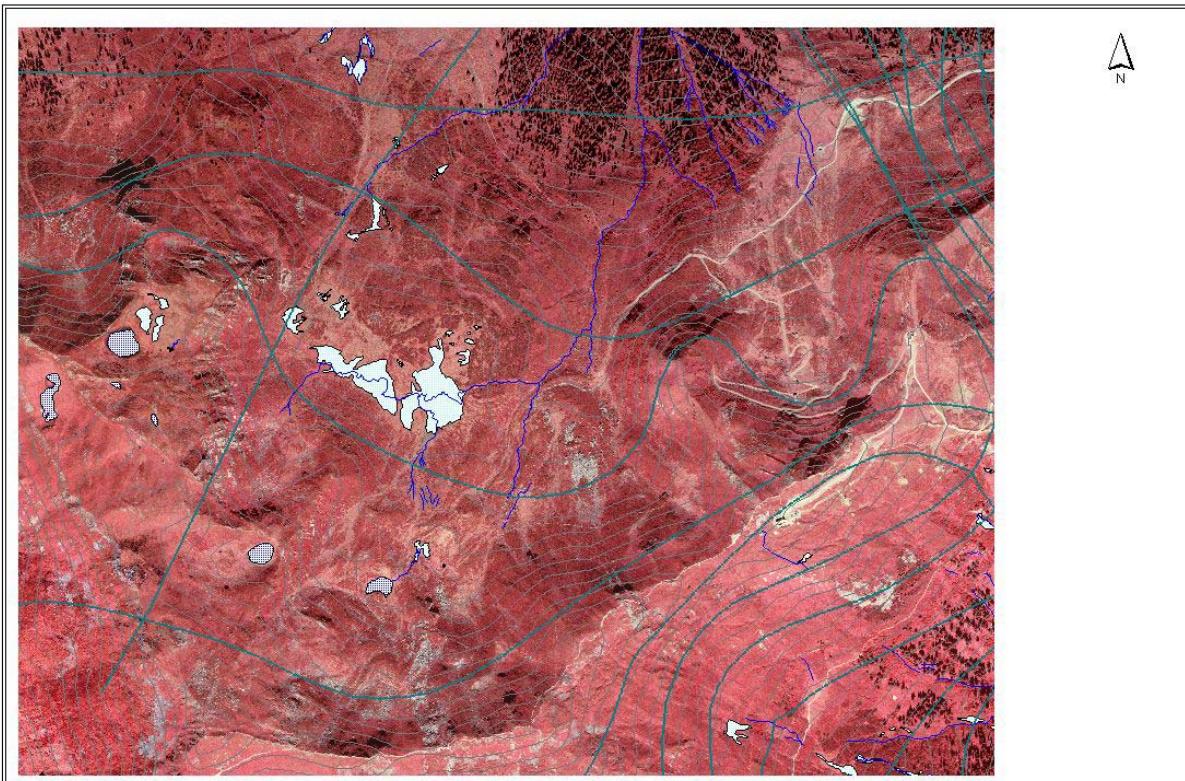


Abb. 6.10: Ausschnitt aus dem Messgebiet (westlich Golmer Joch/Grüneck); IR.Orthfoto, Feuchtflächen, Hubschrauber-Messlinien

Vor der Diskussion der Ergebnisse der verschiedenen Modellvarianten wird jeweils auch geprüft, welche Auswirkungen die Flächeninterpolation mit größeren Suchradien auf die Plausibilität besitzt.

Bei Flächeninterpolation mit größeren Suchradien werden nur die jeweils größten Lücken freigehalten. Lücken können entstehen entweder aufgrund des hohen Messlinienabstandes oder weil Messdaten wegen Unbrauchbarkeit (z.B. technische Störungen) ausgeschieden wurden.

Ein weiteres Mittel der Kontrolle ist die Wahl der Darstellungsklassen. Dabei können kleinräumige „Anomalien“ hervorgehoben oder unterdrückt werden. Mit der Klassenwahl ist auch eine Differenzierung in bestimmte Widerstandsbereiche möglich – z.B. Zusammenfassung der jeweils höheren oder niedrigen Widerstände in einer Klasse – damit kann die Übersichtlichkeit der Darstellung weiter erhöht werden.

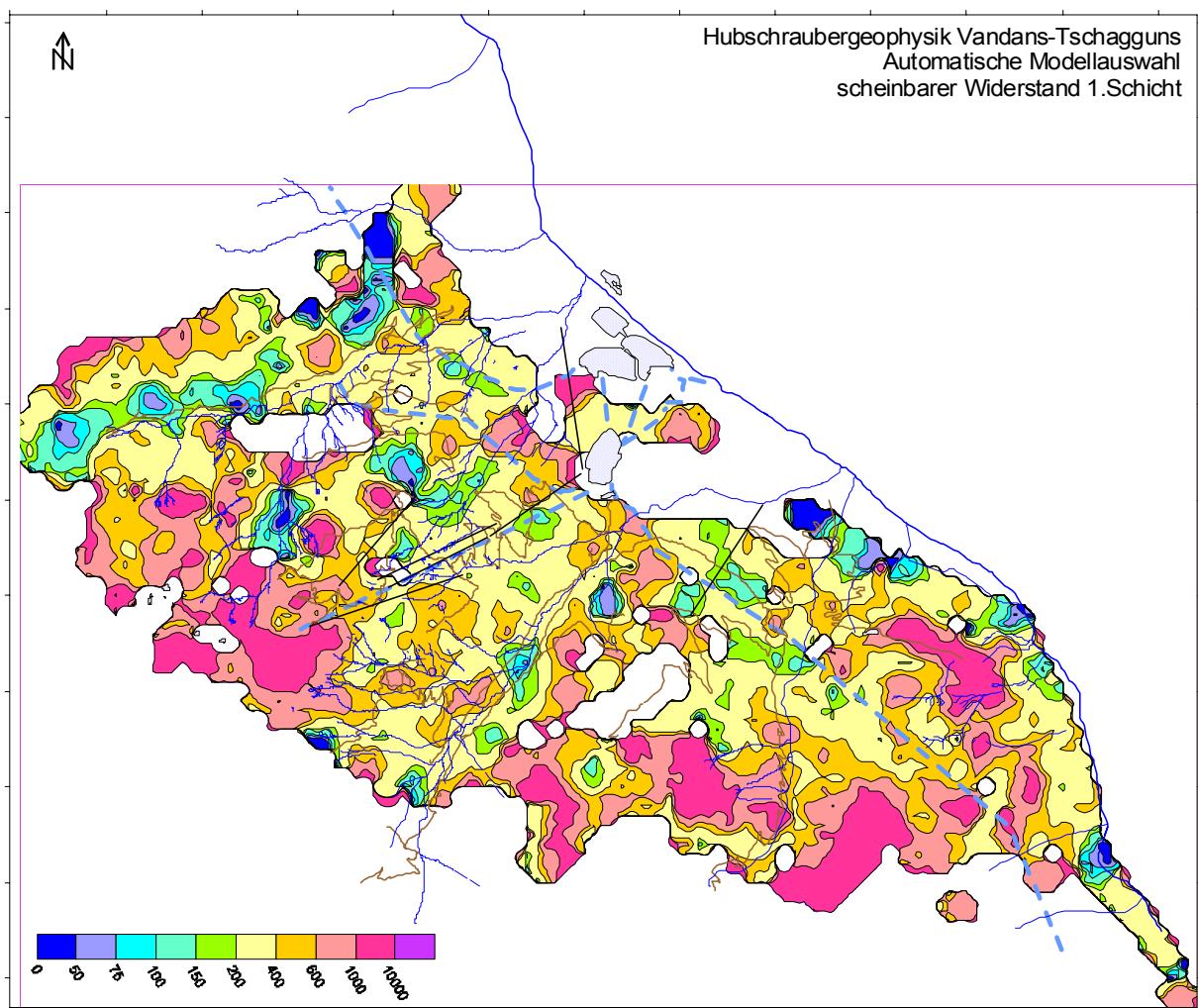


Abb. 6.11: Modellrechnung Elektromagnetik; Darstellung eines mit größerem Suchradius
flächeninterpolierten Rechnungsergebnisses

6.6. Auswertung an Hand ausgewählter Beispiele

6.6.1. Beispiel: linke Flanke Rellstal

Die linke Flanke des Rellstales wird durch eine praktisch zusammenhängende Serie der Permo-Triasbasis bis in die Mitteltrias aufgebaut – Buntsandsteinformation / Reichenhaller Rauwacke / Muschelkalk / Partnachschichten / Arlbergschichten (s. Abb. 6.12). Für die Serien der Buntsandsteinformation liegt eine Detail-Profilbeschreibung aus dem Rellstal vor (Profil Rellstal / Frescalot in MOSTLER 1985). Über einer grobklastischen Transgressionsserie (Konglomerate, grobe Sandsteine) folgt dabei eine über 100 m mächtige Tonschieferserie mit Vulkaniteinschaltungen; darüber wieder mehrere 100 m mächtige Konglomerate und Sandsteine.

Entlang der linken Flanke weisen radiometrischen Messdaten für Kalium im Bereich der Buntsandsteinabfolge unterschiedliche Konzentrationen und räumliche Verteilungen auf – abschnittsweise >3%, bereichsweise aber auch <2%. Eine Kontrolle anhand der IR-Orthofotos zeigt, dass kein Zusammenhang zwischen K-Konzentration und Waldverteilung vorliegt. Somit sind auch keine störenden Dämpfungseffekte durch die Vegetation zu erwarten – die Messwerte beziehen sich somit auf die Untergrundsituation.

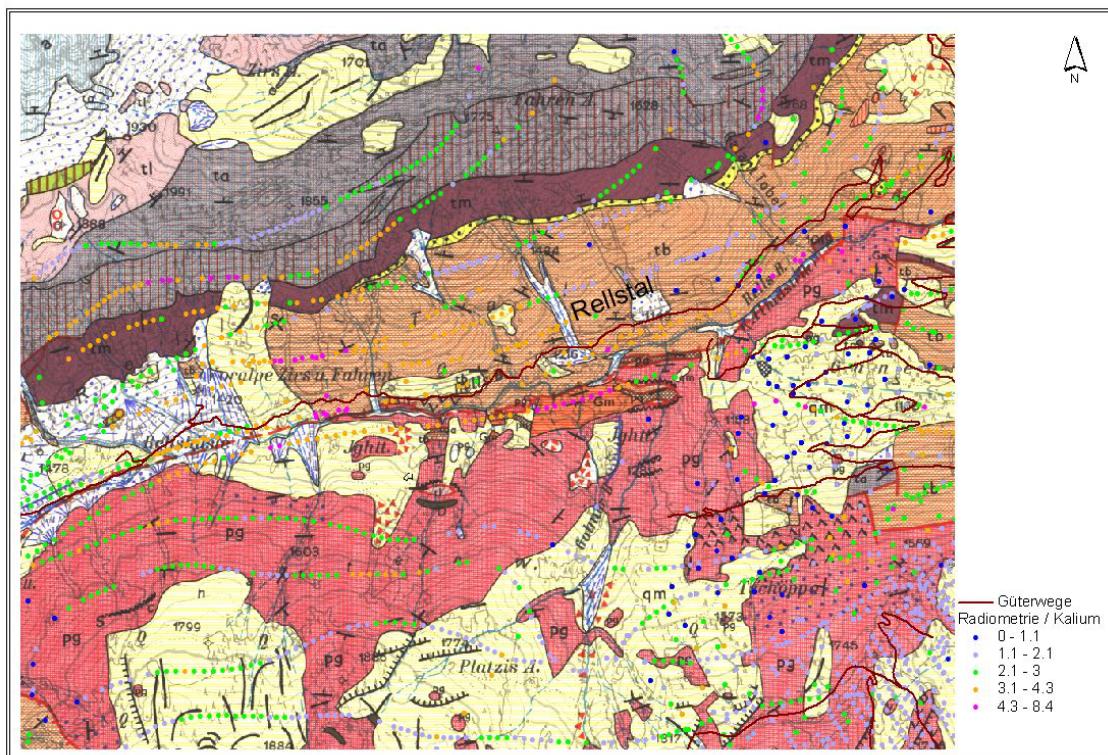


Abb. 6.12: Geol. Karte des Rätikon (HEISSEL, OBERHAUSER, REITHOFER & SCHMIDEGG 1965),
Ausschnitt Rellstal; Radiometrie / Messergebnisse Kalium

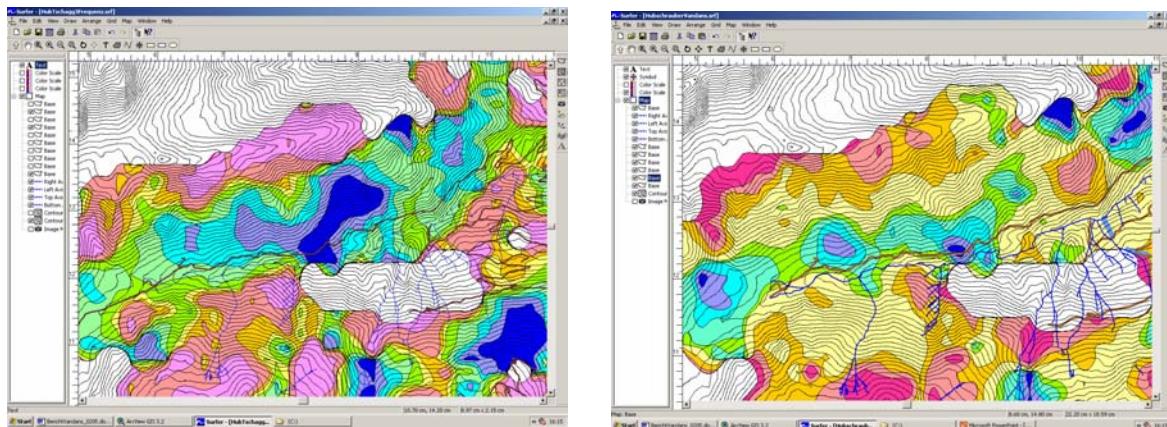


Abb. 6.13: Elektromagnetik Bereich Rellstal; alle drei Messfrequenzen;
Links – keine Mächtigkeitseinschränkungen, Widerstand 2.Schicht >200 Ohm
Rechts – keine Einschränkungen, Modellauswahl vollautomatisch

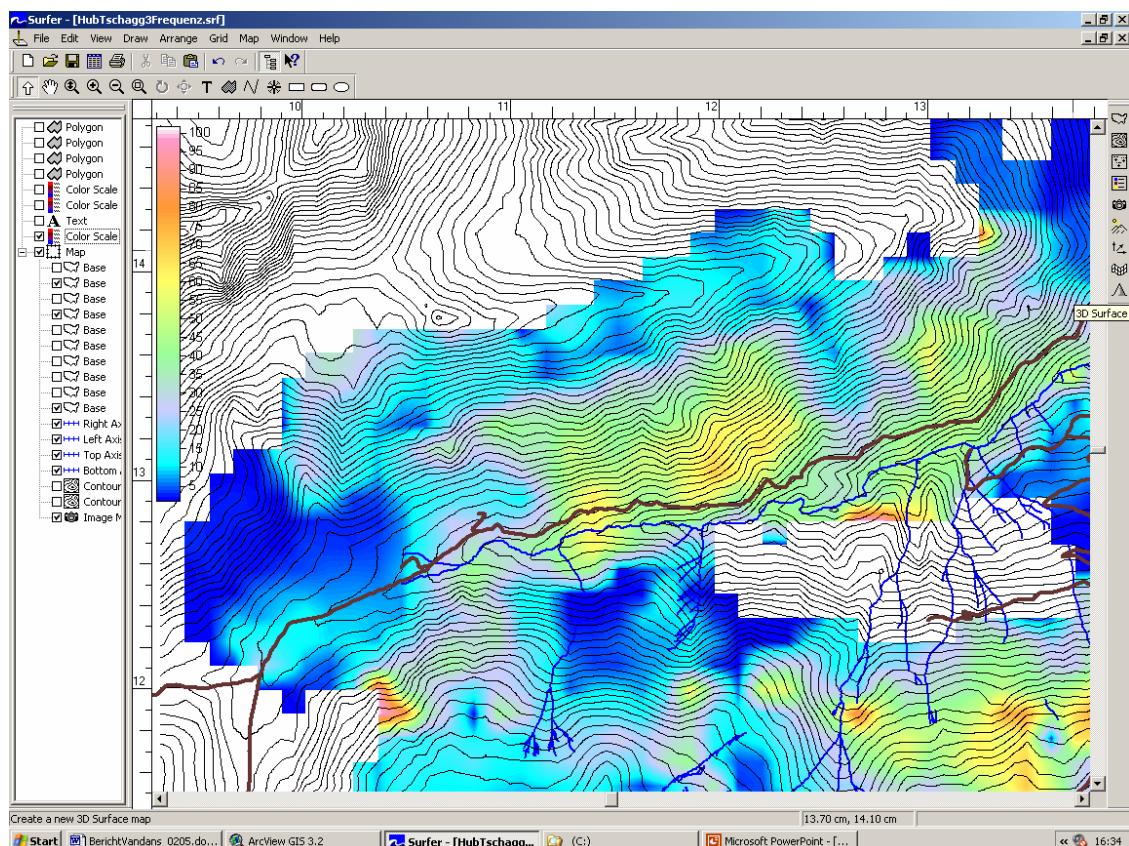


Abb. 6.14: Elektromagnetik Bereich Rellstal; alle drei Messfrequenzen; Mächtigkeit 1.Schicht
(keine Mächtigkeitseinschränkungen, Widerstand 2.Schicht >200 Ohm – zu Abb. 6.13 / links)

Der Zug niedriger Widerstände entlang des Unterhanges der linken Rellstal-Flanke tritt praktisch in allen berechneten Modellvarianten auf – wenn auch jeweils in etwas unterschiedlicher Größe und Ausdehnung. In mehreren Modellen wird auch eine größere Mächtigkeit (Tiefe) der Bereiche niedriger Widerstände ausgewiesen.

Auch die „Montafonstudie“ weist hier mehrere seichte (aktuelle) Rutschungsbereiche aus!

Wenn noch nicht geschehen, wäre die Ausführung von Detailkartierungen bezüglich Bewertung des Rutschungsrisikos entlang der linken Talflanke des Reillstales zu empfehlen.

6.6.2. Beispiel Golmer Bach

Nach BERTLE 1994 und BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995 liegt der Mittellauf des Golmerbaches (Rellstal) zwischen zwei ausgedehnten, tiefgründigen Hangbewegungen – der Massenbewegung Tschöppa Alpe im Osten und der Massenbewegung Platzis Alpe im Westen. Ein größerer Abschnitt der Tschöppa-Bewegung ist aktuell aktiv. Im Zwickel dieser beiden Hangbewegungen liegen mächtigere Lockersedimentkörper – ein Mix aus tiefgründig aufgelockertem Fels, Hangschutt und umgelagertem Moränenmaterial.

In BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995 sind im Mittellauf des Golmerbaches verbreitet Lockersedimente eingezeichnet, in denen aktuelle Erosionshinweise und Geschiebeherde zu finden sind (s. Abb. 6.15 – Flächen in dunklerem gelb). Eine Reihe Einzelquellen und Quellhorizonte verweisen in diesem Abschnitt auf die zum Teil beachtliche Grund-/Bergwasserführung der darüberliegenden Lockersedimentkörper.

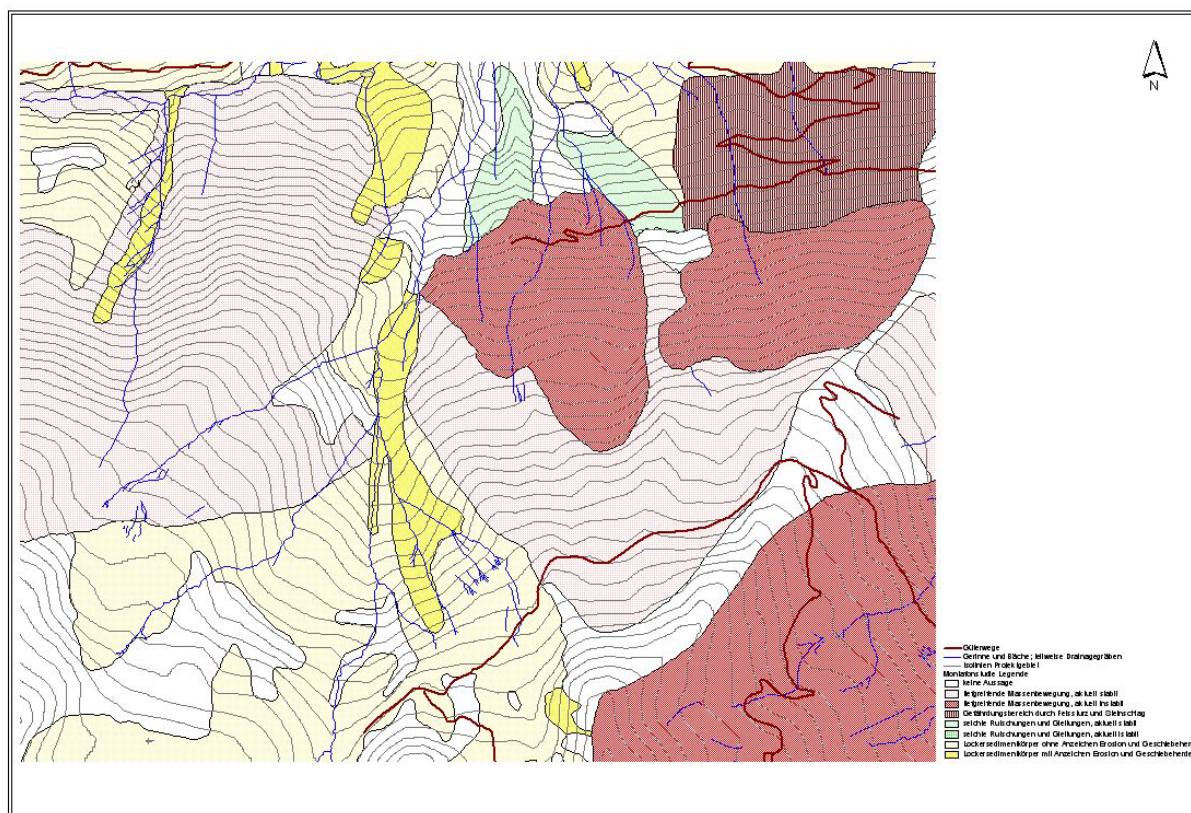


Abb. 6.15: Ausschnitt aus Massenbewegungskarte Montafon (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995); Bereich Einzugsgebiet Golmerbach

Praktisch in allen Modell-Varianten der Elektromagnetik-Daten findet sich für den Mittellaufabschnitt des Golmerbaches eine rinnenartige Struktur sehr niedriger Widerstände. Je nach Modell liegt die Mächtigkeit dieses niederohmigen Bereiches zwischen 20 und 55 Meter.

Zum Vergleich werden unten die Ergebnisse der Modellrechnung für a. alle drei Frequenzen /ohne weitere Einschränkung (s. Abb. 6.16) und b. für die Frequenzen 7000 und 27000 / Widerstand 2.Schicht >200 Ohm (s. Abb. 6.17) gegenübergestellt.

