



Projekt ÜLG-073/21

Zwischenbericht über den Projektzeitraum 01.2021 - 12.2021

MAGNETIK INVERSIONSRECHNUNG FÜR ROHSTOFFRELEVANTE FRAGESTELLUNGEN

von

A. AHL, P. SLAPANSKY, G. SCHUBERTH-HLAVAČ

60 S., 29 Abb., 4 Tab.

Wien, Jänner 2022

PROJEKTLEITUNG

Dr. Andreas AHL, Mag. Klaus MOTSCHKA

MITARBEITERINNEN UND MITARBEITER

<i>Dr. Andreas AHL</i>	<i>Geophysik</i>
<i>Dipl. Ing. Bernhard ATZENHOFER</i>	<i>GIS-Bearbeitung</i>
<i>Tanja KNOLL, MSc.</i>	<i>Rohstoffgeologie</i>
<i>Mag. Piotr LIPIARSKI</i>	<i>Rohstoffgeologie</i>
<i>Dr. Mandana PERESSON</i>	<i>Rohstoffgeologie</i>
<i>Gerald SCHUBERTH-HLAVAČ MSc.</i>	<i>Rohstoffgeologie</i>
<i>Dr. Peter SLAPANSKY</i>	<i>Rohstoffgeologie</i>
<i>Dr. Edmund WINKLER</i>	<i>Geophysik</i>
<i>Andreas WUNDERLICH</i>	<i>Kristallingeologie</i>

Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!
Die Projektdurchführung erfolgte im Rahmen des Lagerstättengesetzes im Auftrag des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Forschung und des Bundesministeriums für Nachhaltigkeit und Tourismus.

INHALTSVERZEICHNIS

<i>Zusammenfassung</i>	1
<i>1. Messgebiet Eisenerz</i>	2
<i>1.1. Untersuchungsgebiet der Geländearbeiten 2021</i>	2
<i>1.2. Modellverifizierung – In situ Messungen der magnetischen Suszeptibilität</i>	2
<i>1.2.1. Methodik</i>	3
<i>1.2.2. Ergebnisse</i>	3
<i>1.3. Röntgen-Pulverdiffraktometrie</i>	5
<i>1.3.1. Methodik</i>	5
<i>1.3.2. Ergebnisse</i>	5
<i>1.4. Interpretation</i>	6
<i>2. Messgebiet Gmünd</i>	8
<i>2.1. Der Südböhmische Pluton (SBP) und seine regionalgeologische Stellung</i>	8
<i>2.2. Geologie des Untersuchungsgebiets</i>	12
<i>2.3. Geomagnetische Anomalien</i>	14
<i>2.4. Magnetische Suszeptibilitäten (κ)</i>	16
<i>2.5. Beschreibung der Profile 650, 656 und 661</i>	17
<i>2.5.1. Profil 650</i>	19
<i>2.5.2. Profil 656</i>	20
<i>2.5.3. Profil 661</i>	22
<i>2.6. Anthropogene Maxima der magnetischen Suszeptibilität 3. Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal</i>	26
<i>3.1. Überarbeitung der aeromagnetischen Daten</i>	27
<i>3.2. 3D-Modellrechnung der magnetischen Suszeptibilität im Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal</i>	28

<i>3.3. Modellverifizierung – In situ Messungen der magnetischen Suszeptibilität</i>	<i>36</i>
<i>3.3.1. Methodik</i>	<i>36</i>
<i>3.3.2. Ergebnisse</i>	<i>37</i>
<i>3.4. Röntgen-Pulverdiffraktometrie</i>	<i>38</i>
<i>3.4.1 Methodik</i>	<i>38</i>
<i>3.4.2. Ergebnisse</i>	<i>39</i>
<i>3.5. Vorläufige Interpretation</i>	<i>40</i>
<i>4. Ausblick</i>	<i>43</i>
<i>5. Literaturverzeichnis</i>	<i>44</i>
<i>Anhang</i>	<i>49</i>

Zusammenfassung

Dieser Bericht ist der vierte Zwischenbericht des für 5,5 Jahre angesetzten Projekts zur 3D-Modellrechnung an aeromagnetischen Daten für rohstoffrelevante Fragestellungen und umfasst den Zeitraum von Jänner bis Dezember 2021.