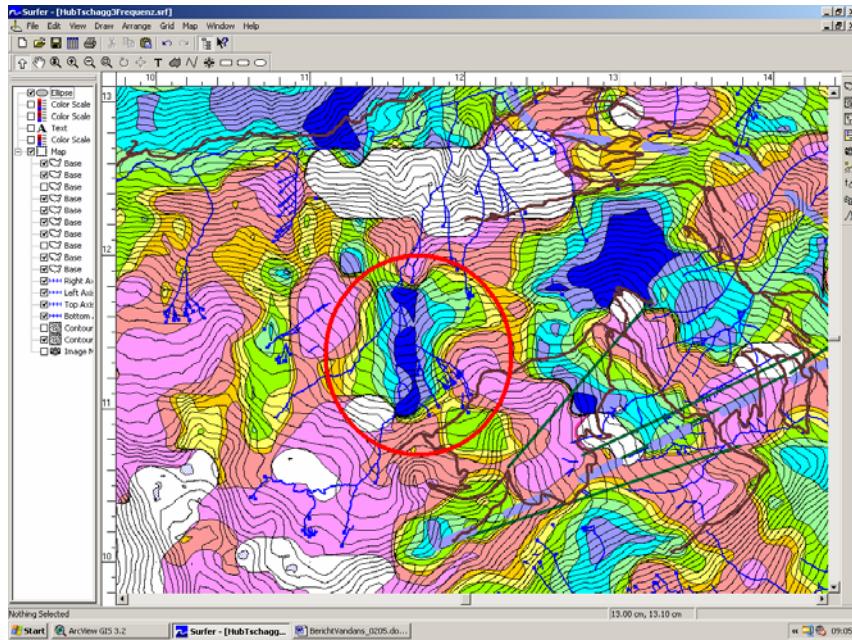


Abb. 6.16.: Elektromagnetik Bereich Einzugsgebiet Golmerbach; Modellrechnung für alle drei Frequenzen ohne zusätzliche Einschränkungen

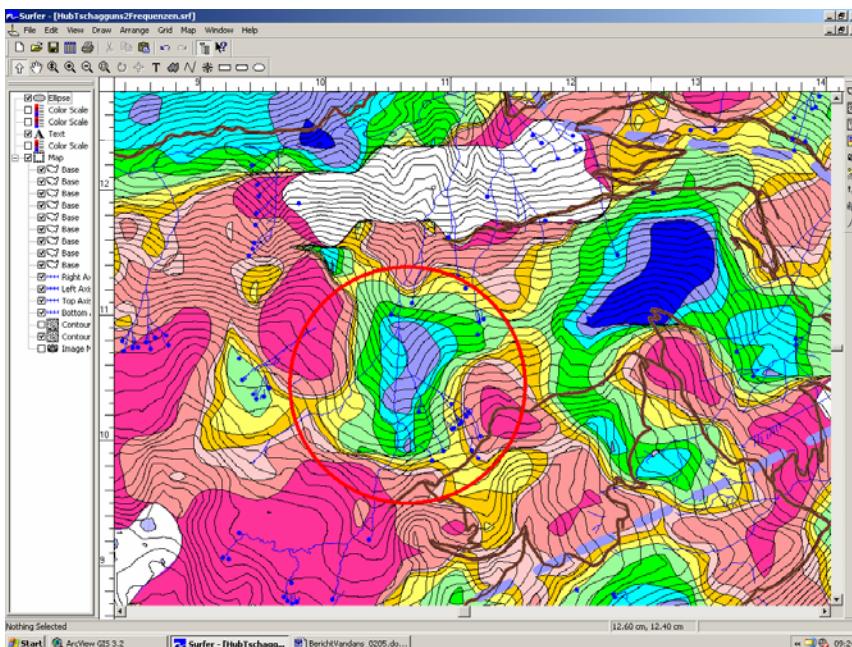


Abb. 6.17: Elektromagnetik Bereich Einzugsgebiet Golmerbach; Modellrechnung für die Frequenzen 7000 und 27000 / Randbedingung: Widerstand 2.Schicht >200 Ohm

Bei der Beurteilung der Situation ist zu bedenken, dass mehrere Tage vor Befliegung und Messung stärkere Niederschläge zu verzeichnen waren. Es muss daher eine hohe Vorbefeuchtung eingerechnet werden.

Unabhängig davon lässt die Rinnenstruktur mit sehr niedrigen Widerständen auf starke Wasserführung und/oder hohen Tonanteil im Feinanteil der Lockersedimente schließen.

Die Informationen aus bau- und hydrogeologischer Kartierung, den Massenbewegungs-darstellungen und Hubschraubergeophysik stützen sich gegenseitig in ihrer Aussage – im Mittellauf des Golmerbaches ist mit einem hohen Potential an Geschiebe zu rechnen, das sich bei hohem Durchfeuchtungsgrad zu Murenpotential entwickeln kann! Die Elektromagnetik gibt die Situation sehr gut wieder!

6.6.3. Beispiel Felsgleitung oberhalb Ganeu

Durch die bau- und hydrogeologische Kartierung BERTLE 1995 konnte der Bereich Ganeu sehr detailliert charakterisiert und bewertet werden (s. Abb. 6.18). Die Verebnungsflächen um das Maisäß-Areal Ganeu werden als periglaziale Rinnenstrukturen mit den entsprechenden fluvioglazialen Sedimenten interpretiert. Darüber befindet sich eine aktuell aktive Felsgleitung. Entlang der östlichen Begrenzung und im Mittel- und Unterhangbereich dieser Bewegung sind Sedimente der Buntsandsteinformation sowie Serien der Mitteltrias aufgeschlossen. Auf diesen Sedimentpaketen gleiten teilweise Schollen von Biotit-Plagioklasgneisen der Phyllitgneiszone ab; auch die permotriadischen Sedimentserien sind in die aktive Hangbewegung einbezogen.

In der Massenbewegungskarte Montafon (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995) ist der Bereich gekennzeichnet durch eine aktive, tiefgründige Massenbewegung mit einer nördlich anschließenden Hinweiszone auf aktuelles Bergsturz- und Steinschlagrisiko (s. Abb. 6.19).

Noch deutlicher charakterisiert der Profilschnitt (s. Abb. 6.20) die Situation.

Auch die Auswertung der EM-Daten erbringt ein sehr gut vergleichbares Ergebnis (s. Abb. 6.21 und 6.22). Die Massenbewegung wird charakterisiert durch einen sehr niederohmigen Bereich mit Mächtigkeiten der ersten Schicht bis 80 Meter. Die Detailkartierung der Bewegungsmasse (BERTLE 1995) hat gezeigt, dass stellenweise noch Reste von Grundmoräne anzutreffen sind; die Serien der Buntsandsteinformation verwittern ebenfalls eher lehmig-tonig. Die niederohmigen Bereiche sind damit wahrscheinlich sowohl auf stärkere Durchfeuchtung, als auch auf die verbreitete lehmig-tonige Matrix der aktiven Hangbewegung zurückzuführen. Abgrenzung und Tiefenanschätzung für die Massenbewegung ist aus den EM-Daten sehr gut möglich.

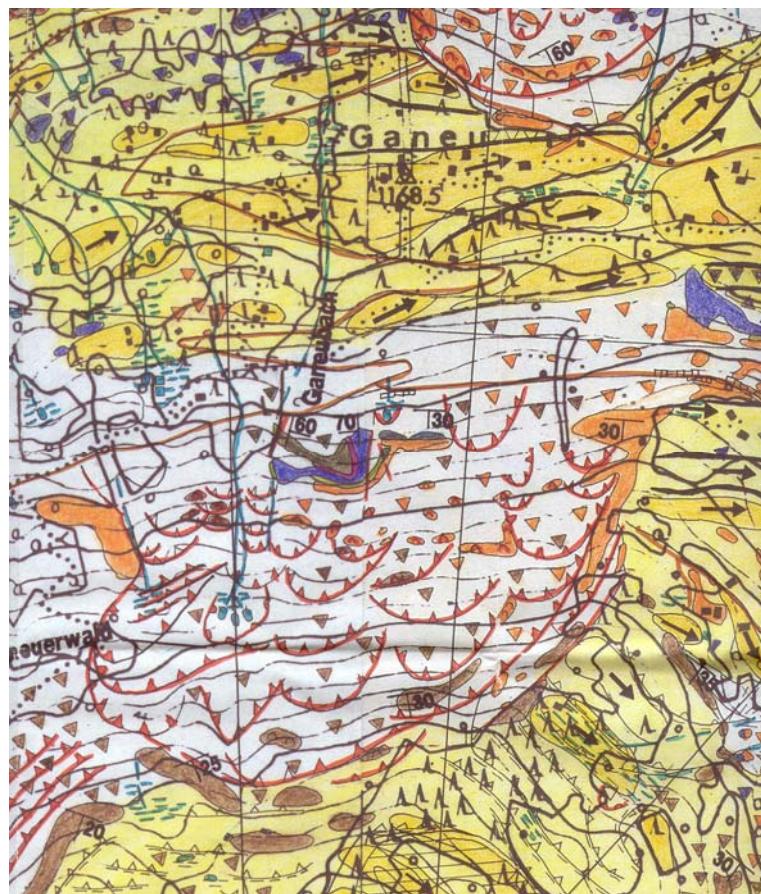


Abb. 6.18: Hangbewegung Ganeu; Ausschnitt aus der bau- und hydrogeologischen Kartierung
BERTLE 1995

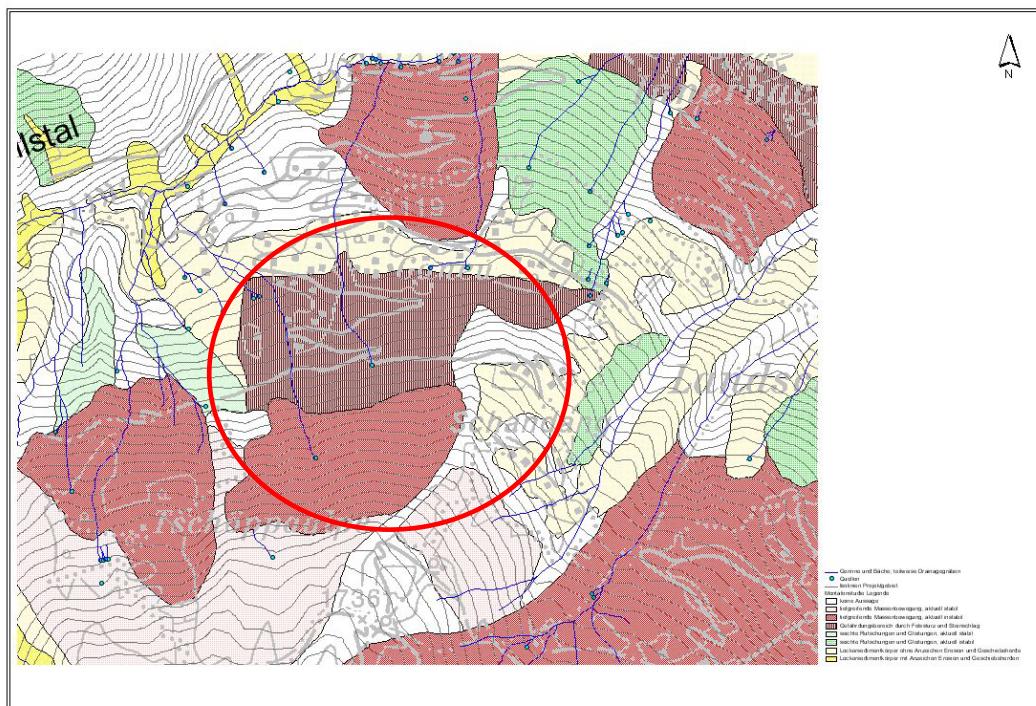


Abb. 6.19: Hangbewegung Ganeu; Ausschnitt aus der Massenbewegungskarte Montafon
(BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995)

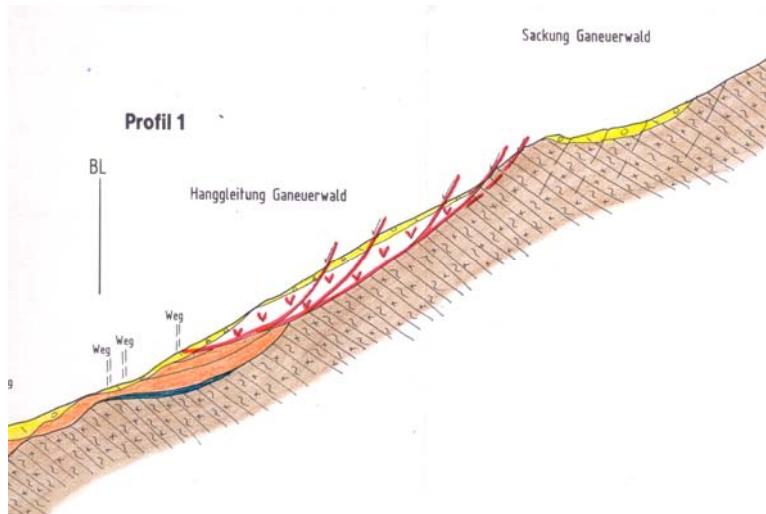


Abb. 6.20: Profilschnitt durch die Hangbewegung Ganeu; aus: BERTLE 1995

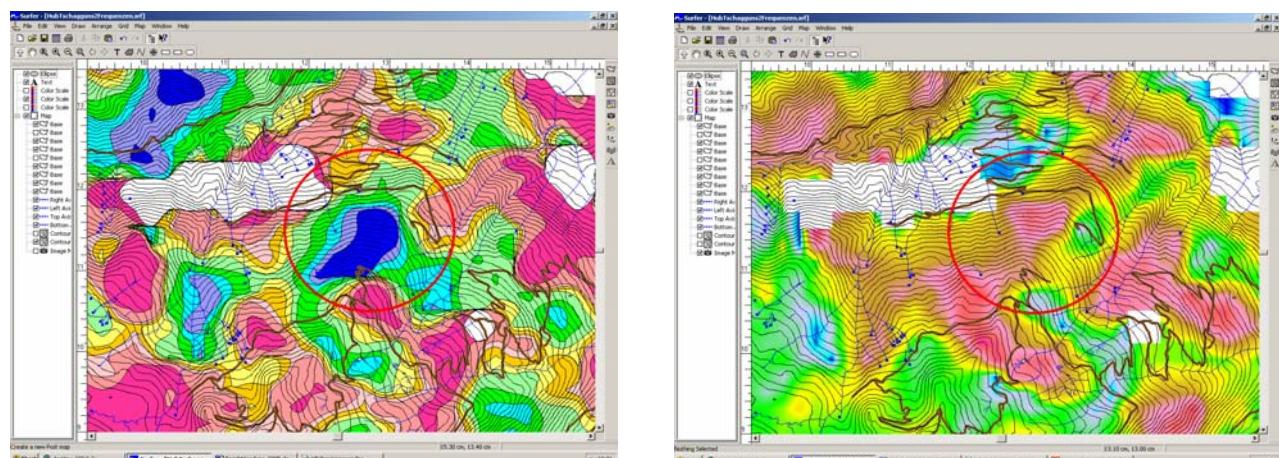


Abb. 6.21: Elektromagnetik Bereich Ganeu; Modellrechnung für Frequenzen 7000 und 27000 /
Randbedingung: Widerstand 2.Schicht >200 Ohm
links Widerstandsverteilung 1.Schicht, rechts Mächtigkeit 1.Schicht

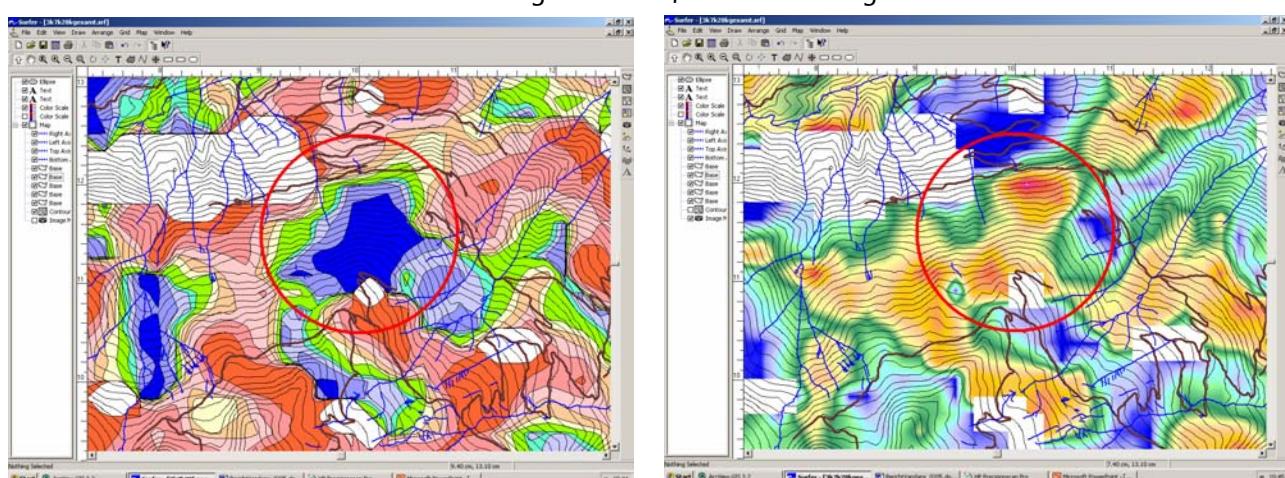


Abb. 6.22: Elektromagnetik Bereich Ganeu; Modellrechnung für alle drei Frequenzen /
Randbedingung: Widerstand 2. Schicht >200 Ohm
links Widerstandsverteilung 1.Schicht, rechts Mächtigkeit 1.Schicht

6.6.4. Beispiel Massenbewegung Wachters Dieja

In der Massenbewegungskarte Montafon (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995) ist im Bereich Wachters Dieja – südlich des Golmer Joches – eine tiefgründige, aktive Hangbewegung eingezeichnet (s. Abb. 6.23). Im gegenständlichen Projekt wurde die Charakterisierung dieser Massenbewegung durch hydrogeologisch-geomorphologische Kartierungen ergänzt (s. Abb.6.22).

Wie viele tiefgründige Felsbewegungen – Sackungen ohne Basisgleitflächen, ist auch diese Massenbewegung praktisch zweigeteilt → Ein hochaufgelockerter Bereich im Oberhang, markiert insbesondere durch die Ausstriche der Bewegungsflächen oder –zonen; ein eher kompakterer Unterhang. Im Grenzbereich zwischen beiden Blöcken treten oft zahlreiche Quellen aus, an einer Linie, an der der Bergwasserspiegel die Oberfläche schneidet. Im Falle vieler Massenbewegungen liegen diese Quellhorizonte etwa im unteren Drittel, wie auch im vorliegenden Beispiel.

Auch in den Modellrechnungen der Elektromagnetik ist diese Zweiteilung zu sehen (s. Abb. 6.24). Im oberen Abschnitt niedrigere Widerstände in der ersten Schicht, bei Tiefen der ersten Schicht bis etwa 50 Meter; im unteren Abschnitt relativ hohe Widerstände in der ersten Schicht. Zu interpretieren wären die Ergebnisse der Elektromagnetik so, dass davon auszugehen ist, dass im oberen Abschnitt zwar teilweise hohe Auflockerung und tiefergründiger Abfluss zu erwarten ist, aber die Kluftwasserführung die niedrigen Widerstände bedingt (bis in etwa 50 m Tiefe).

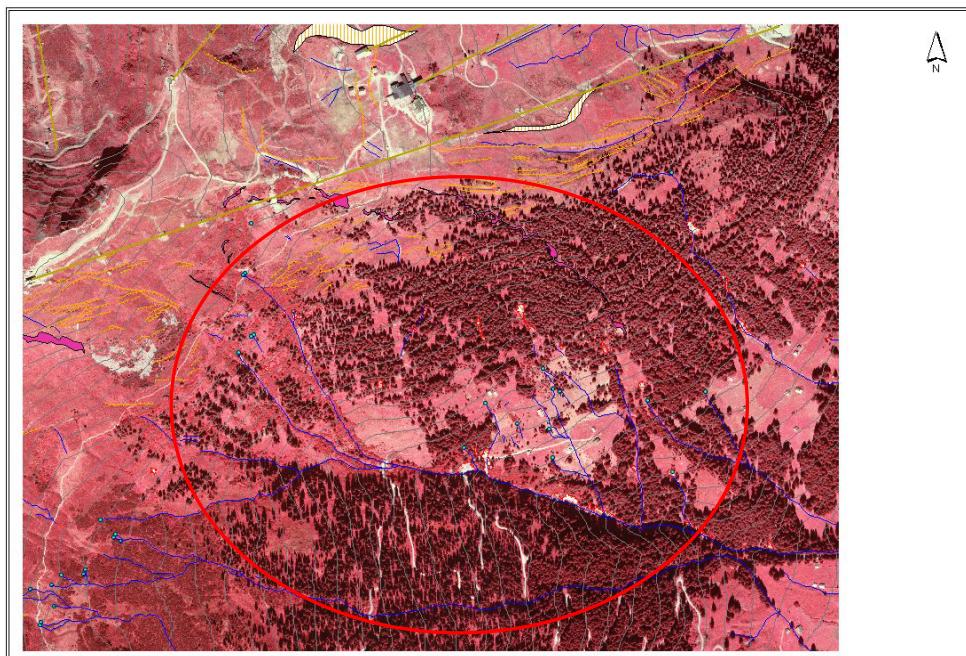


Abb. 6.22: Massenbewegung im Bereich Wachters Dieja; Infrarot-Orthofoto mit hydro- und geomorphologischen Informationen

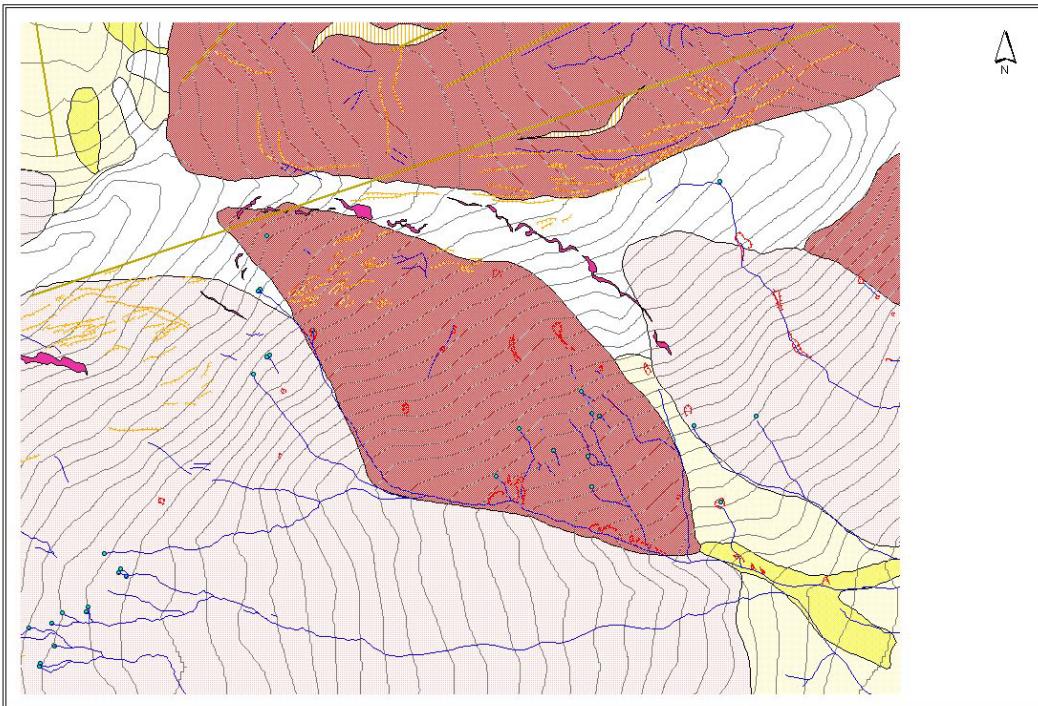


Abb. 6.23: Massenbewegung im Bereich Wachters Dieja; Ausschnitt aus Massenbewegungskarte Montafon (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995) mit hydro- und geomorphologischen Informationen

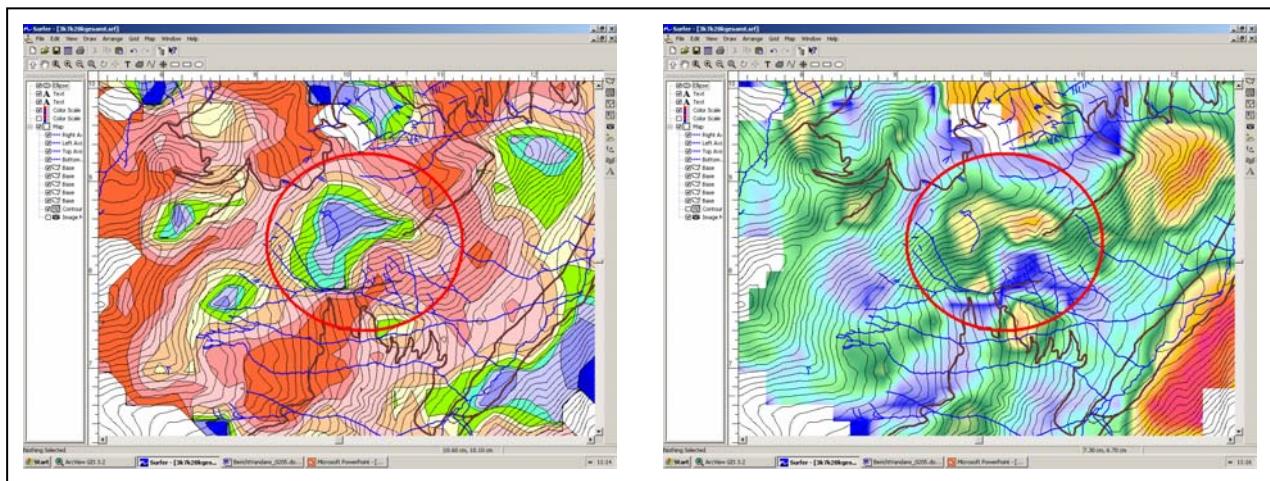


Abb. 6.24: Elektromagnetik Bereich Wachters Dieja; Modellrechnung für alle drei Frequenzen / Randbedingung: Widerstand 2. Schicht >200 Ohm
links Widerstandsverteilung 1.Schicht, rechts Mächtigkeit 1.Schicht

Im unteren Abschnitt erfolgt der Austritt dieser Wässer über Quellhorizonte; im Untergrund ist daher kaum Kluftwasserführung – somit dominiert die Widerstandsverteilung der anstehenden Gneise. Der Grenzbereich zwischen diesen beiden Abschnitten korreliert in der Modellrechnung sehr gut mit der Lage der Quellhorizonte (gewisse Lage-Toleranzen ergeben sich durch die Interpolationsrechnung!). Alle oben dargestellten Informationen – Aussage des IR-Orthofotos, Aussagen der Hydrogeologie und Geomorphologie, sowie die Ergebnisse der

EM-Modellrechnungen gehen dann in die Abgrenzung der potentiellen Abflusstypen ein (s. Abb. 6.25).

In aktuellen, tiefgründigen Massenbewegungen wie diese ist freilich zu rechnen, dass sich Untergrund-Widerstandsverteilungen (insbesondere im oberen Abschnitt) jeweils nach hydrologischen Randbedingungen verändern können. Im gegenständlichen Fall waren Stark-Niederschläge über mehrere Tage bis knapp vor den Messflügen zu verzeichnen. Es ist anzunehmen, dass zum Messzeitpunkt hohe Kluftwasserstände zu verzeichnen waren, die sich dementsprechend auf die Widerstandsverteilung auswirken!

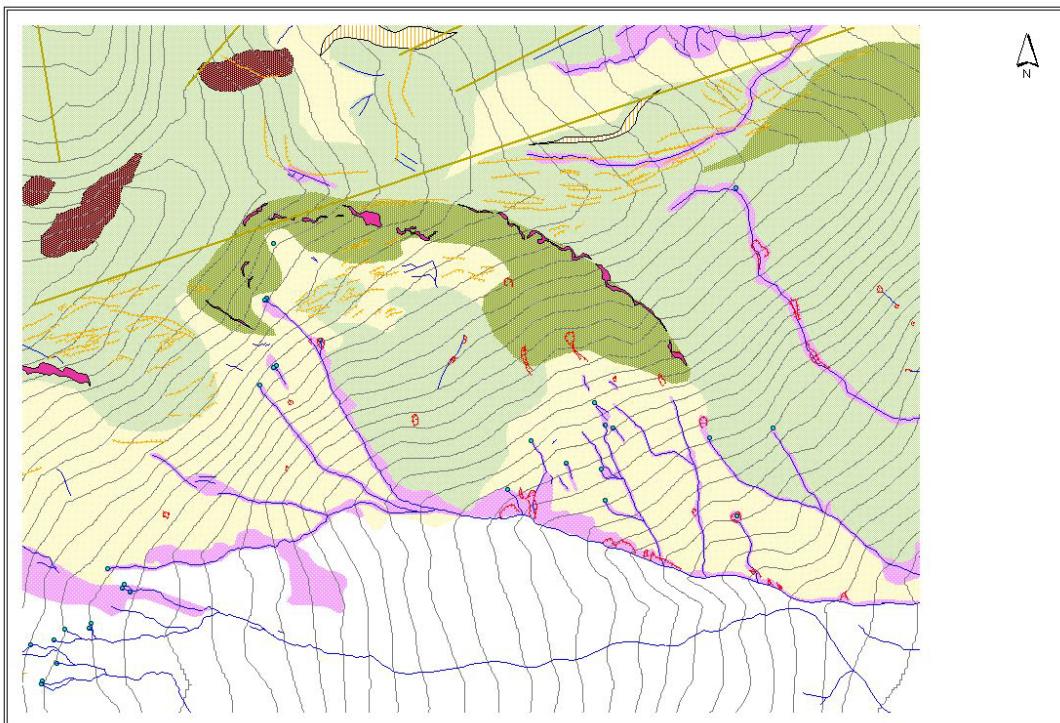


Abb. 6.25: Massenbewegung im Bereich Wachters Dieja; Abflusstypen

6.6.5. Beispiel Gauertal Nord, rechtsufrig

Rechtsufrig am Ausgang des Gauertales findet sich in allen Modellrechnungsvarianten der EM-Daten eine auffällige Nord-Süd verlaufende Struktur niedriger Widerstände (s. Abb. 6.28). In diesem Bereich verzeichnet die Geologische Karte des Rätikon (s. Abb. 6.26) überwiegend pleistozäne Sedimente mit Hinweisen auf Moränenwallformen. Sehr auffällig ist auch das „S-förmige Ausweichen“ des Gerinnes in einer alt angelegten Abflussrinne. Als Interpretation kommt somit in Frage, dass in den bewaldeten Rücken und Hängen östlich des Gerinnes eine Rand- und/oder Endmoränen-Situation vorliegt, die im Kern bindige, lehmig-tonige Sedimente beinhaltet, die der Grund für die Verteilungsstruktur der niedrigen Widerstände sind. Die Mächtigkeiten bis ca. 50 m, sowie die Zweiteilung der Struktur lässt auf einen komplexeren, mehrphasigen Aufbau dieser Moränenformation schließen (s. Abb. 6.28). Aufgrund der relativ schlechten Überdeckung mit Messlinien (s. Beilagen 2.10 bis 2.12) in diesem Bereich muss aber

darauf verwiesen werden, dass diese Aussagen im Detail noch zu überprüfen wären und allein durch die Ergebnisse der Elektromagnetik nicht abgesichert sind!

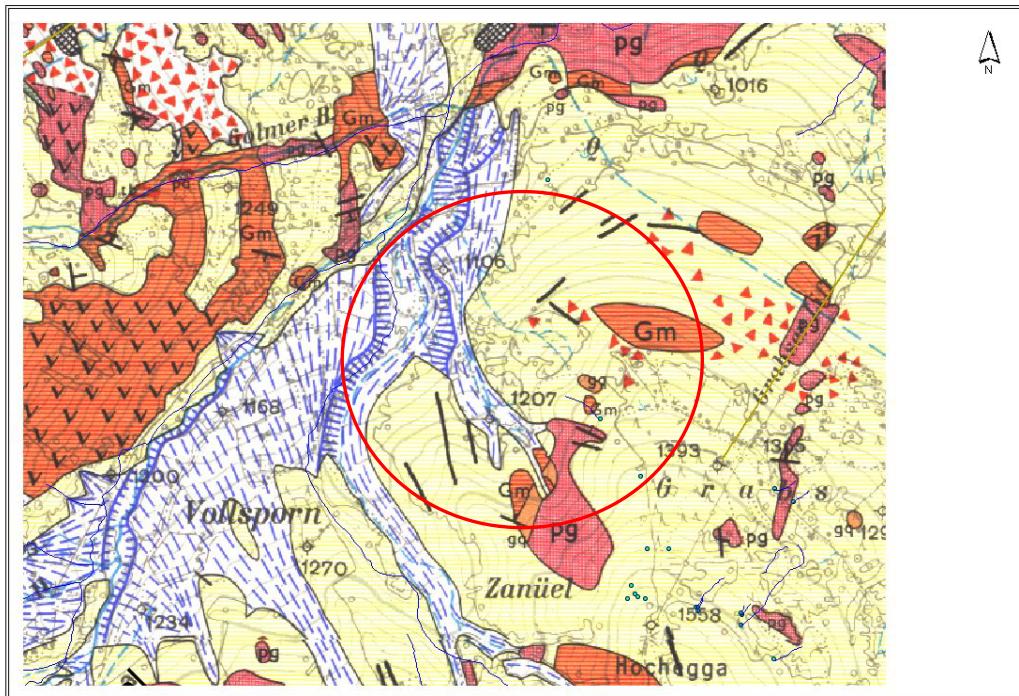


Abb. 6.26: Ausgang Gauertal; Ausschnitt aus Geologischer Karte des Rätikon (HEISSEL, OBERHAUSER, REITHOFER & SCHMIDEGG 1965)

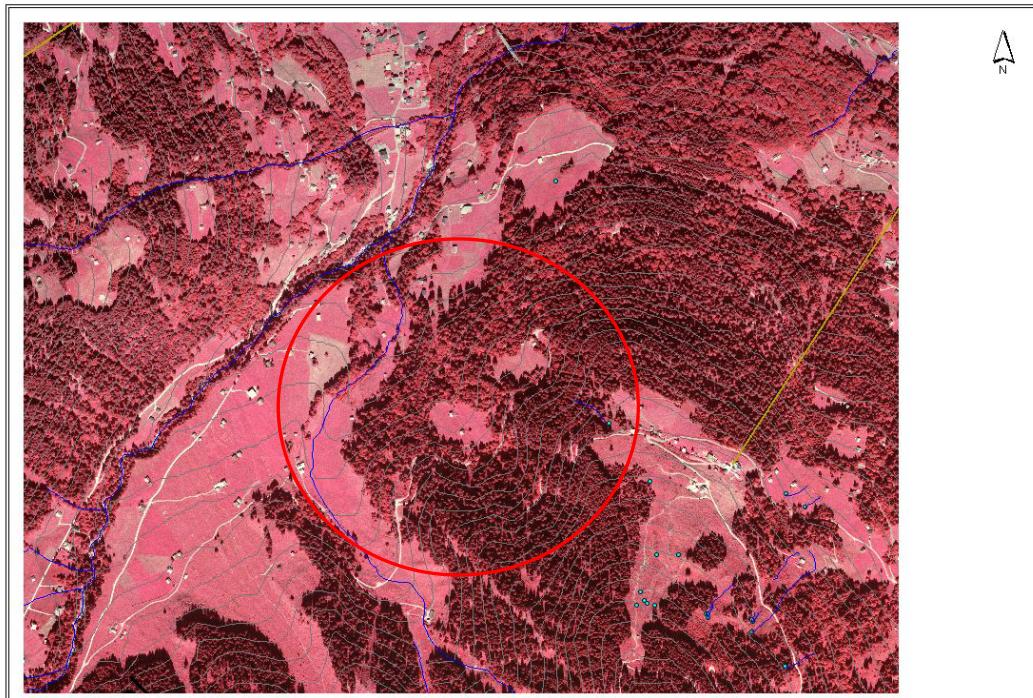


Abb. 6.27: Ausgang Gauertal; IR-Orthofoto

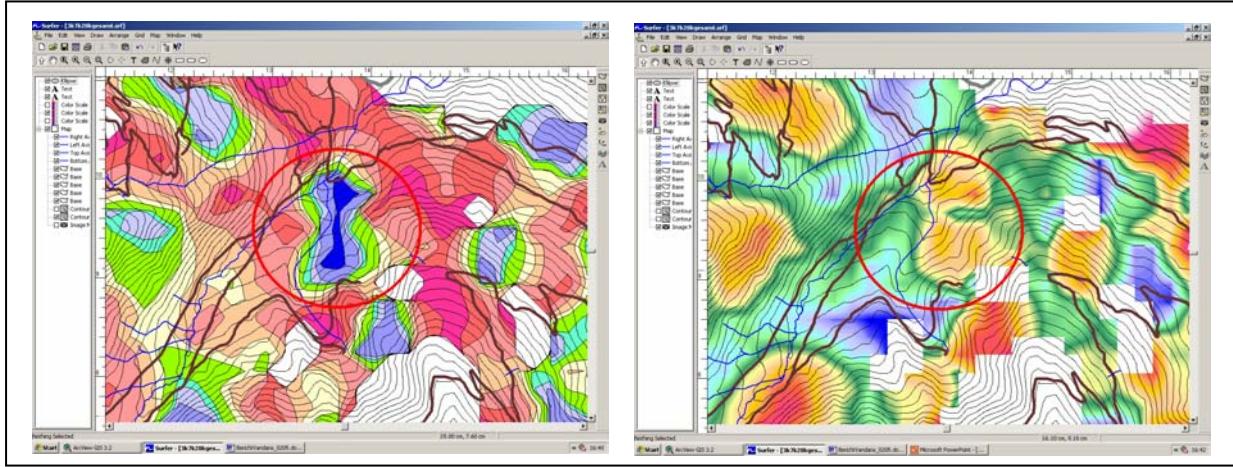


Abb. 6.28: Elektromagnetik Ausgang Gauertal; Modellrechnung für alle drei Frequenzen / Randbedingung: Widerstand 2. Schicht >200 Ohm
links Widerstandsverteilung 1.Schicht, rechts Mächtigkeit 1.Schicht

6.6.6. Beispiel Gampadelstal / rechte Flanke

Nach der Geologischen Karte des Rätikon wird die rechte Flanke des Gampadelstal praktisch durchgehend von Paragneisserien des Silvrettakristallins aufgebaut. Die Tiefenlinie des Gampadelsbaches markiert dabei die tektonische Westgrenze des Silvrettakristallins.

Die Massenbewegungskarte Montafon (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995) verzeichnet entlang dieser Flanke zwei größere, tiefgründige Felsbewegungen, von denen Teilbereiche aktuell aktiv sind (s. Abb. 6.29).

Im Bereich der südlicher gelegenen aktiven Massenbewegung korrelieren hohe Kalium-Konzentrationen sehr deutlich mit dem aktiven Bewegungsabschnitt, und dort höchstwahrscheinlich mit noch vorhandenen Grundmoräneauflagen (s. Abb. 6.29). Im Bereich der nördlicher gelegenen Massenbewegung sind solche Zusammenhänge nicht zu sehen.

An Hand der elektromagnetischen Messdaten ist die nördlichere Hangbewegung (Manuaf) zweigeteilt (s. Abb. 6.30) – in einen niederohmigen Abschnitt im Norden und einem höherohmigen Abschnitt im Süden (für die erste Schicht bei der gewählten Modellrechnung). Dies gilt auch für die unterschiedliche Mächtigkeitsaussage zur ersten Schicht. Der südliche Teil – als aktuell aktiv eingestuft – bildet topografisch einen Rücken, der anschließende nördliche Teil eine Mulde. Der entsprechend tiefgründig aufgelockerte Rücken dürfte kaum oberflächennahe Kluftwasser führen → daher der eher hohe Widerstand in der ersten Schicht. Die gegenteilige Situation ist eher im Muldenbereich anzutreffen. Deutlich ist auch der hohe Widerstand in der zweiten Schicht des Muldenbereiches. Diese in etwa aus den elektromagnetischen Messdaten ableitbare Internstruktur der Massenbewegung Manuaf müsste freilich noch anhand von Geländeerhebungen abgesichert werden.

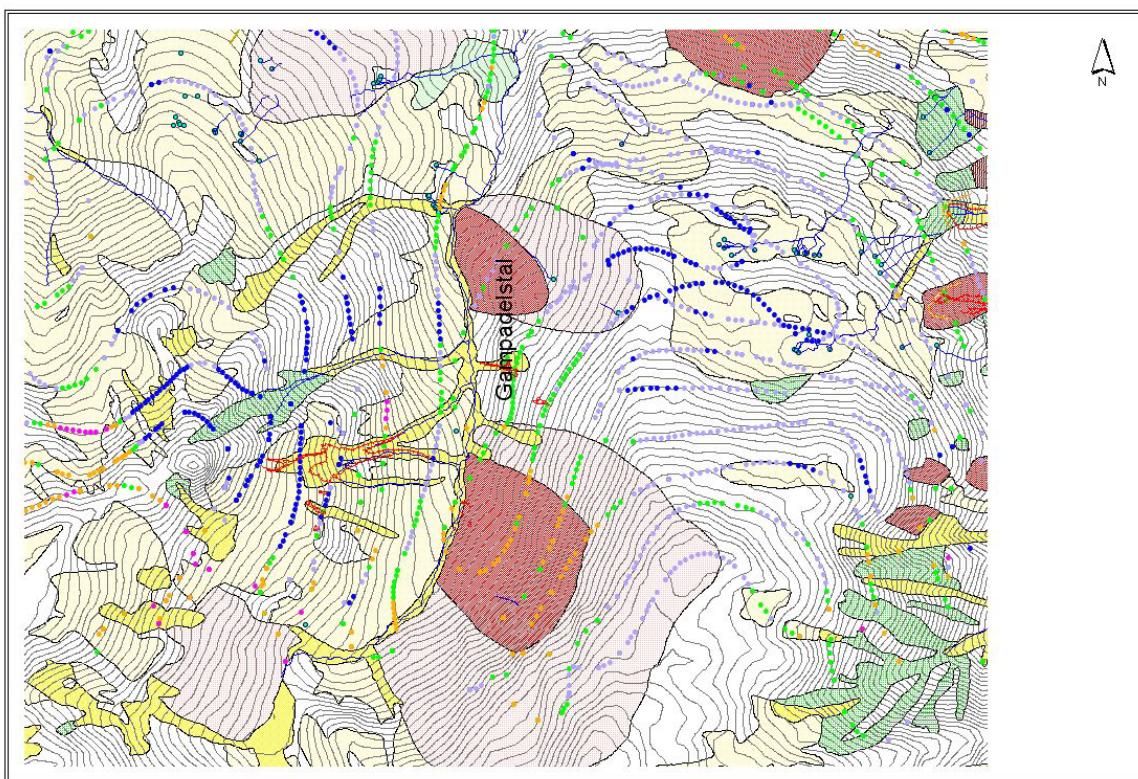


Abb. 6.29: Gampadelstal; Ausschnitt aus Massenbewegungskarte Montafon (BERLE, MÄHR & PIRKL 1995); Verteilung Kalium-Werte entlang der Messlinien

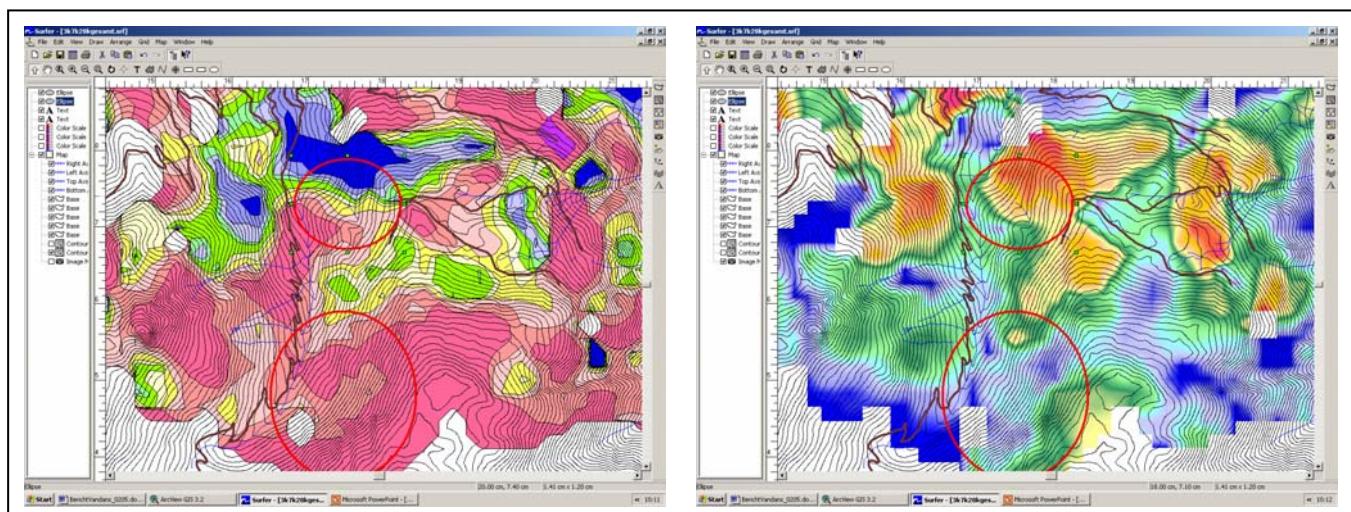


Abb. 6.30: Elektromagnetik Gampadelstal; Modellrechnung für alle drei Frequenzen / Randbedingung: Widerstand 2. Schicht >200 Ohm
links Widerstandsverteilung 1.Schicht, rechts Mächtigkeit 1.Schicht

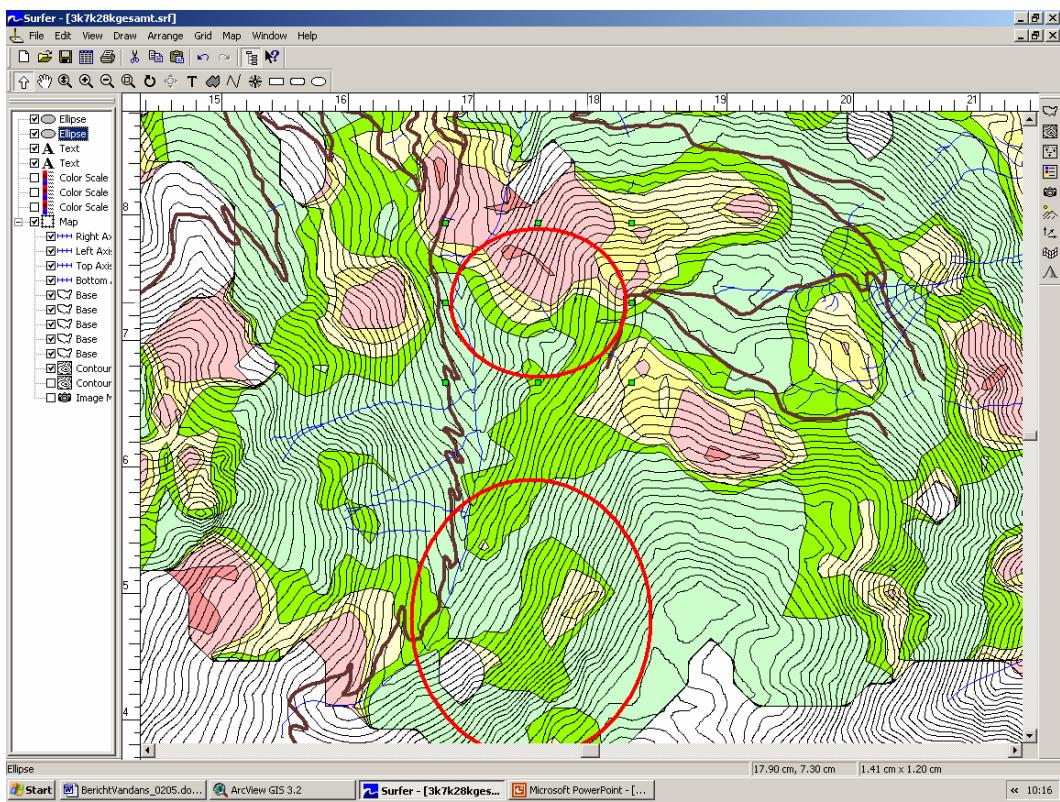


Abb. 6.31: Elektromagnetik Gampadelstal; Widerstand 2. Schicht
Modellrechnung für alle drei Frequenzen / Randbedingung: Widerstand 2. Schicht >200 Ohm

Eine ganz andere Charakteristik ist anhand der elektromagnetischen Messdaten der südlicheren Massenbewegung (Gampadelsalpe) zuzuordnen. Im gesamten Areal der Hangbewegung - im aktuell aktiven, wie im nicht aktiven Abschnitt - sind sowohl in der ersten, als auch in der zweiten Schicht (bei der gewählten Modellrechnung) nur höhere Widerstände berechnet worden. Somit können kaum bindige Lockersedimentkörper und/oder zusammenhängende Kluftwasserkörper für diese Hangbewegung nachgewiesen werden. Auch hier ist der Befund aus der Elektromagnetik durch Geländebeobachtungen/Kartierung noch zu überprüfen.

6.7. Karte der Massenbewegungsprozesse

Wie schon mehrfach angeführt, liegt für das gesamte Montafon eine flächendeckende Darstellung der Massenbewegungs- und Erosionsprozesse im Maßstab 1:10.000 vor (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995). Diese Karte basiert auf einerseits systematischen Luftbilddaten auswertungen und der Interpretation lokalen, langjährigen Erfahrungswissens andererseits. Ziel war – etwa im Sinne einer Regionalstudie – eine Übersicht über die aktuelle Risiko-Situation einer Talschaft zu erstellen und Entscheidungsgrundlagen für Untersuchungsprioritäten zu erarbeiten.

Parallel zu dieser Arbeit und im direkten Anschluss daran wurden in vorgeschlagenen Untersuchungsgebieten Detailkartierungen ausgeführt (BERTLE 1994–1995) – im gegenständlichen Projektgebiet z.B. für die Massenbewegungen Ganeu, Tschöppa und Maurenwald.

Die Ausführungen in Kapitel 6.6 zeigen, dass es mit Hilfe der Messmethodik der Elektromagnetik möglich ist, Untergrundstrukturen mit Bezug zu Massenbewegungs- und Erosionsprozessen auch bei schwierigen topografischen und geologischen Randbedingungen zu erfassen. Die Randbedingungen für eine ausreichende Qualität und Datensicherheit sind:

- Konsequente Befliegung mittels Konturmessflügen (entlang von Höhenschichtlinien) bei gleichzeitiger, laufender Kontrolle der Lage und Abstände der Messlinien; entstandene Lücken sind sofort zu schließen.
- Der Horizontalabstand der Messlinien darf nicht >200 Meter betragen. Für eine sichere Aussage wäre in jedem Fall ein Horizontalabstand der Messlinien von 100 Meter anzustreben. Messlinienabstände von kleiner/gleich 50 Meter sind nur notwendig für lokale Detailfragestellungen.
- Die Befliegungsplanung und -ausführung hat in enger Abstimmung zur geologischen Situation und unter Beachtung der jeweiligen Hauptproblematik zu erfolgen.
- Prinzipiell ist das Problem der genauen Flug- (Mess-) Höhenerfassung zu lösen (an geeigneten messtechnischen Lösungen wird gearbeitet).
- Das Datenprocessing hat eine intensive Kontrolle und Korrektur der jeweiligen Flug-/Mess-Höhe zu beinhalten. Mit diesem Arbeitsschritt ist ein wichtiger Qualitätssicherungs-Faktor verbunden!
- Für eine qualitativ hochwertige Auswertung und Interpretation der Daten sind digitale geologische Grundlagen (einschl. quartärgeologischer Informationen) Voraussetzung!

Anhand der EM-Modellrechnung für alle drei Frequenzen – mit den Randbedingungen: die Mächtigkeit der 1. Schicht soll <15 Meter sein und die 2. Schicht einen Widerstand >200 Ohm haben – werden die Bereiche eingegrenzt, die sehr geringe Widerstände in geringmächtigen ersten Schichten (nur wenige Meter) besitzen (s. Abb. 6.32). Es wird dabei die flächenverrechnete Darstellung benutzt mit sehr geringer Flächeninterpolation (s. Beilage 2.10), damit eine Verzerrung (nicht vorhandene Vergrößerung) der Flächen möglichst ausgeschlossen wird. Aufgrund der dabei nicht vorhandenen Flächendeckung kann freilich nur entlang der Messlinien interpretiert werden. Damit ist zu beachten, dass nicht alle möglichen Flächen erfasst werden. Dieser Interpretationsschritt sollte somit Flächen definieren, an denen

eventuell mit Risiko oberflächennaher Rutschungen und/oder Hangkriechen gerechnet werden könnte.

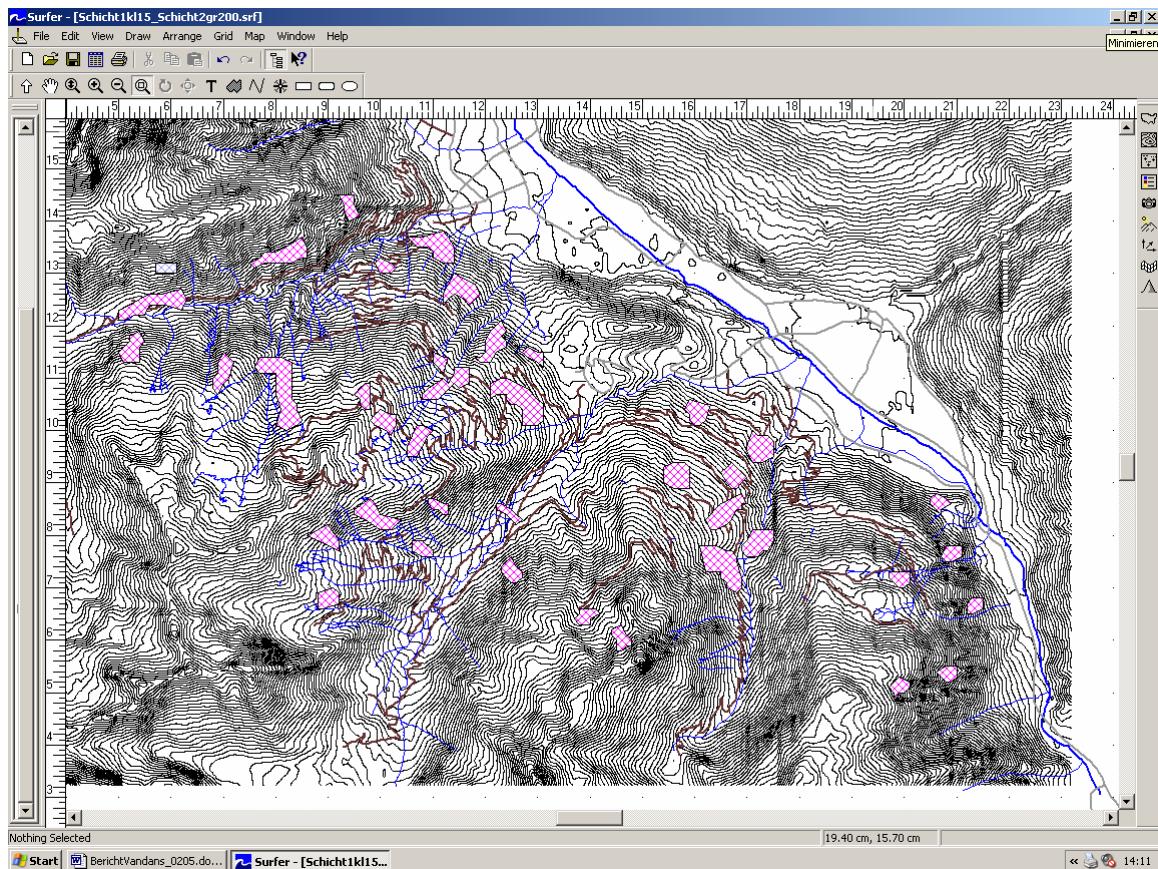


Abb. 6.32: Elektromagnetik; Bereiche mit sehr niedrigen Widerständen in geringmächtiger erster Schicht

Inwieweit eine solche Interpretation zulässig ist und auch plausible Aussagen zulässt, kann anhand der Massenbewegungskarte Montafon (BERTLE, MÄHR & PIRKL 1995) kontrolliert werden (s. Abb. 6.33 und Abb. 6.34). → Die Verteilung dieser abgeleiteten Risikobereiche ist weitgehend plausibel und zum größten Teil durch die Geländedaten auch nachzuvollziehen!

In den meisten Fällen handelt es sich bei den Risikobereichen entweder um rutschempfindliche Lockersedimente (lehmiger Hangschutt, bindiges Moränenmaterial, Verwitterungsschutt veränderlichfester Gesteine, u.a.) oder um stark aufgelockerte Felspartien mit starker Kluftwasserführung.

Erleichtert werden diese Interpretationen durch die Tatsache der hohen Vorbefeuchtung zum Messzeitpunkt – ein Hinweis auf die Notwendigkeit der Beachtung der hydrologischen Randbedingungen bei Planung und Durchführung entsprechender Messflüge!

In einer Reihe von Fällen decken sich die interpretierten Bereiche direkt mit aktiven Rutschungsarealen und/oder aktuellen Erosionsprozessen in Lockersedimentkörpern nach der Massenbewegungskarte Montafon!

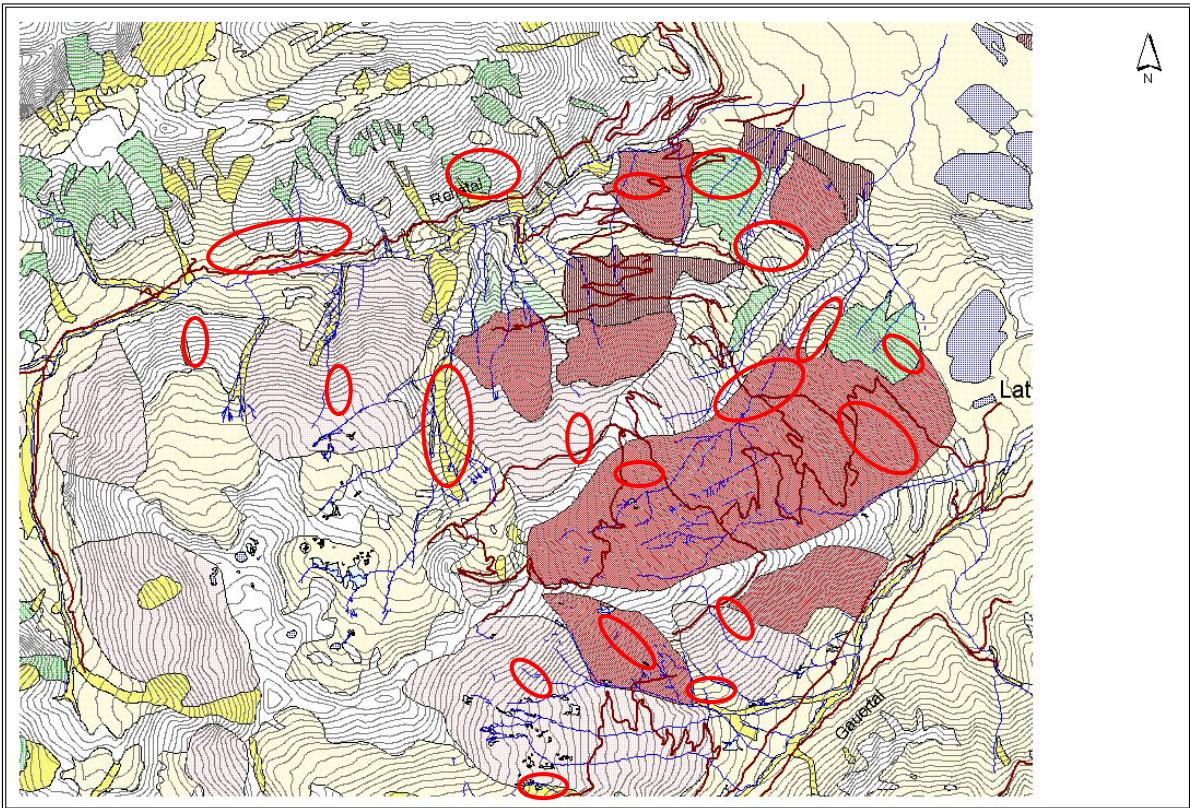


Abb. 6.33: Massenbewegungskarte Montafon – Bereich zwischen Rells- und Gauertal; Bereiche mit Rutschungsrisiko und/oder Hangkriechen (rote Ellipsen) / abgeleitet aus Elektromagnetikdaten (s. Abb. 6.32)

Die jeweiligen räumlichen Zusammenhänge zwischen den Informationen der Massenbewegungskarte Montafon und der Interpretation des Rutschungsrisikos aus den EM-Daten sind in den Beilagen 4.1 und 4.2 dargestellt. Im Einzelnen sind einige der Rutschungs-Risiko-Hinweise im Gelände freilich noch zu überprüfen.

Die zum Teil hohe Redundanz der Informationen belegen aber die Brauchbarkeit der Messmethodik Hubschraubergeophysik für den Zweck eines regionalen Screenings von Massenbewegungsrisiken – unter Beachtung der oben angeführten notwendigen Rahmenbedingungen!

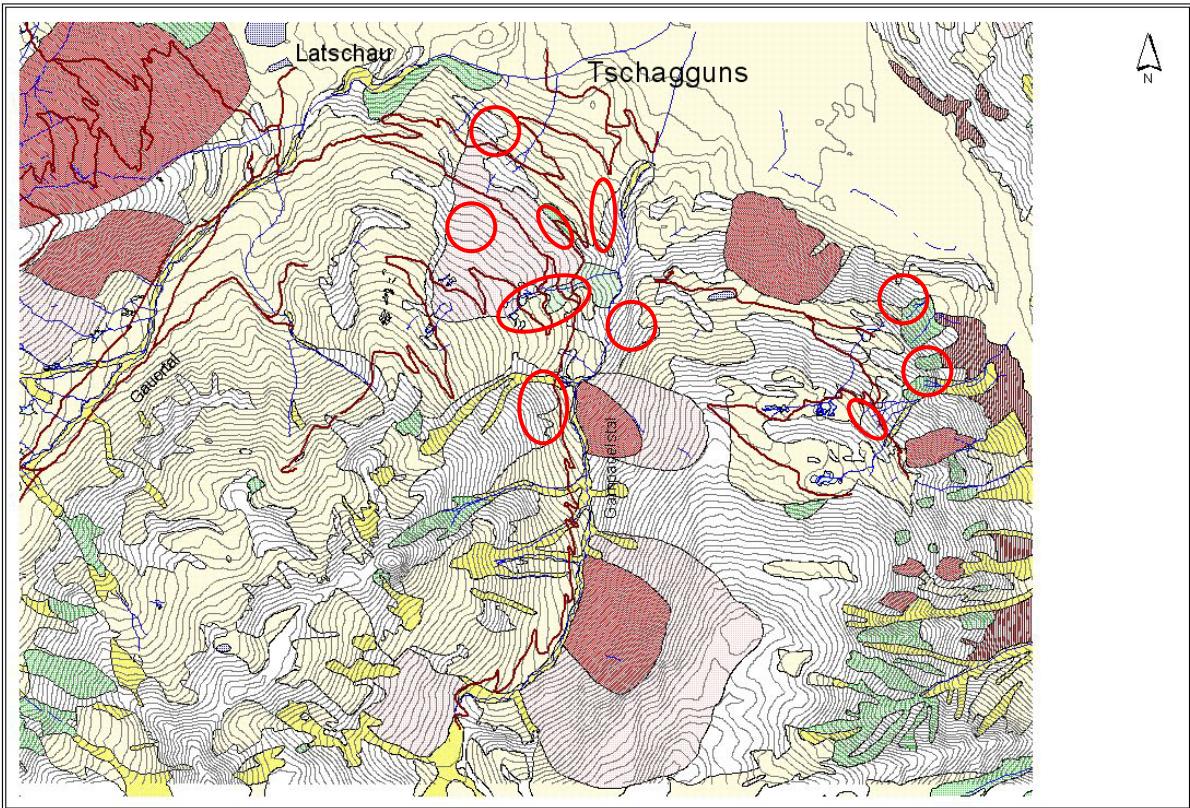


Abb. 6.34: Massenbewegungskarte Montafon – Bereich Gauertal – Gampadelstal und Flanke zum Illtal; Bereiche mit Rutschungsrisiko und/oder Hangkriechen (rote Ellipsen) / abgeleitet aus Elektromagnetikdaten (s. Abb. 6.32)

6.8. Magnetik (P. Slapansky & Ch. Stotter)

Eine Karte der Isanomalen der magnetischen Totalintensität ist in Beilage 3 dargestellt. Im Folgenden wird ein Überblick über den geologischen Bau und die möglichen, magnetisch relevanten Schichtglieder, sowie eine qualitative Interpretation der magnetischen Anomalien gegeben. An einer sehr markanten magnetischen Anomalie wurde eine 3-D Modellierung der magnetischen Suszeptibilität des Störkörpers durchgeführt.

6.8.1. Geologisch petrologischer Überblick

Ein geologischer Überblick über das Messgebiet ist aus Abb. 6.3 (s. Seite 29) ersichtlich. Die großtektonische Situation des Bereichs wird durch das Profil in Abb. 6.35 dargestellt, wobei die Lage des Messgebiets etwa im mittleren Drittel des Profils zu denken ist.

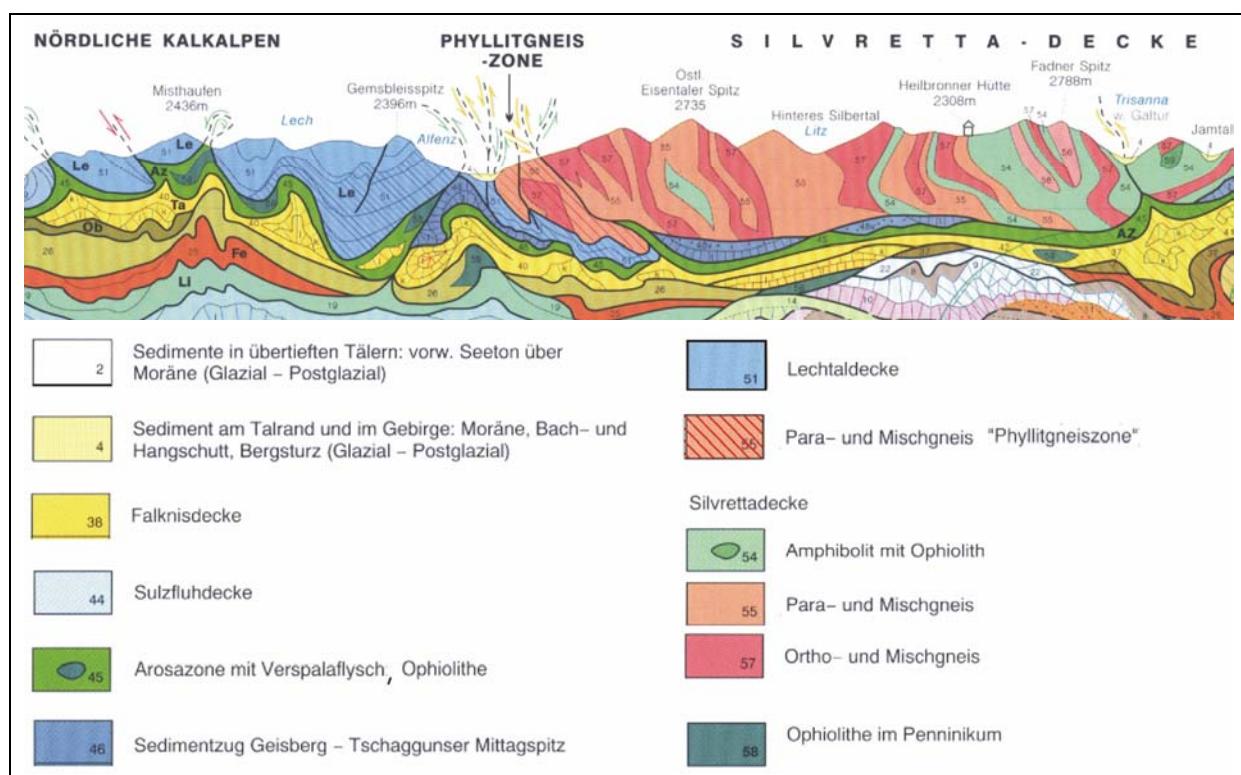


Abb. 6.35: Idealisiertes NW-SE-Profil durch die West-Ostalpen Grenze. Die Profilmächtigkeit beträgt etwa 6000 m (nach OBERHAUSER & RATAJ, 1998, Ausschnitt). Der Bereich des Messgebiets entspricht etwa dem mittleren Drittel des Profils.

Die wichtigsten tektonischen Einheiten des untersuchten Bereichs werden im Folgenden kurz charakterisiert:

- Falknis- und Sulzfluhdecke

Als tiefste tektonische Elemente treten die penninische Falknisdecke und Sulzfluhdecke im äußersten SW des Untersuchungsbereichs auf. Es handelt sich um zerstückelte Deckenreste, quasi um Schürflinge von Hochzonen innerhalb des Flyschablagerungsbereichs, die eine

tektonische Position des Mittelpenninikums einnehmen, vergleichbar dem Briançonnais der Französischen Alpen (BURGER, 1978, PREY, 1980, BIEHLER, 1990, OBERHAUSER, 1998)

In dieser Einheit treten keine magnetisch relevanten Gesteine auf.

- Arosazone

Die Arosa Zone ist Teil der Alpinen Sutur zwischen Ostalpin und Penninikum, sie entstand im Zuge der Überschiebung des Südpenninikums durch die ostalpine Silvrettamasse (PREY, 1980, OBERHAUSER, 1980, RING et al., 1990, FRISCH et al., 1994). Diese Zone ist charakterisiert durch ein extrem buntes Gesteinsspektrum (Tiefseesedimente, Schwellensedimente, Schollen des ostalpinen Schelfes etc.) und extreme tektonische Zerrüttung (OBERHAUSER, 1980). Sie weist bereichsweise größere Ophiolith-Vorkommen auf (OBERHAUSER, 1998), die als Reste des südpenninischen Ozeanbodens gedeutet werden.

Für die Magnetik bedeutend sind hier vor Allem die Ophiolithe. Diese liegen hauptsächlich in Form von Serpentiniten vor, oft in Zusammenhang mit Ophikalziten (FRISCH et al., 1994). Diese bilden in dieser Zone weitgehend die Matrix tektonischer Brekzien (BIEHLER, 1990), während basische Gesteine im Allgemeinen fehlen (BURGER, 1978). Das wehrlitische (BURGER, 1978) oder Iherzolitische (BIEHLER, 1990), jedenfalls olivinbetonte Ausgangsgestein der ursprünglichen Peridotite ist bis auf wenige Olivin- und Dialag-Reste sowie untergeordnet auftretenden Diopsid in Maschenserpetin und Bastit umgewandelt. Erzminerale (Magnetit, Pentlandit und Chromit) machen bis 5 % des Gesteins aus (BURGER, 1978). Diese Gesteine bilden somit bedeutende potentielle magnetische Störkörper. Die großräumige magnetische Struktur (der gegen N abfallende Gradient) des Untersuchungsgebiets ist weitgehend durch ein Maximum bestimmt, das auf Ophiolithe der Arosazone zurückzuführen ist. Dieses Maximum selbst liegt etwas südlich außerhalb des Gebiets (siehe unten).

- Sedimentzug Geisberg-Tschagunnser Mittagspitze

Diese Zone ist ein stark tektonisierter Horizont, der sowohl Altkristallinanteile (Porphyroide, Paragneise), als auch tief eingefaltete Sedimentserien mit oberostalpinem Charakter (Schichtfolge von lokal transgressivem Alpinem Verrucano bis zu Allgäuschichten) umfasst. Sie kann als mögliche ursprünglich westliche Fortsetzung der Phyllitgneiszone betrachtet werden (SPIESS, 1985).

- Nördliche Kalkalpen (Lechtaldecke)

Die Schichtfolge im Untersuchungsbereich umfasst Buntsandstein (mit lokalen Tufflagen und Gängen), Reichenhaller Rauhwacke, Muschelkalk, Partnachschichten und Arlbergschichten.

Für die Magnetik relevant könnten hier nur die vulkanogenen Anteile des Muschelkalks sein. Sie treten aber im magnetischen Bild nicht in Erscheinung.

In dieser Einheit treten keine magnetisch relevanten Gesteine auf.

- Madrisa-Zone

Es handelt sich um eine Schuppenzone kalkalpiner Herkunft, die unter die Überschiebungsbahn der Silvrettamasse verschleppt wurde (HALDIMANN, 1975). Diese Einheit

tritt im Profil (Abb. 333) deutlich in Erscheinung, ist aber für die Interpretation der Magnetik praktisch bedeutungslos.

- Phyllitgneiszone

Die Phyllitgneiszone stellt die primäre Basis der Lechtaldecke dar. Sie wird als ursprünglich nördlicher Anteil des Silvrettakristallins betrachtet (SPIESS, 1985, AMANN, 1993, NOWOTNY et al., 1993). Sie gliedert sich in die nördliche Golmer Phyllitgneiszone (Hellglimmer führende Granitgneise, Feldspatknotengneise sowie Paragneise und Glimmerschiefer, sowie in kleinen Aufschlüssen auch Amphibolite, Quarzite und Diabasgänge) mit transgressiven, z. T. tief eingefalteten permomesozoischen Sedimenten (SPIESS, 1985). Das südliche Schwarzhorn-Walseralpkristallin mit den transgressiven permomesozoischen Sedimenten der Tschaggunser Mittagspitze wird ebenfalls zur Phyllitgneiszone gerechnet (SPIESS, 1985).

- Silvrettakristallin

Im Untersuchungsgebiet sind die äußerst nordwestlichsten Anteile des Silvrettakristallins aufgeschlossen. Die Silvrettamasse liegt als relativ dünne Platte in Form einer weitgespannten muldenförmigen Schubmasse über tektonisch tieferen Einheiten. Die basale Schubfläche schneidet diskordant den Internbau des Kristallins (NOWOTNY et al., 1993). Das Silvrettakristallin baut sich in seinem Nordabschnitt hauptsächlich aus Paragneisen, Amphiboliten bis Hornblendegneisen und Orthogneisen auf. Ein breites Spektrum von Migmatiten und Glimmerschiefern etc. bildet Einschaltungen von untergeordneter Bedeutung (FUCHS, 1984). Hornblendegesteine sind sehr weit verbreitet, meist in Form gebänderter Amphibolite. Daneben treten Epidotamphibolite, Granatamphibolite, Hornblendite und Hornblendegneise auf. Die Amphibolite des Silvrettakristallins weisen einen MORB-ähnlichen Chemismus auf. Es gibt keine Hinweise auf einen vulkanischen Bogen in diesen Gesteinen (HAISS, 1992). Sie werden als Füllung eines schmalen ozeanischen Beckens betrachtet, das sich durch Bewegungen an bedeutenden Transformstörungen bildete, und als Teil von Terranes interpretiert wird, die sich nach der Panafrikanischen Orogenese (> 600 Ma) von Gondwana abgetrennt haben (HAISS, 1992).

Aus dem südöstlichen Silvrettakristallin ist ein 0,5 km langer linsenförmiger Peridotitkörper in Zusammenhang mit Amphiboliten bekannt (FUCHS, 1984), sowie Eklogitamphibolite im Jamtal (NOWOTNY et al., 1993). Die Serpentinitkörper, Metagabbros und tholeiitischen Basalte des Silvrettakristallins sind konsistent mit einer magmatischen Entwicklung unter einem ozeanischen Rücken (MAGGETTI & GALETTI, 1984, 1988, HAISS, 1992).

Lokal treten diskordante Diabasgänge auf.

6.8.2. Qualitative Interpretation der magnetischen Anomalien

Die magnetische Karte der Hubschrauberbefliegung ist in Beilage 3 und Abb. 6.36 dargestellt.

Der nördliche und mittlere Teil des Messgebiets ist recht einförmig ausgeprägt mit Werten von etwa -30 bis 20 nT.

Den südlichen Abschnitt bildet im Zentrum ein Minimum von -70 bis -40 nT, welches im E durch eine kleine markante Anomalie (siehe unten) überprägt ist. Dieses Minimum ist bedingt

durch ein starkes magnetisches Maximum, das südlich außerhalb des Untersuchungsgebiets zu orten ist. Dieses Maximum kann unter Zuhilfenahme der Daten der aeromagnetischen Vermessung von Vorarlberg (HEINZ et. al., 1988) lokalisiert werden (Abb. 6.36). Es liegt im Grenzbereich von Schwarzhornamphibolit, der der Phyllitgneiszone zugerechnet wird, Arosazone mit Serpentinit und hier ebenfalls amphibolitführenden Silvrettakristallin. Die Amplitude beträgt etwa 4 nT (bezogen auf einen Horizont von 4000 m). Es liegen leider keine Suszeptibilitätsmessungen aus den Amphiboliten vor, und es konnten auch in der Literatur keine Angaben über eine eventuelle Magnetitführung dieser Gesteine gefunden werden (es konnte in der zur Verfügung stehenden Zeit allerdings auch nur ein kleiner Teil der umfangreichen Literatur durchgesehen werden). Es werden aber am ehesten die Serpentinite der Arosazone als wesentliche Störkörper vermutet. Diese ziehen von NW des Schwarzhorns entlang der Deckengrenze gegen SE (HEISSEL et al., 1965, RING et al., 1990). Die feldgeologischen Befunde sprechen für eine flache Unterlagerung des Schwarzhornamphibolits durch Serpentinit (SPIESS, 1985). Der Serpentinit ist hier somit weit ausgedehnter verbreitet, als es im Kartenbild auf den ersten Blick erscheint. Es kann allerdings auch der Schwarzhornamphibolit als Störkörper oder auch Teil eines komplexen Störkörpers nicht ausgeschlossen werden.

Die augenfälligste lokale Anomalie, die diese größere Anomalie überprägt, liegt im SE des Messgebiets. Es sind drei dicht nebeneinander liegende kleine Maxima von 80 bis 100 nT (Hubschraubermessungen), wobei die Minima in einem Halbkreis von NW bis NE verteilt sind, was auf eine recht komplexe Internstruktur der Störkörper schließen lässt. An der Oberfläche anstehend tritt hier ein relativ steil einfallender, intern verfalteter Zug von Amphibolit des Silvrettakristallins auf, der bis zu 200 m breit ist und gegen W auskeilt. Er wird im NE von einem > 100 m breiten Zug von Chloritschiefer begleitet (HEISSEL et al., 1965). Auch hier liegen keine Kenntnisse über Suszeptibilität oder Magnetitführung vor. Die Form der Anomalie lässt aber auf einen sehr oberflächennahen Störkörper schließen. Der Amphibolit-Chloritschieferzug könnte dieser Störkörper sein.

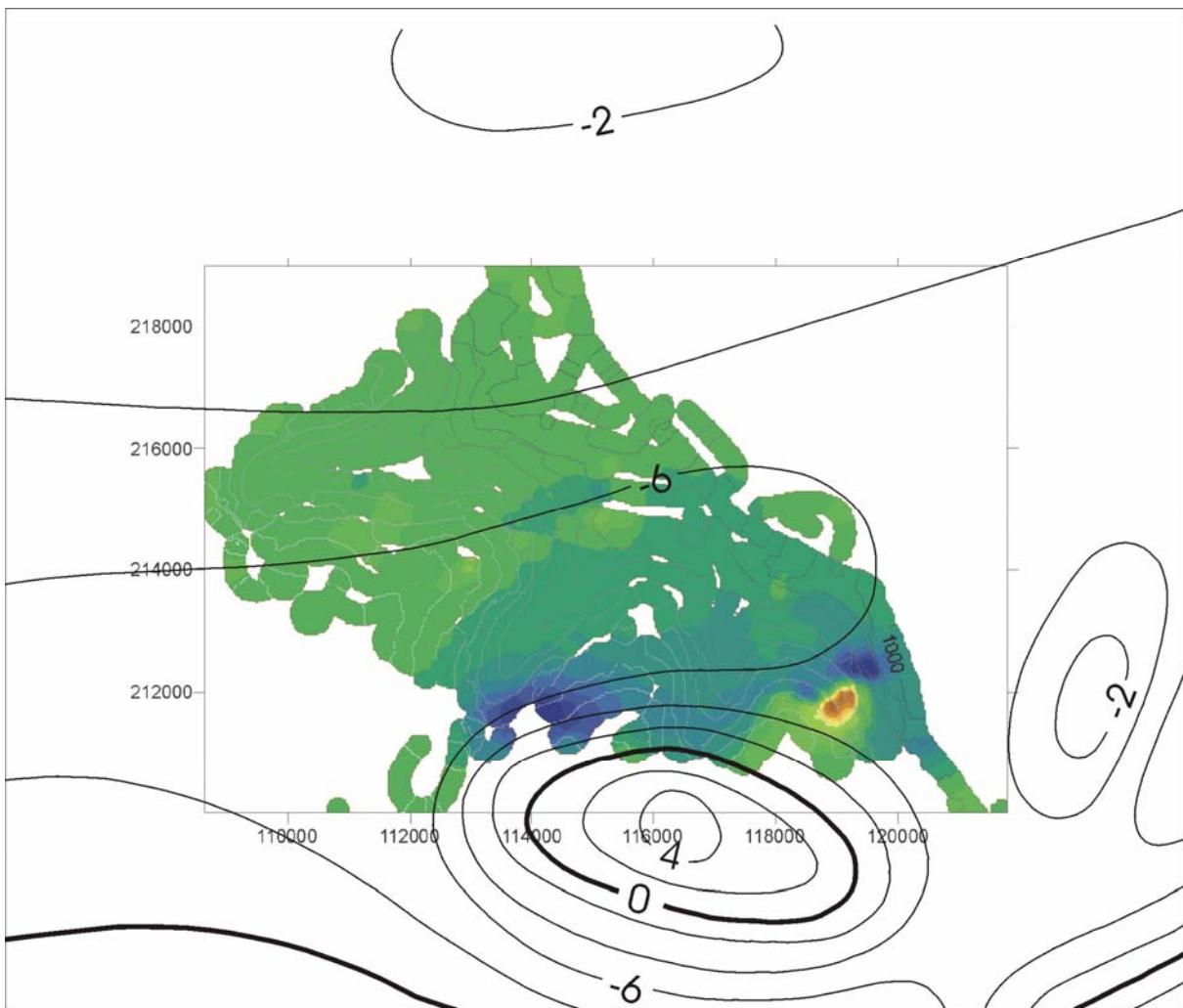


Abb. 6.36: Die Hubschraubermagnetik, überlagert mit den Ergebnissen der Aeromagnetik von Österreich (Vorarlberg, HEINZ et al, 1988) (bezogen auf einen Flughorizont 4000 m).

Es tritt eine Reihe von sehr kleinen, meist rundlichen und nur schwachen Maxima (nur selten mit erkennbarem Minimum) auf, die größtenteils anthropogen bedingt sein dürften. Eines korreliert mit dem Staubecken Gampadels (S Schruns). In einer ENE-WSW verlaufenden Zone in der Mitte des Messgebiets liegen mehrere dieser Maxima. Eines W Schruns entspricht dem Lünerseewerk, einem Pumpspeicherwerk der Illwerke-VKW-Gruppe, anschließend gegen WSW liegen die Druckrohrleitungen, und etwa im gleichen Bereich verläuft die Golmerbahn, eine 8er-Kabinen-Einsiliumlaufbahn. Dies zusammen dürfte die Zone mit leicht erhöhten Magnetisierungen im Zentrum des Messgebiets bewirken.

Im nördlichen, eher monotonen Anteil des Untersuchungsgebiets tritt ein undeutlicher, leicht gegen SE abnehmender magnetischer Gradient auf. Dieser dürfte durch ein Abtauchen etwas höher magnetisierter Serien im tieferen Untergrund bedingt sein. Es könnte dies das Abtauchen des Penninikums unter das Ostalpin widerspiegeln.

6.8.3. 3-D Modellierung einer magnetischen Anomalie

An der markanten Anomalie im SE des Messgebiets im Bereich des Maurenwaldes wurde eine 3-D Modellierung durchgeführt. Die geologische Situation ist anhand der Karte von HEISSEL et al. 1965 dargestellt (Abb. 6.37). Die magnetische Anomalie liegt in einem Bereich, in dem ein relativ schmaler, maximal 250 m breiter Zug von Amphibolit und Chloritschiefer im Silvrettakristallin auftritt. Dieser fällt steil bis mittelsteil gegen SW und SE ein und ist, nach dem Kartenbild zu schließen intern stark verfaltet.

Bereits vor der Modellierung wurde vermutet, dass der Störkörper recht oberflächennah liegt, und mit diesen Gesteinen in Zusammenhang stehen könnte.

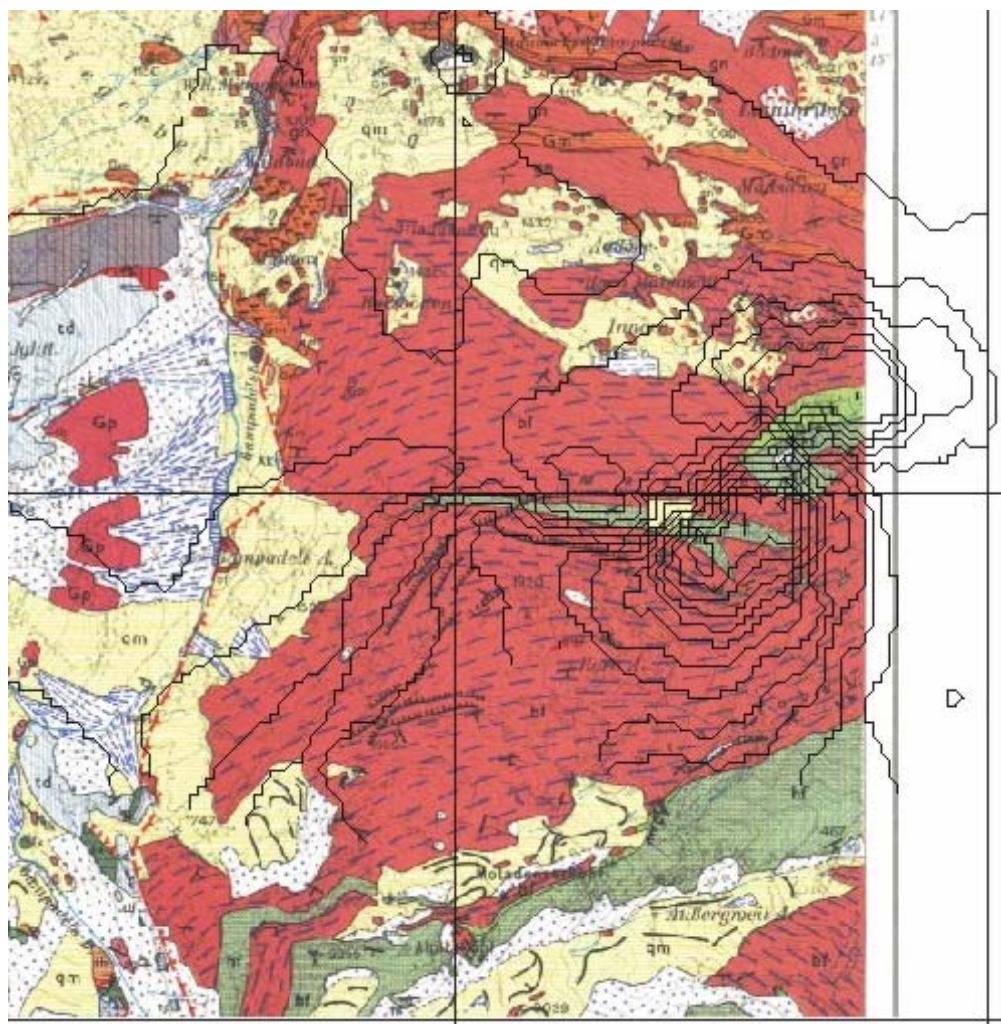


Abb. 6.37: Ausschnitt der geologischen Karte des Rätikons (HEISSEL et al., 1965). Die Isolinien der Magnetik sind als dünne schwarze Linien eingetragen. Rot und orange: Glimmerschiefer, Aplitgneise, biotitführende Schiefergneise etc., olivgrün: Amphibolit, hellgrün: Chloritschiefer.

Zur Erstellung des Suszeptibilitätsmodells wurde das von LI & OLDENBURG (1996) eingeführte Verfahren zur dreidimensionalen Inversion magnetischer Daten verwendet. Dabei wird der Untergrund des Untersuchungsgebietes in rechteckige Quader unterteilt, denen eine konstante (induzierte) Magnetisierung zugeordnet wird. Da ein linearer mathematischer Zusammenhang

zwischen induzierter Magnetisierung und gemessenen Daten besteht, reduziert sich die Lösung auf die Inversion einer rechteckigen Matrix. Da es sich dabei um ein stark unterbestimmtes Problem handelt, wird dem Benutzer die Möglichkeit gegeben, durch verschiedene Regularisierungsparameter die Lösung mit Hilfe von a priori Information an die geologischen Gegebenheiten anzupassen.

Im Falle der betrachteten magnetischen Anomalie wurde der Untergrund in ein Gitter von 58 x 57 x 43 Zellen mit 50 x 50 x 25 m Seitenlänge unterteilt. Die Inversion von 1043 Messpunkten ergab nach elf Iterationsschritten einen Fehler von ± 4 nT was ungefähr einer Abweichung von 4 % zwischen gemessenen und errechneten Daten entspricht.

Für den größten Teil des Untergrundes wurden Suszeptibilitäten unter 5×10^{-3} SI errechnet, während die die Anomalie erzeugende magnetische Störkörper Suszeptibilitäten von bis zu 80×10^{-3} SI erreicht.

Die Ergebnisse der Modellrechnung sind in drei unterschiedlichen Blickrichtungen in Abb. 6.38 gezeigt. Dargestellt ist jeweils die Umhüllende des errechneten Störkörpers.

Es ergibt sich eine recht gute Korrelation des errechneten Störkörpers mit dem oben genannten Gesteinszug. Allerdings liegt der Modellkörper vor allem dort, wo die Chloritschiefer größere Mächtigkeiten erreichen. Die erhöhte Magnetisierung dürfte in diesem Fall also überwiegend an die Chloritschiefer gebunden sein. Dies würde auch einfach erklären wieso die wesentlich mächtigeren Amphibolite im S des Messbereichs magnetisch praktisch nicht in Erscheinung treten.

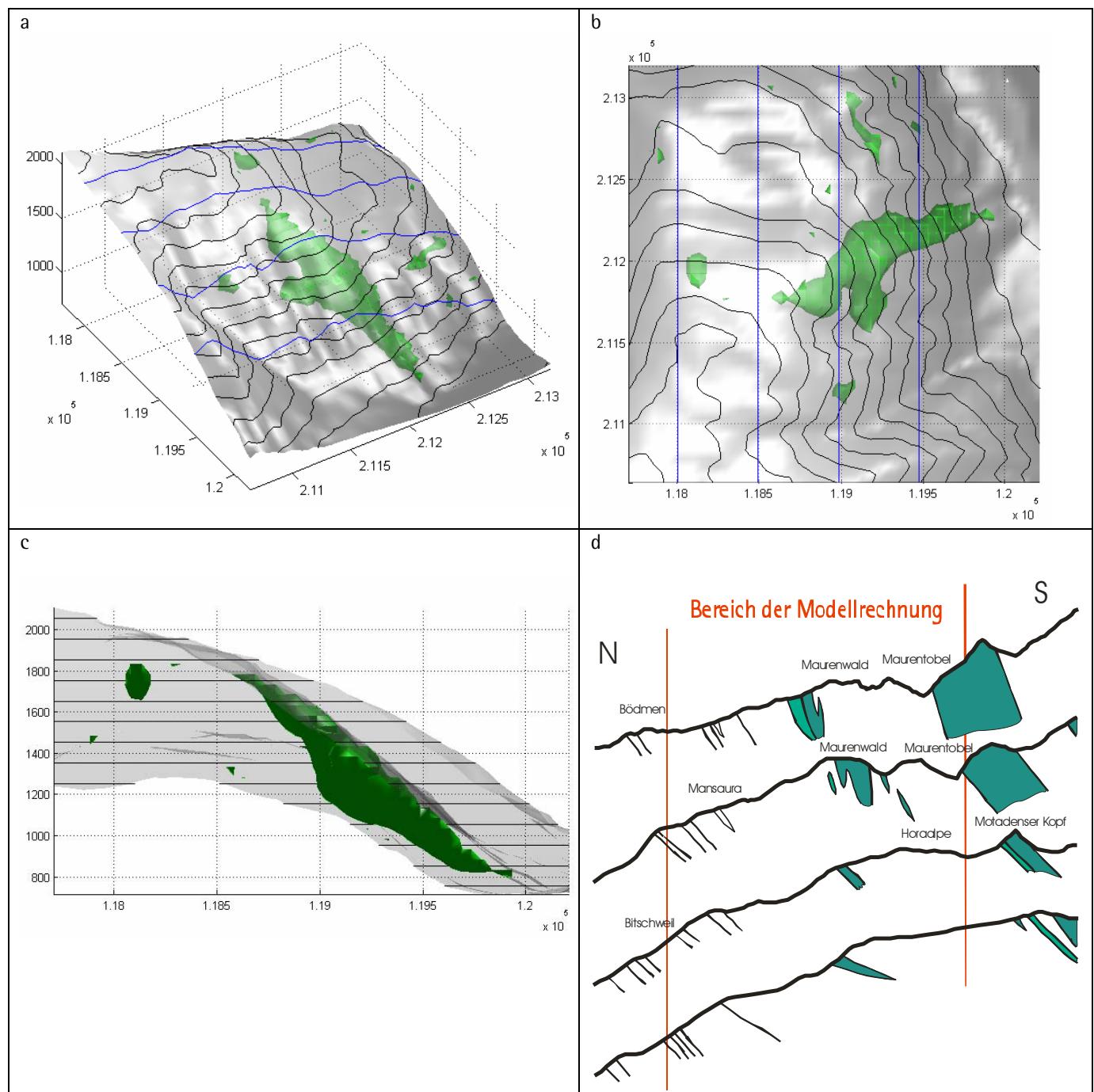


Abb. 6.38: a-c zeigt die Umhüllende des errechneten Störkörpers. a: Ansicht von schräg oben gegen NW; b: Ansicht von oben senkrecht; c: Ansicht waagrecht gegen N; d: geologische Profile

7. Literatur

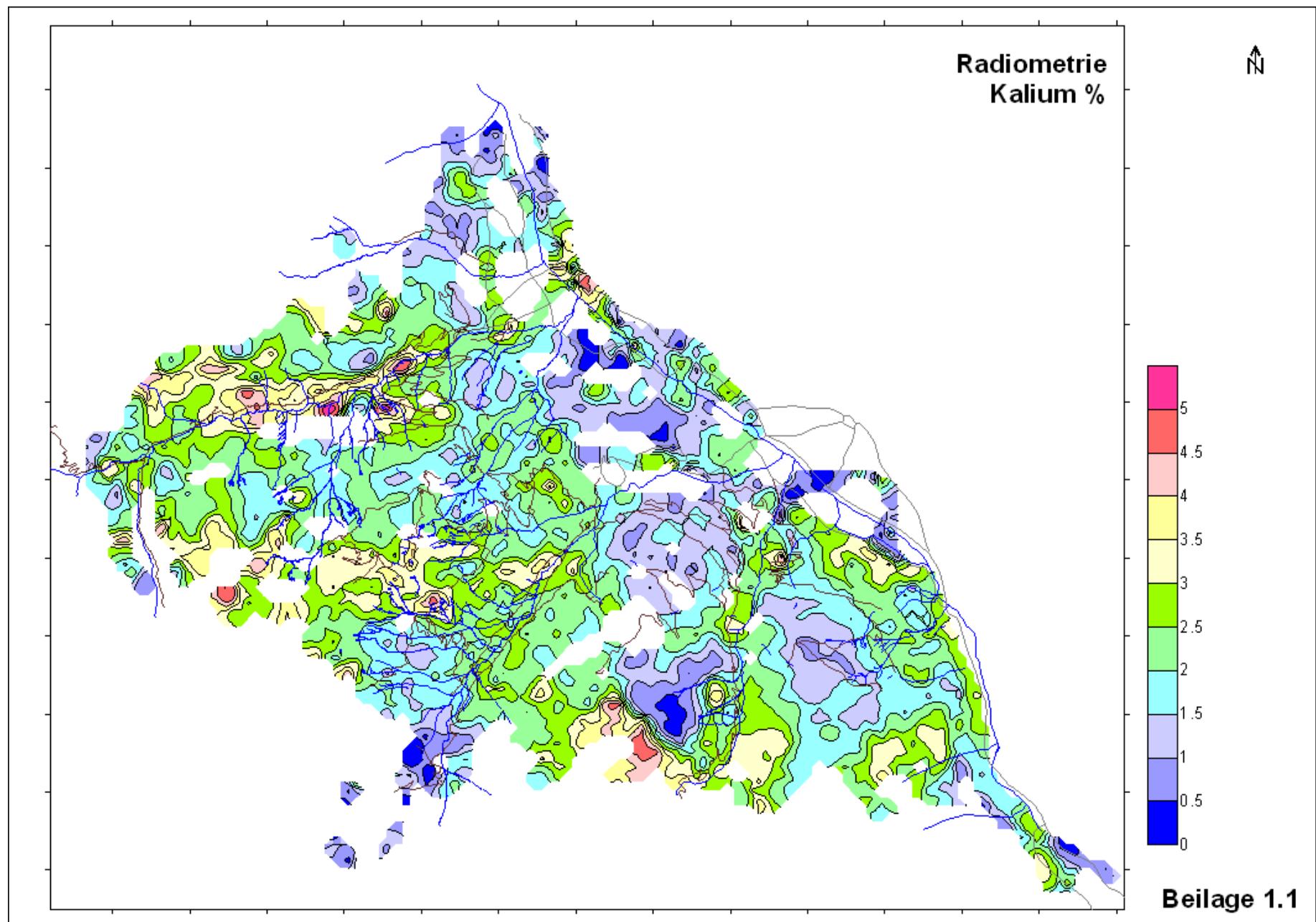
- AMANN, A. (1993): Metamorphoseuntersuchungen im nördlichen Silvrettakristallin mit Berücksichtigung der Phyllitgneiszone.- Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1993, 113-119, Wien.
- BERTLE, H., MÄHR, L. & PIRKL, H. (1995a): Flächenhafte Darstellung von Georisken des Montafons auf Basis einer Luftbildauswertung.- Unveröffentl. Bericht, Schruns/Wien.
- BERTLE, H. (1994): Hanggleitung Tschöppa. Bau- und hydrogeologische Untersuchung.- Unveröffentl. Bericht, Schruns.
- BERTLE, H. (1995a): Hangbewegung Ganeu. Bau- und hydrogeologische Untersuchung.- Unveröffentl. Bericht, Schruns.
- BERTLE, H. (1995b): Tschagguns-Maurenwald. Bau- und hydrogeologische Untersuchung.- Unveröffentl. Bericht, Schruns.
- BIEHLER, D. (1990): Strukturelle Entwicklung der penninisch-ostalpinen Grenzzone am Beispiel der Arosa-Zone im Ost-Rätikon (Vorarlberg, Österreich).- Eclogae Geologicae Helvetiae 83; Basel.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. - Ber. Umweltbundesamt, Wien, 1986.
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollenberg und der Verspala (Osträtikon).- Eclogae geol. Helv. 71, 255-266, Basel.
- FRASER, D.C. (1978): Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. Geoph.,43, Tulsa.
- FRISCH, W., RING, U., DÜRR, S., BORCHERT, S., BIEHLER, D. (1994): The Arosa Zone and Platta Nappe Ophiolites (Eastern Swiss Alps): Geochemical Characteristics and their Meaning for the Evolution of the Penninic Ocean = Die Ophiolithe der Arosazone und der Platta-Decke (östliche Schweizer Alpen): Geochemische Charakteristik und ihre Bedeutung für die Entwicklung des Penninischen Ozeans.- Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 137; Wien.
- FUCHS, G. (1984): Erläuterungen zu Blatt 169 PARTENEN (Ost und West), 35 S.; 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.
- HAISS, N. (1992): Untersuchungen zur Genese von Plagioklasgneisen im Basiskristallin der Ostalpen (Gleinalm-, Ötztal- und Silvrettakristallin).- Tübinger Geowiss. Abh., 10, 140 S., Tübingen.
- HALDIMANN, P. A. (1975): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR).- Eclogae geol. Helv., 68, 301-310, Basel.

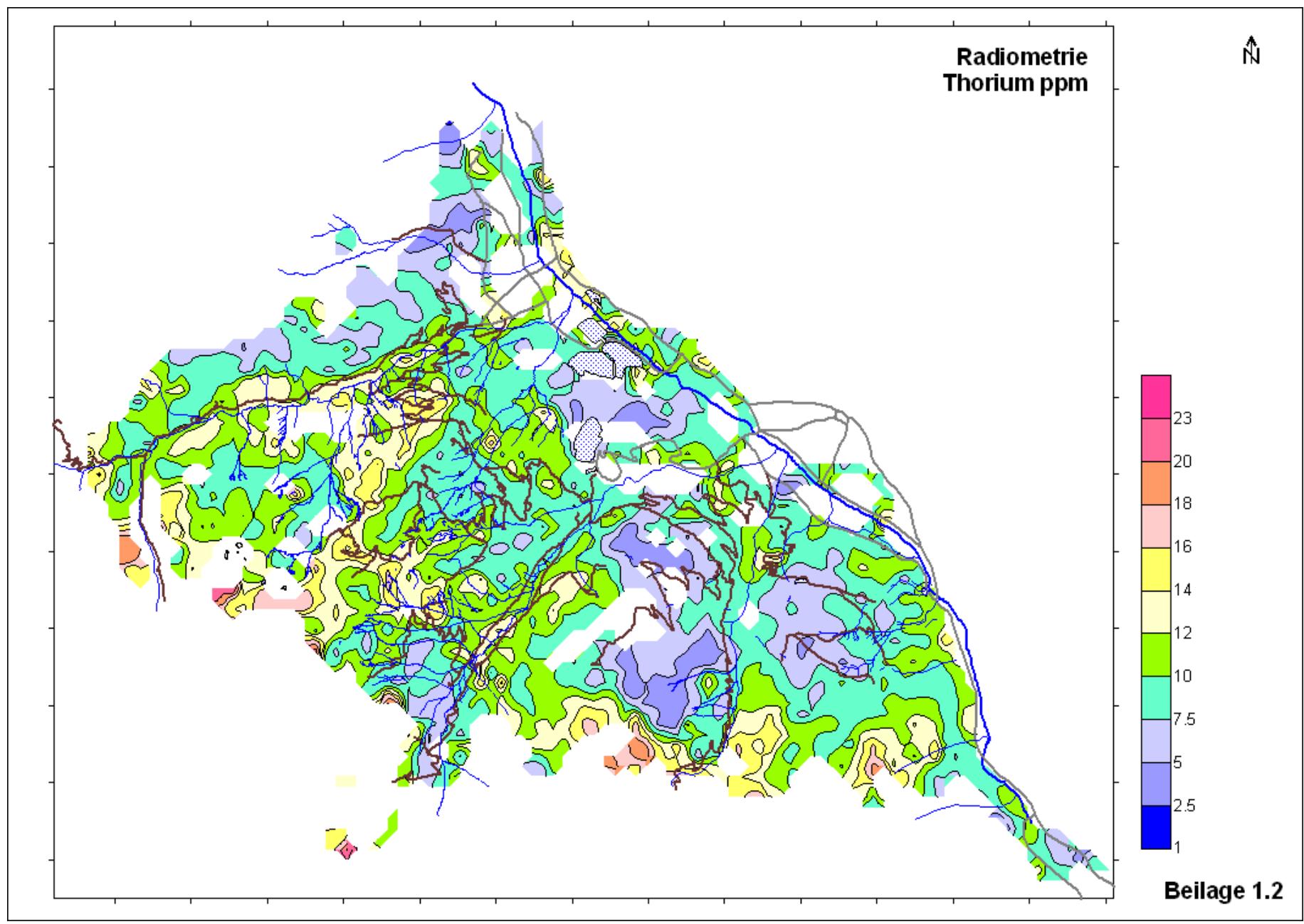
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Vorarlberg.- Bericht Projekt VC-7/85 (Vollzug des Lagerstättengesetzes), 9 S., Wien.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon 1:25.000.- Geol. Bundesanstalt, Wien.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA) (1979): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. - Techn. Rep. Series No. 186, Vienna.
- KILLEEN, P.G. (1979): Gamma ray spectrometric methods in Uranium exploration - application and interpretation. - Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rep., 31, Ottawa.
- KOVACS, A., HOLLADAY, J. S. & BERGERON, C.J, (1995): The footprint/altitude ratio for helicopter electromagnetic sounding of sea-ice thickness: Comparison of theoretical and field estimates. Geophysics, Vol 60, No. 2, March-April 1995
- LI, Y. & OLDENBURG, D.W. (1996): 3-D inversion of magnetic data - Geophysics, 61, 394-408.
- MAGGETTI, M. & GALETTI, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 64, 423-450, Zürich.
- MAGGETTI, M. & GALETTI, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68, 467-484, Zürich.
- MOSTLER, H. (Projektl.) (1983): Regionale Erfassung des Rohstoffpotentials; Raum westliches Arlberggebiet.- Unveröffentl. Bericht, Innsbruck.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M. & KLEIN, P. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin.- Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1993, 55-91, Wien.
- OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. (1998): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200.000.- Geol. Bundesanstalt, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysche und Klippenzonen in Vorarlberg.- In: R. Oberhauser (Red.), Geol. B.-A. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 177-188, Wien, New York (Springer).
- OBERHAUSER, R. (1998): Erläuterungen zur geologisch-tektonischen Übersichtskarte von Vorarlberg 1 : 200.000, 42 S., Wien.
- PIRKL, H., JARITZ, W. & MARKART, G. (2002a): Einsatz von Hubschraubergeophysik bei der Naturraumanalyse von Wildbacheinzugsgebieten. Beispieldmessgebiete in Vorarlberg – Sibratsgfäll, Doren, Langen und Schesatobel.- Unveröffentl. Bericht, Wien/Gmunden/Innsbruck.

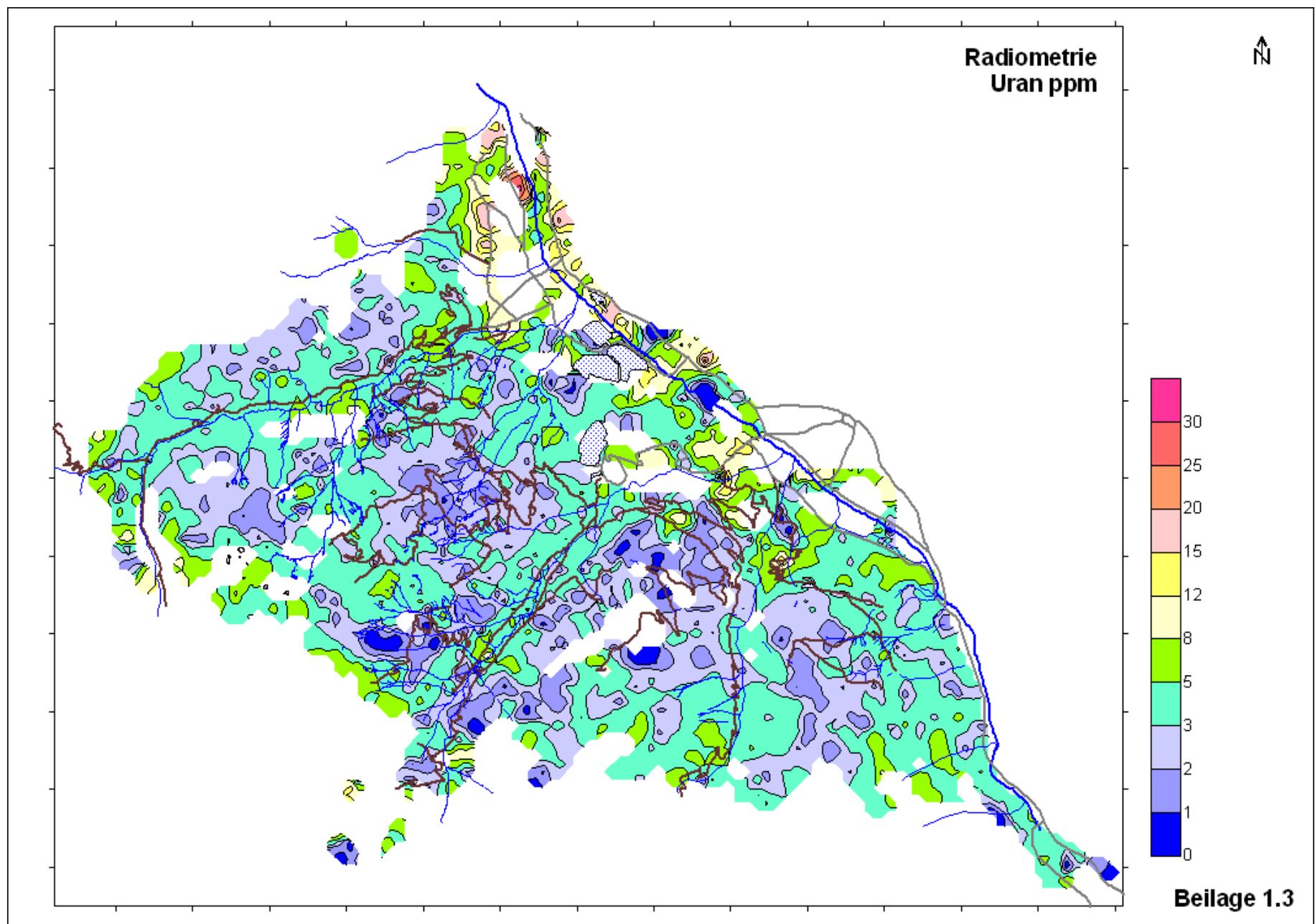
- PIRKL, H., JARITZ, W. & MARKART, G. (2002b): Einsatz von Hubschraubergeophysik bei der Naturraumanalyse von Wildbacheinzugsgebieten.- Wildbach- und Lawinenverbau, 148, 169-177, Imst.
- PIRKL, H., MARKART, G. & KOHL, B. (2000): Von Fachkartierungen zu flächenhaften Prozeßdarstellungen in Wildbacheinzugsgebieten – Aggregierungsschritte als Weg.- INTERPRÄVENT 2000, 3, 259-270, Villach.
- PIRKL, H., MARKART, G., KOHL, B., BAUER, W. & MOTSCHKA, K. (2003): Bestimmung der Bodenfeuchtigkeit mittels Hubschraubermessungen (L-Band-Antenne) und terrestrischen Messungen am Golmerhang bei Tschagguns (Vlbg.).- Unveröffentl. Bericht, Wien/Innsbruck.
- PIRKL, H. (2001): Hubschraubergeophysik Messgebiete Vorarlberg 2000-2001. Geologische Situation und Auswertungshinweise.- Unveröffentl. Bericht, Wien.
- PIRKL, H. (2003): Hubschraubergeophysik Vandans-Tschagguns. Naturraumkundung und Georiskenerkennung. Zwischenbericht.- Unveröffentl. Bericht, Wien/Innsbruck.
- PIRKL, H. (2003): Naturraumrisiko Glemmtal. Eine prozessorientierte Betrachtung.- Unveröffentl. Bericht, Wien.
- PIRKL, H. (2004): Abflussverhalten alpiner Landschaftseinheiten.- Vergleiche von Messmethoden der Bodenfeuchte am Beispiel Golmerhang/Tschagguns.- Unveröffentl. Bericht im Auftrag FTD f. WLV / Sektion Vorarlberg, Wien.
- PREY, S. (1980): Der Aufbau des Ostalpenkörpers.- In: R. Oberhauser (Red.), Geol. B.-A. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 86-114, Wien, New York (Springer).
- PROJEKTEAM ETALP: ETAlp (2003)- Erosion, Transport in Alpinen Systemen. Gesamtheitliche Erfassung und Bewertung von Erosions- und Transportvorgängen in Wildbacheinzugsgebieten. Version 11.12.2003 - FTD f. Wildbach- und Lawinenverbauung, BMLFUW/BFW Wien.
- RING, U., RATSBACH, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S. (1990): The international structure of the Arosa Zone (Swiss-Austrian Alps).- Geologische Rundschau, 79, 725-739, Stuttgart.
- SPIESS, R. (1985): Kristallingeologisch - geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon (Vorarlberg).- Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 75 Bl., Wien.

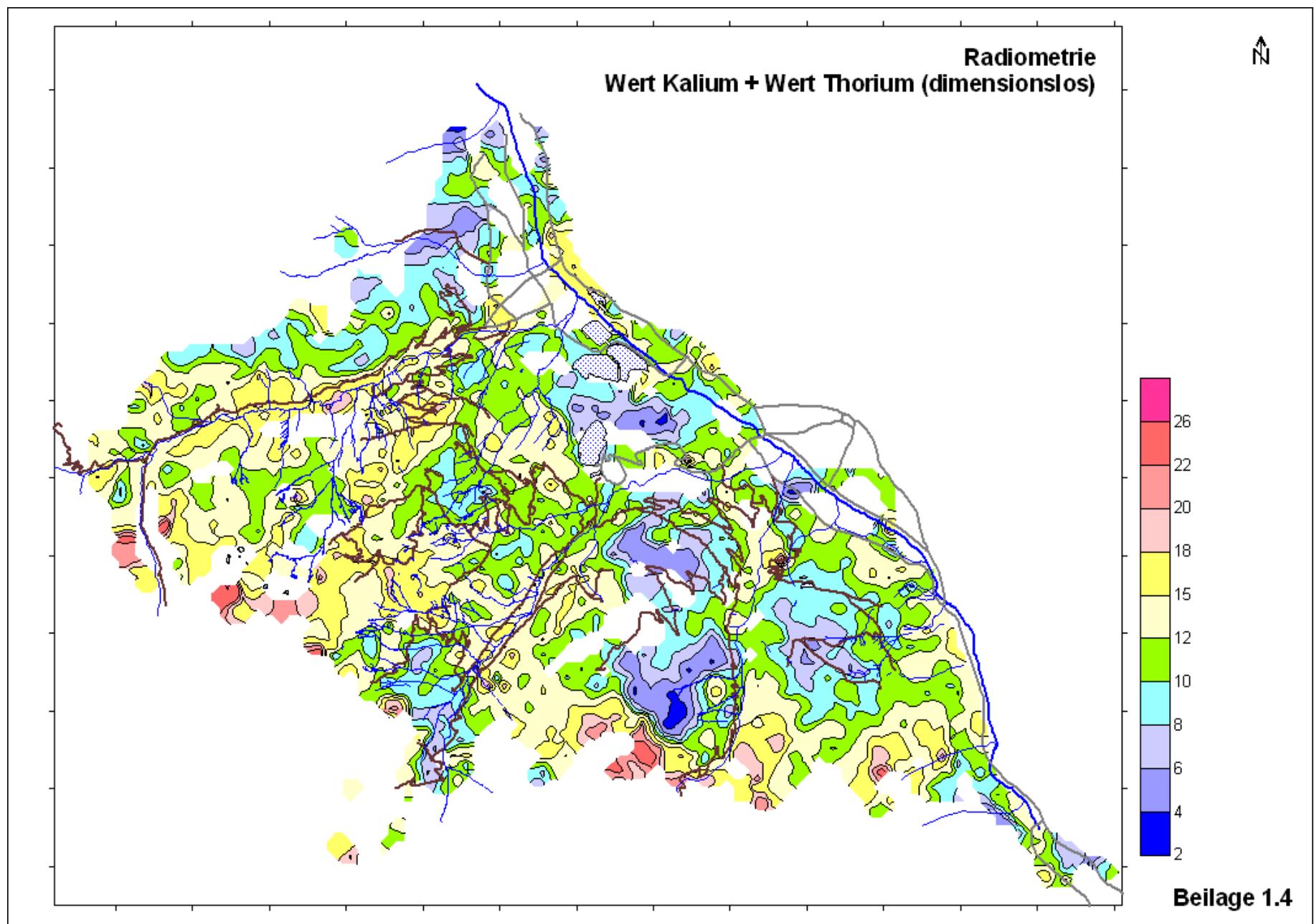
Beilage 1

Ergebnisse radiometrischer Messungen



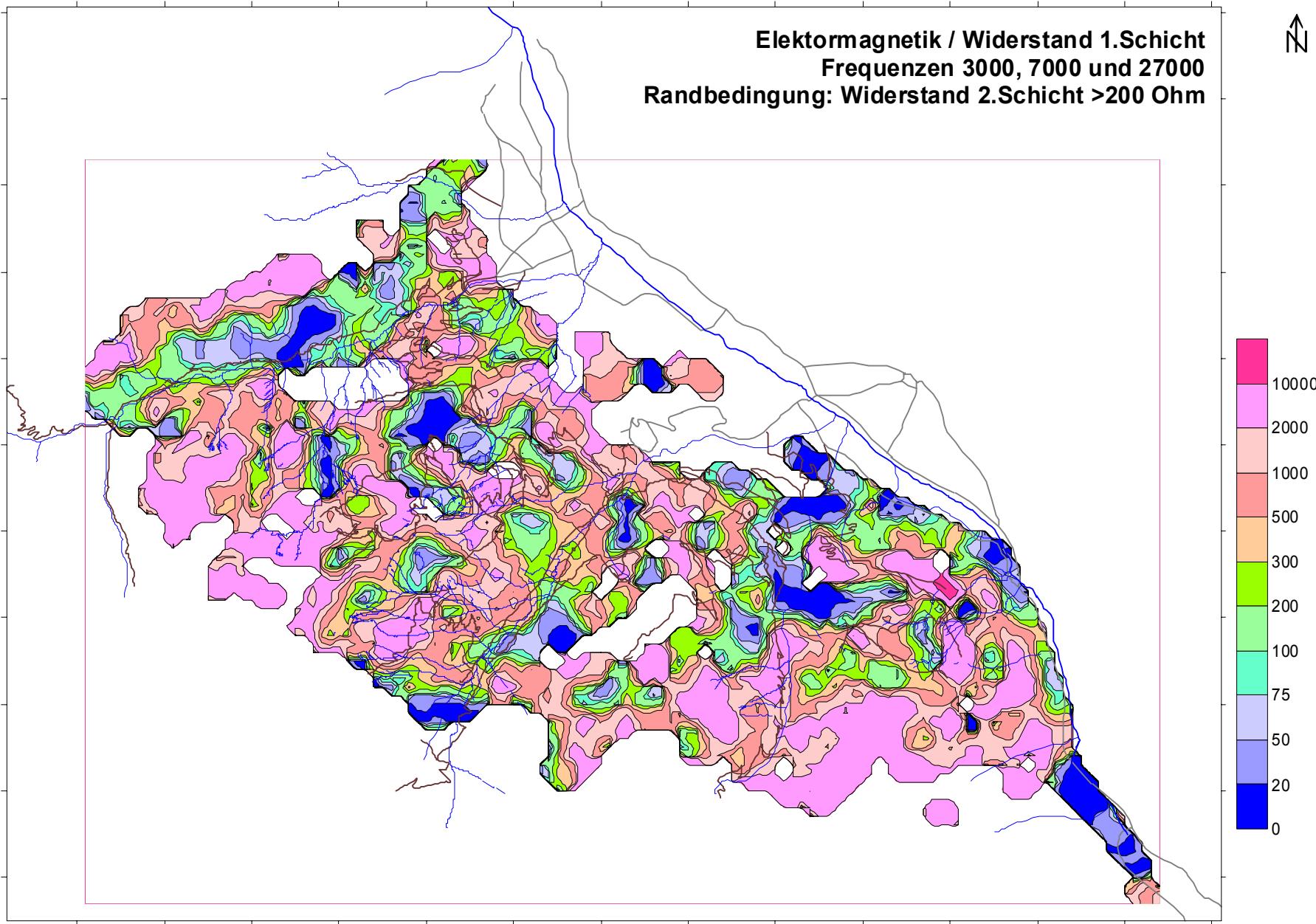


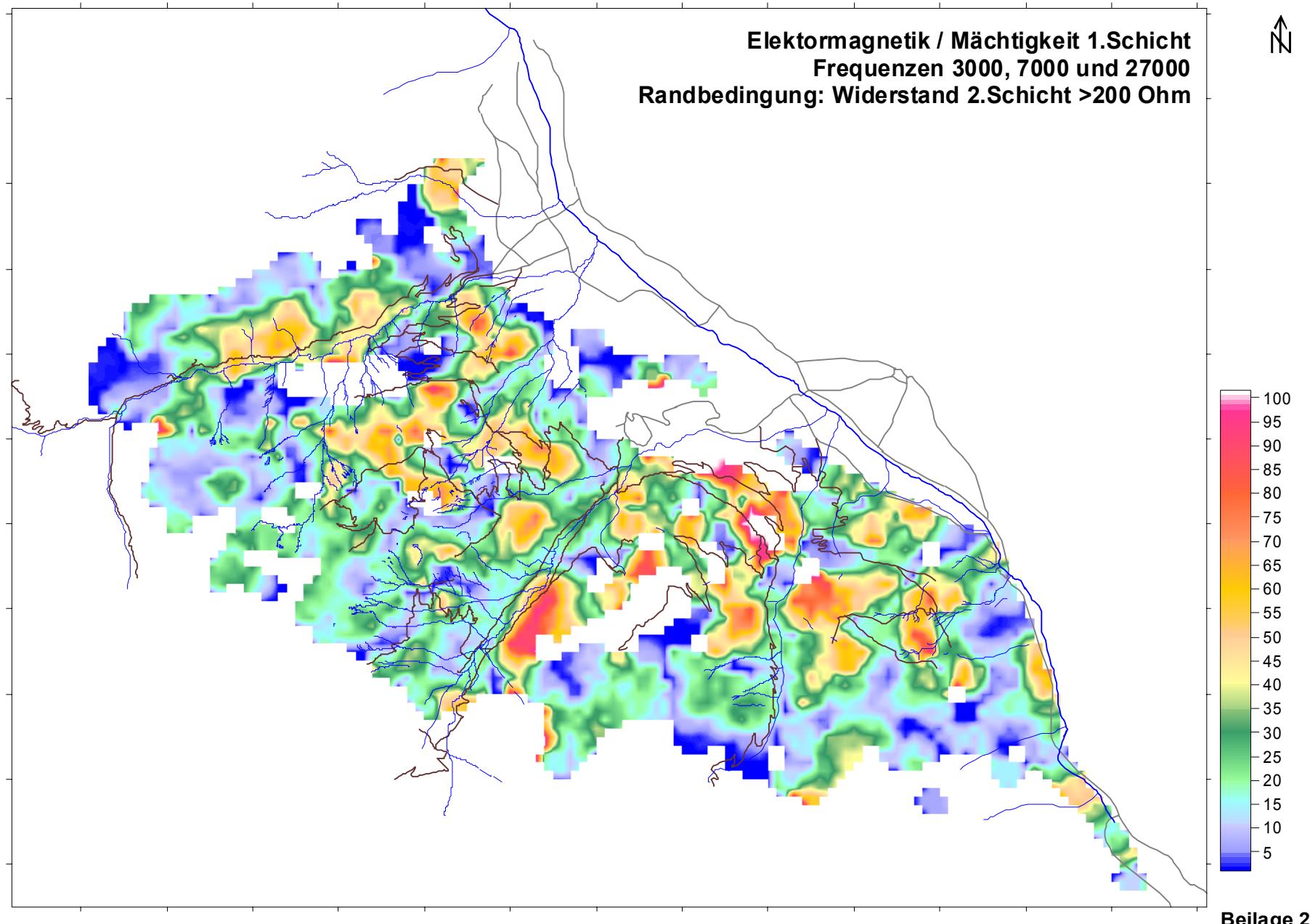


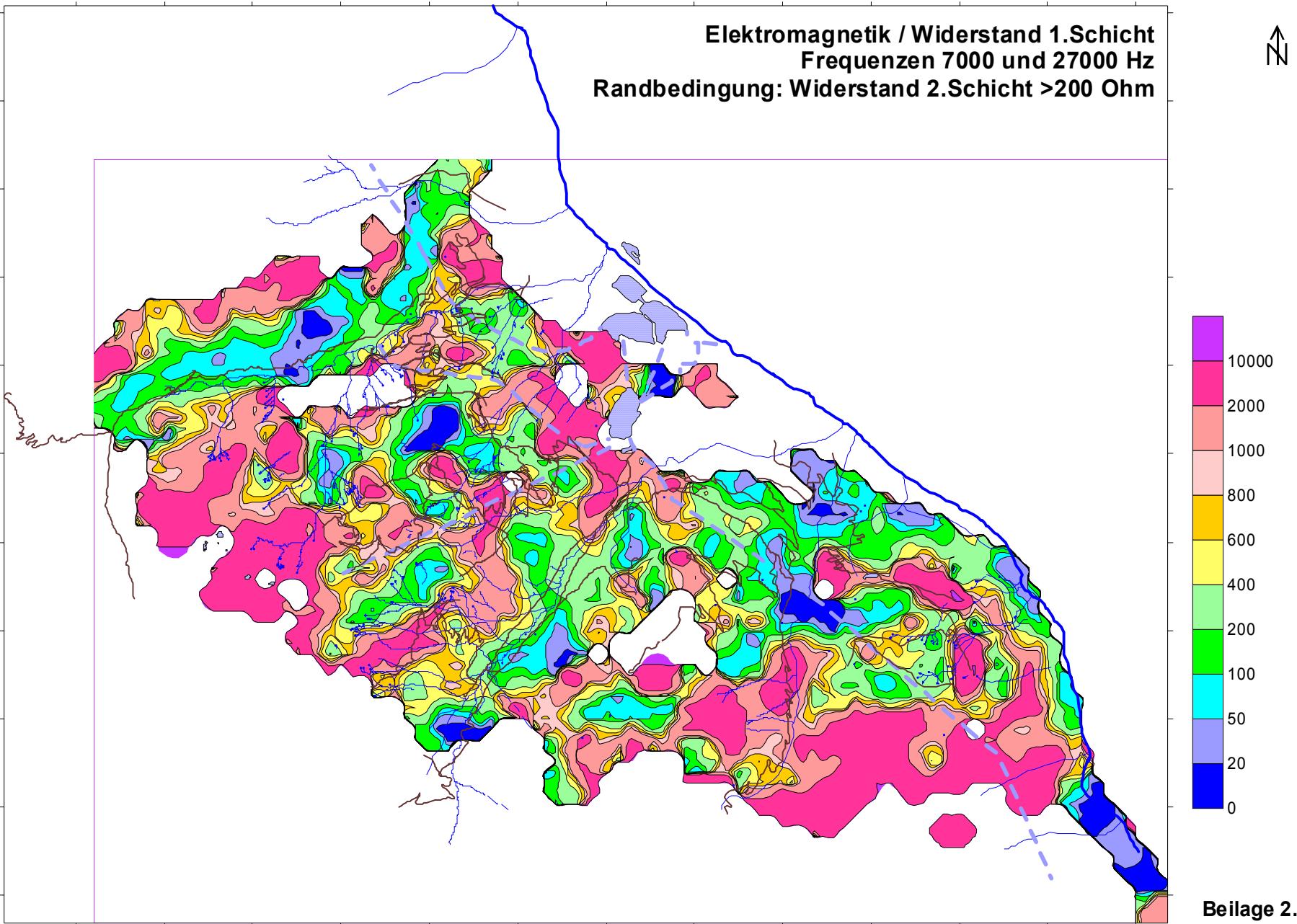


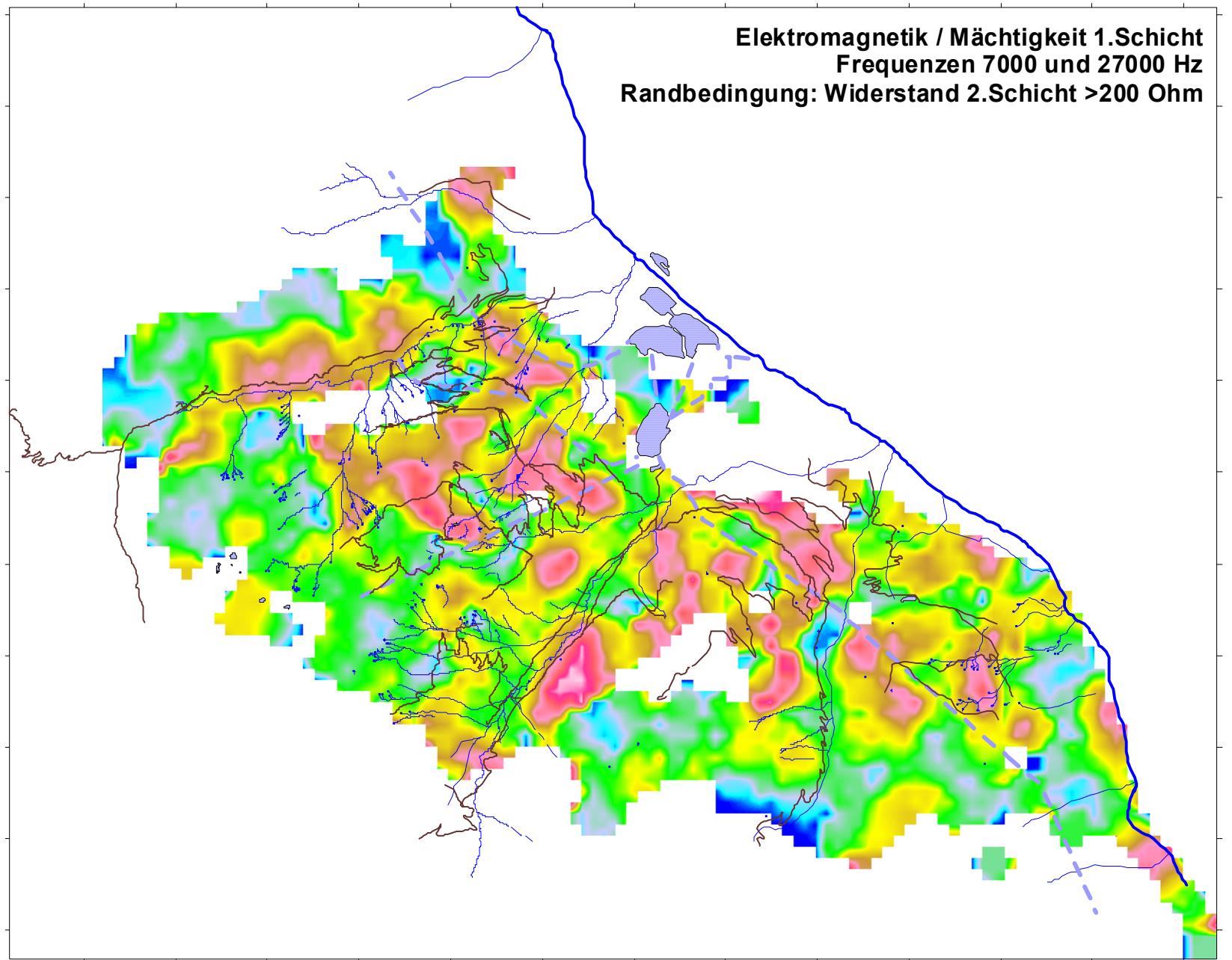
Beilage 2

Ergebnisse elektromagnetischer Messungen (ausgewählte Beispiele)

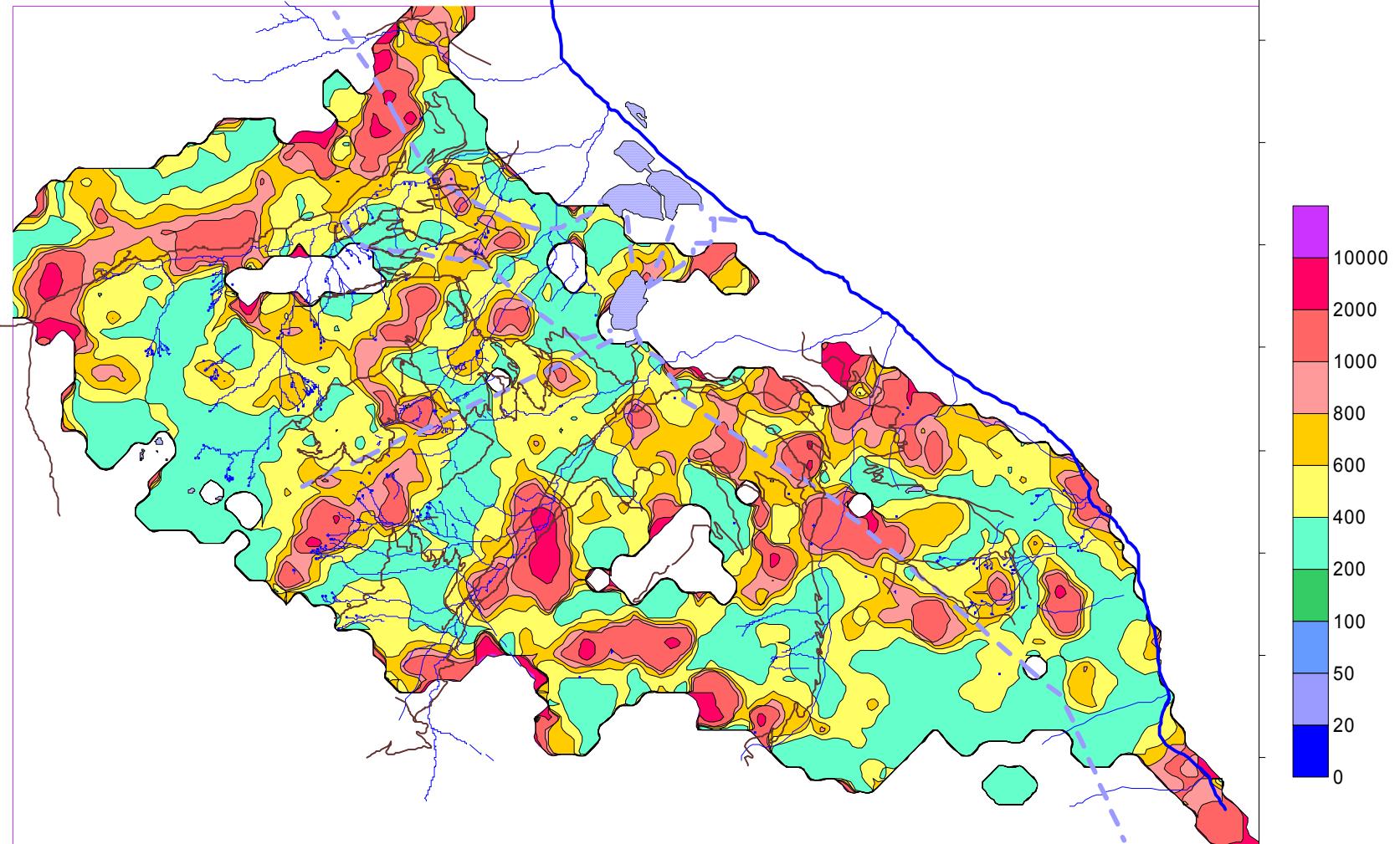






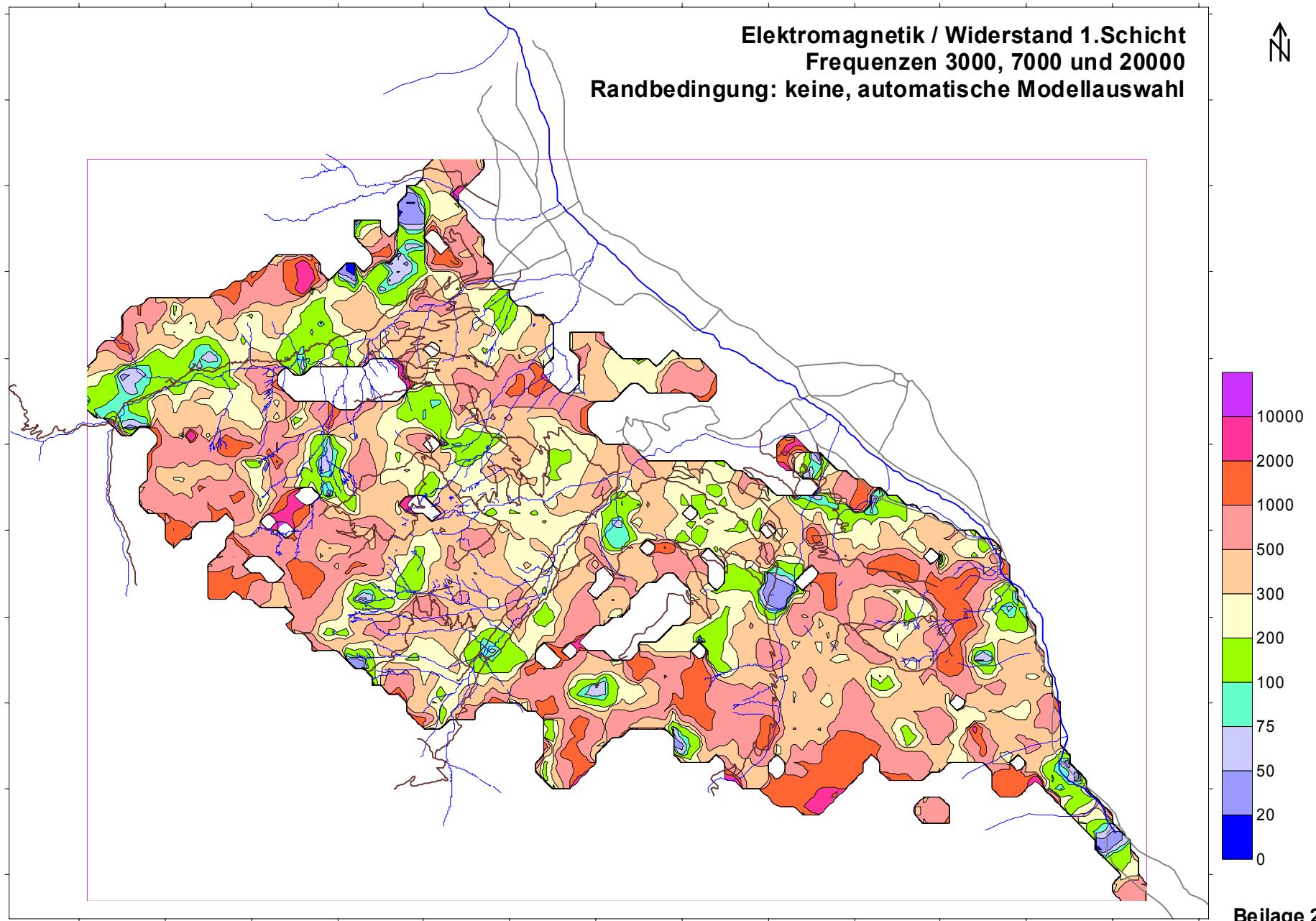


Elektromagnetik / Widerstand 2.Schicht
Frequenzen 7000 und 27000 Hz
Randbedingung: Widerstand 2.Schicht >200 Ohm

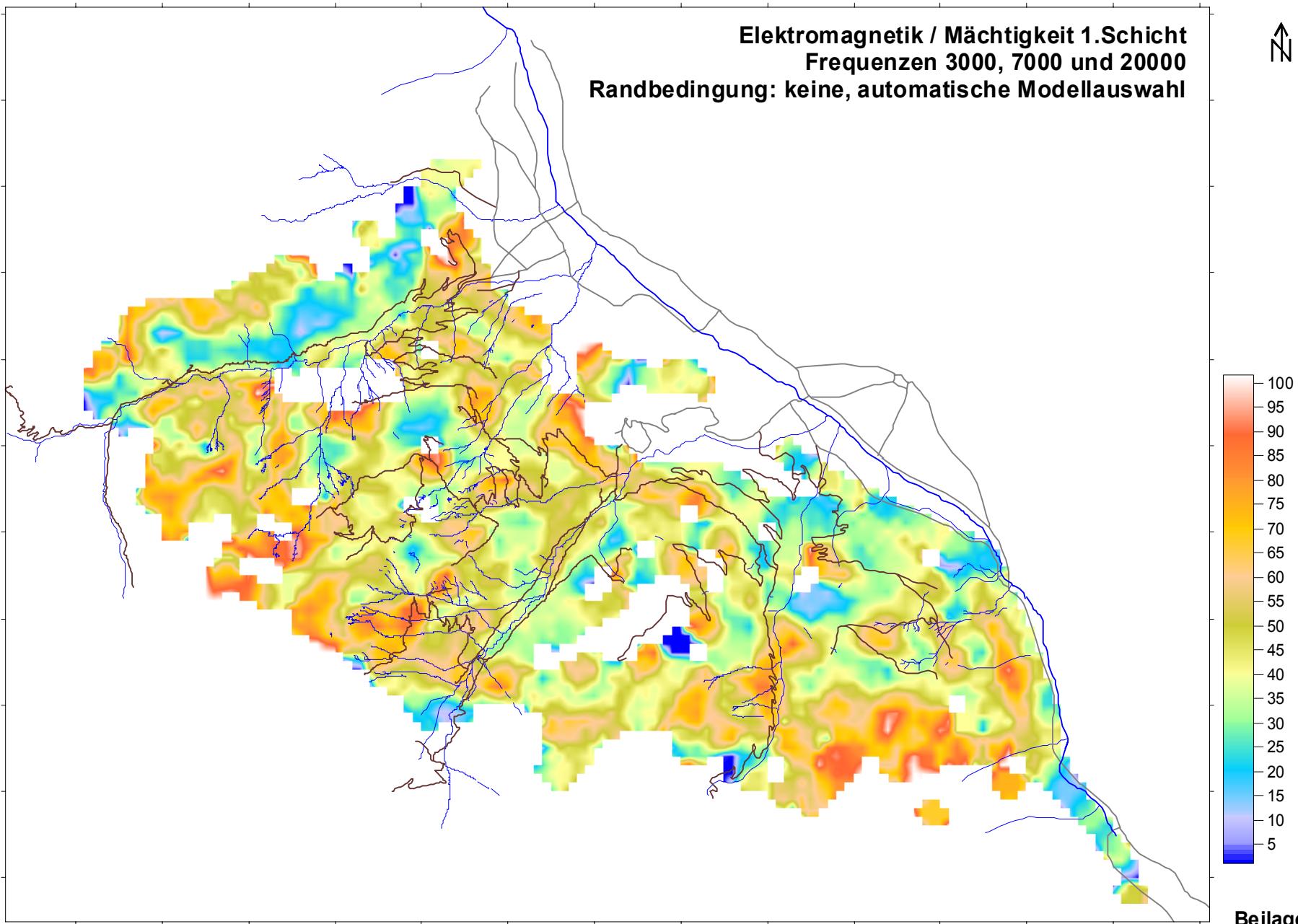




Elektromagnetik / Widerstand 1.Schicht
Frequenzen 3000, 7000 und 20000
Randbedingung: keine, automatische Modellauswahl

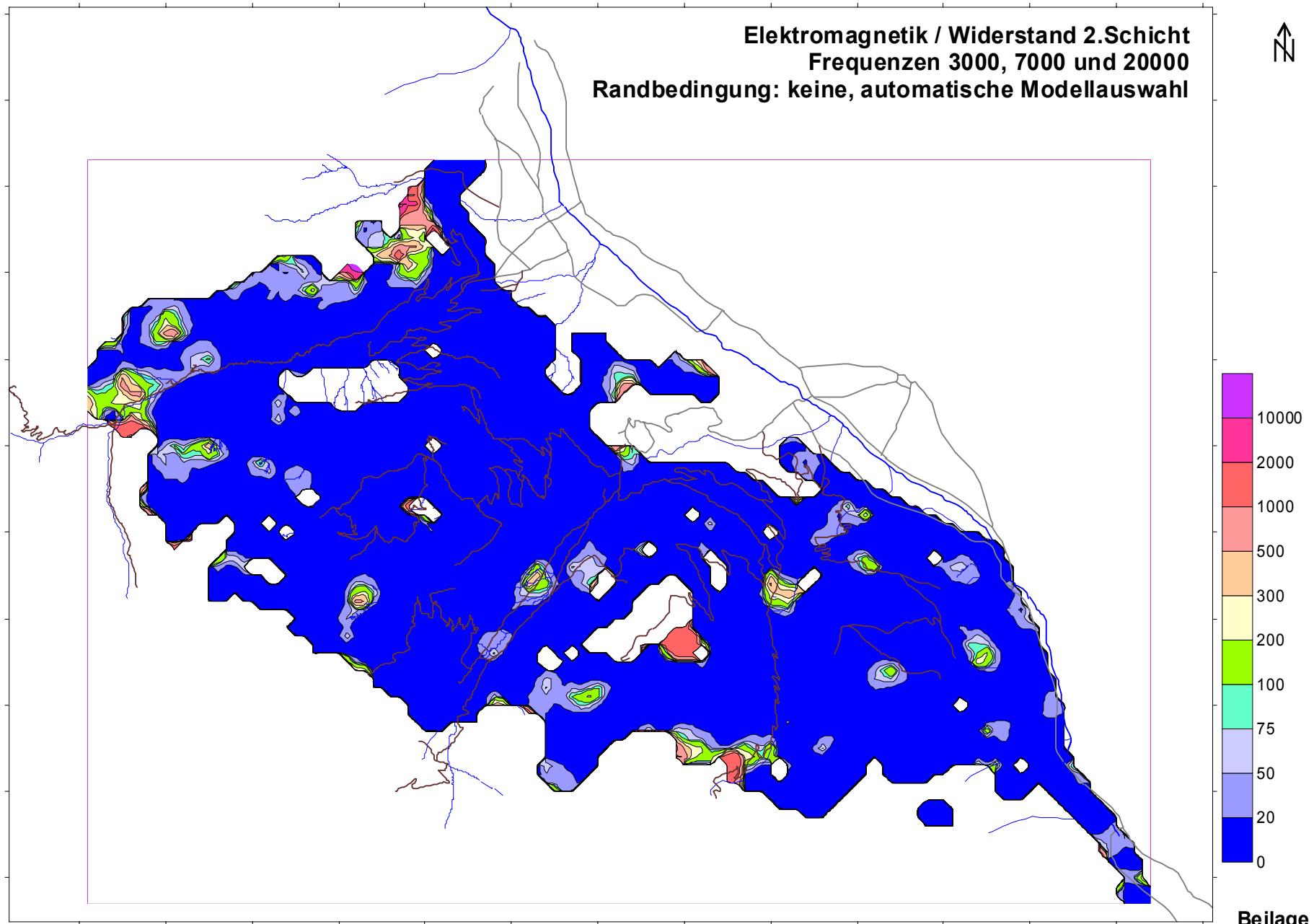


Beilage 2.6





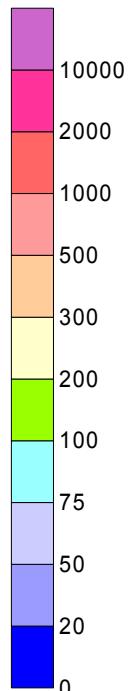
Elektromagnetik / Widerstand 2.Schicht
Frequenzen 3000, 7000 und 20000
Randbedingung: keine, automatische Modellauswahl



Beilage 2.8



Elektromagnetik / Widerstand 1.Schicht
Frequenzen 3000 und 7000
Randbedingung: keine, automatische Modellauswahl

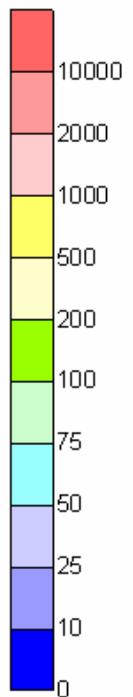


Beilage 2.9



**Elektromagnetik / Widerstand 1. Schicht
Frequenzen 3000, 7000 und 27000**

Randbedingung: Mächtigkeit 1.Schicht <15m, Widerstand 2.Schicht > 200 Ohm

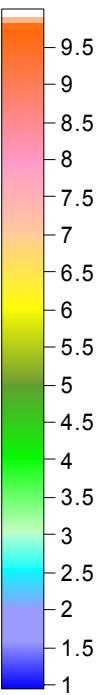


Beilage 2.10



Elektromagnetik / Mächtigkeit 1. Schicht
Frequenzen 3000, 7000 und 27000

Randbedingung: Mächtigkeit 1.Schicht <15m, Widerstand 2.Schicht > 200 Ohm

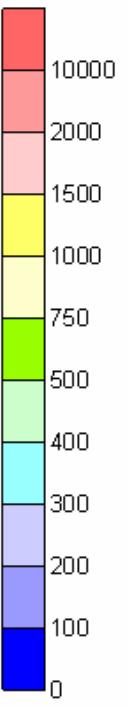


Beilage 2.11



Elektromagnetik / Widerstand 2.Schicht
Frequenzen 3000, 7000 und 27000

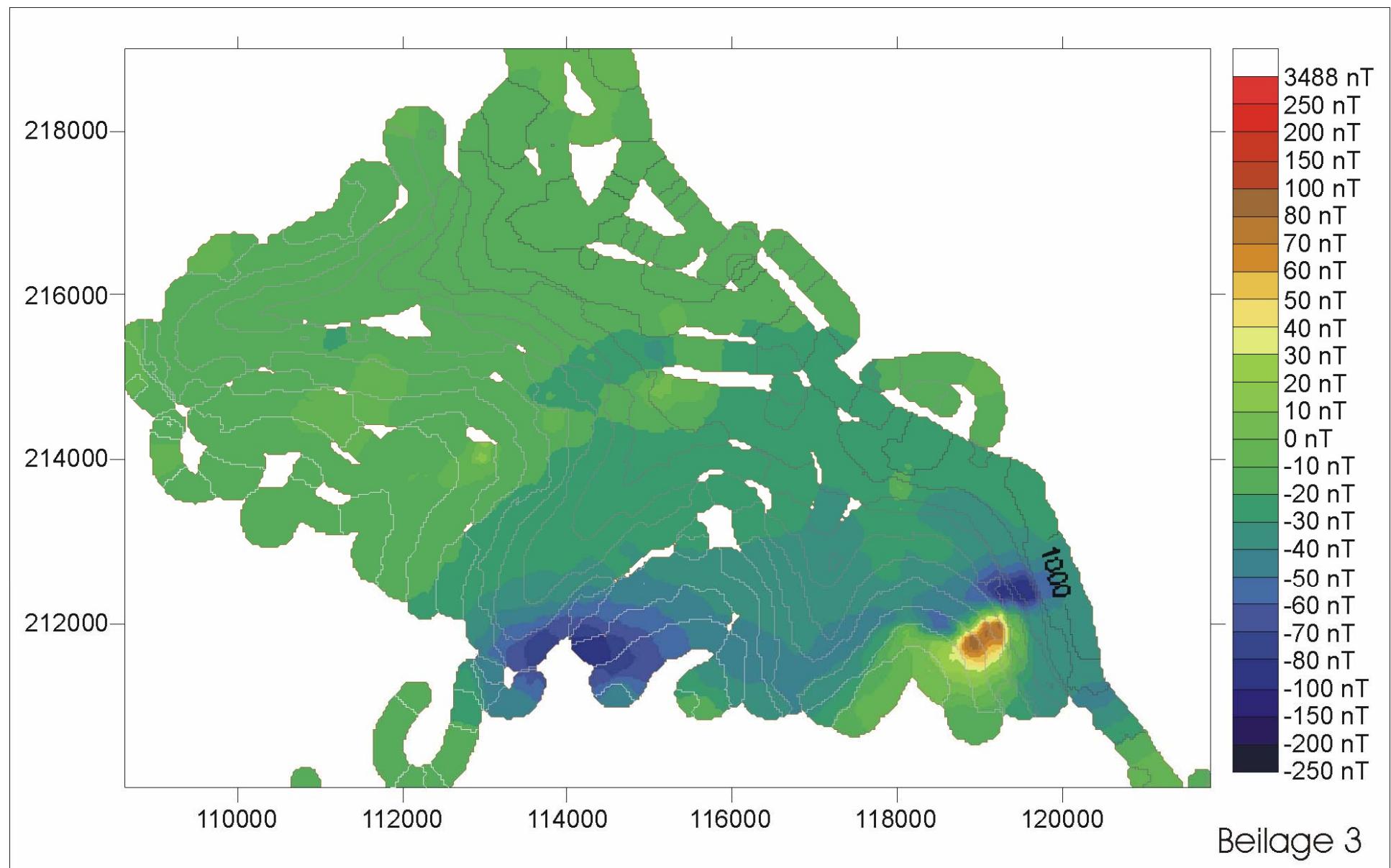
Randbedingung: Mächtigkeit 1.Schicht <15m, Widerstand 2.Schicht > 200 Ohm



Beilage 2.12

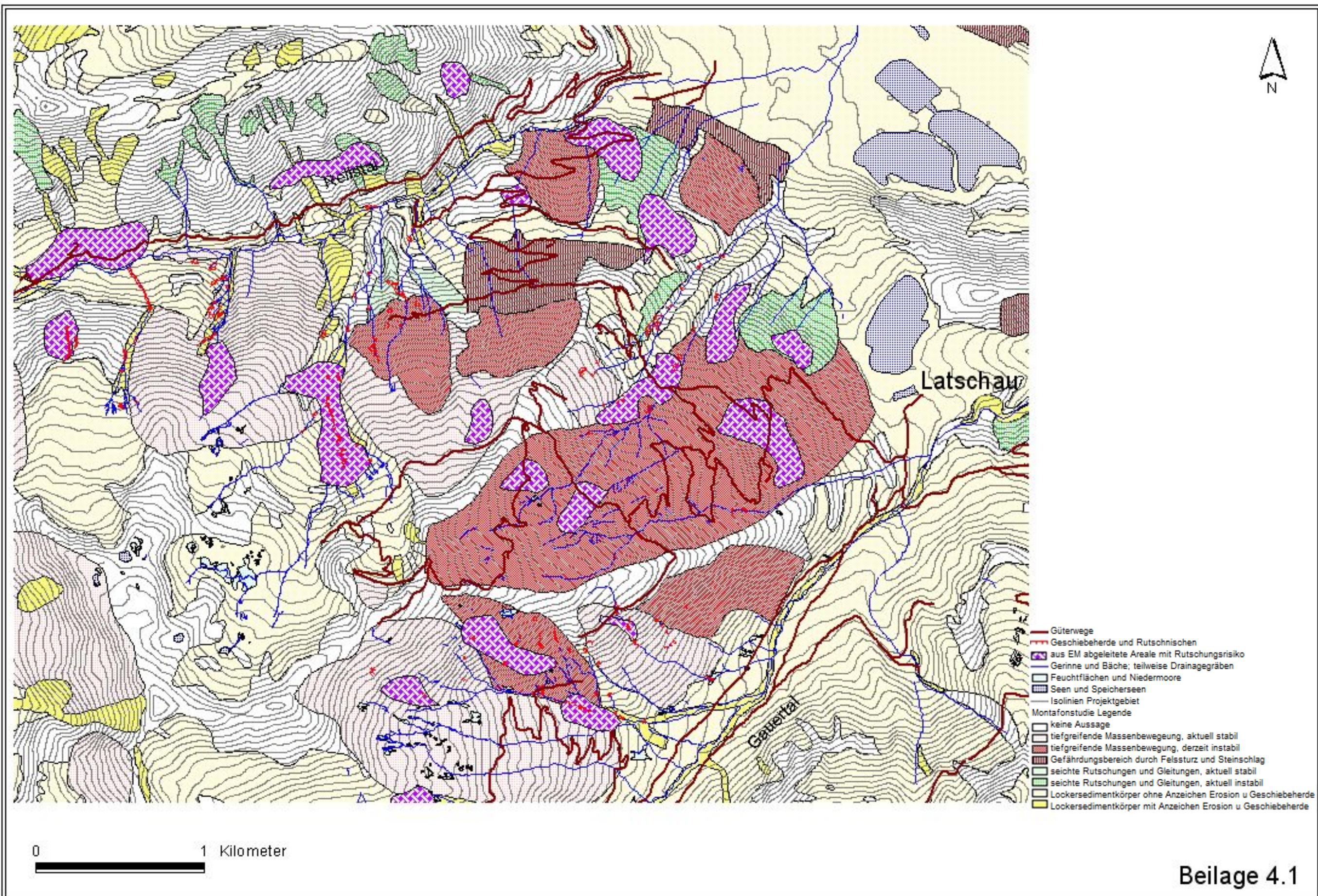
Beilage 3

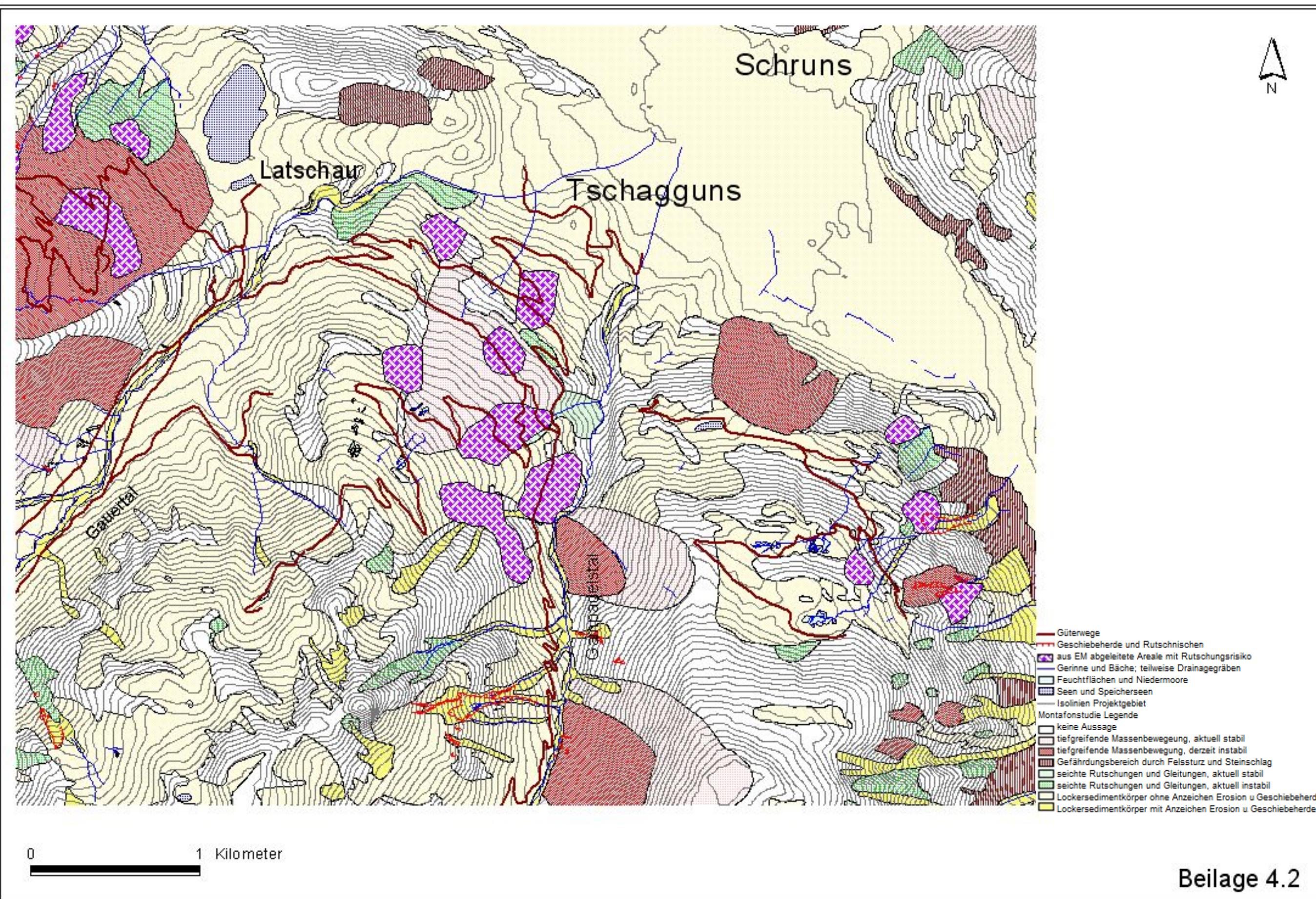
Isanomalen der Totalintensität



Beilage 4

Massenbewegungsprozess-Darstellungen





Beilage 4.2