Wie schon das Projektjahr 2020, war auch das Projektjahr 2021 von der Corona-Pandemie geprägt. Durch die von der Regierung verhängten Einschränkungen waren die Arbeiten am Projekt teilweise stark behindert. So konnten die für das Frühjahr 2021 geplanten Geländearbeiten in den Messgebieten Eisenerz und Kärnten/Gailtal, inklusive in situ Messungen der magnetischen Suszeptibilität, erst im Spätsommer bzw. Herbst 2021 durchgeführt werden. Auch die Analyse von Gesteinsproben wurde bzw. wird durch den Rückstau aus den Zeiten der strikten Corona-Einschränkungen teilweise verzögert.

Die geophysikalischen Arbeiten wurden im Zeitraum Jänner bis Juni 2021 ausschließlich und im Juli, November und Dezember teilweise, in Telearbeit durchgeführt. Wie schon 2020 musste die eingeschränkte Nutzung mancher Softwarepakete dabei leider in Kauf genommen werden. Trotz aller Widrigkeiten konnte im Projektjahr 2021 die geophysikalische 3D-Inversion des Messgebiets Kärnten/Gailtal fertig gestellt werden. Die ursprünglich für die geologische Interpretation dieses 3D-Modells vorgesehene Geologin, Tanja Knoll MSc., musste in der ersten Jahreshälfte 2021 ihre Arbeit am Messgebiet Kärnten/Gailtal einstellen und ihre Aufgaben an Gerald Schuberth-Hlavač MSc. übergeben. Vor der Übergabe fertigte T. Knoll MSc. eine überblicksmäßige Interpretation des 3D-Modells der magnetischen Suszeptibilität an. Basierend auf dieser Interpretation und auf den Erkenntnissen der Geländearbeiten gegen Ende 2021 führte Schuberth-Hlavač MSc. die Arbeiten weiter.

Die Arbeiten an der geologischen Interpretation der 3D-Modelle der Messgebiete Eisenerz und Kärnten/Gailtal konnten auf Grund der außergewöhnlichen Arbeitsbedingungen im Projektjahr 2021 nicht abgeschlossen werden. Bei beiden Messgebieten konnten jedoch deutliche Fortschritte in der geologischen Interpretation erzielt werden.

Die geologische Interpretation des Messgebiets Gmünd wurde weitestgehend fertig gestellt. Die Finalisierung soll in den ersten Monaten des Jahres 2022 erfolgen.

1. Messgebiet Eisenerz

In Ergänzung zu den Arbeiten der vorangegangenen Projektjahre, wurden Projektjahr 2021 weitere Geländearbeiten im Messgebiet Eisenerz durchgeführt.

1.1. Untersuchungsgebiet der Geländearbeiten 2021

Das Untersuchungsgebiet befindet sich südlich der Eisenerzer Ramsau und südwestlich von Eisenerz. Es erstreckt sich ca. vom Ochekogel im Nordwesten des Gebiets über den Ochsenboden, Plöschkogel, Blauer Herrgott fast bis zum Kragelschinken im Südosten. Im Wesentlichen betrifft es das Kartenblatt GK50 100 Hieflau (Kreuss, 2014) (Geofast-Karte). Kleine Randbereiche fallen auf die Kartenblätter GK 131 Kalwang (Metz, 1967) und GK50 132 Trofaiach (Moser, 2016) (Geofast-Karte). Zusammenhängend ist es auf geologischen Karte der Steiermark (Flügel und Neubauer, 1984a) erfasst.

Der lithologische Inhalt des untersuchten Gebiets besteht mehrheitlich aus einförmigen grauen bzw. schwarz- bis grünlichgrauen, tonigen oder siltigen bis feinsandigen, Tonschiefern und Metasiltsteinen. Diese zeigen eine feinschiefrige Textur, wirken teils phyllitisch und werden als Radschiefer (Flügel und Neubauer, 1984b; BRYDA u. a., 2013) zusammengefasst. Verschiedentlich lassen sich Metatuffite ausmachen und vereinzelt treten feine, kalkige Lagen auf. Im Nord(westen) an das Gebiet der Anomalie anschließend zeigen sich mächtige Kalke und im äußersten Südosten des Gebiets können wenige geringmächtige Einschaltungen von Grünschiefer in Wechsellagerung mit den Metasiltsteinen vorkommen.

1.2. Modellverifizierung – In situ Messungen der magnetischen Suszeptibilität

Die Geländeaufnahme erfolgte in der Zeit 24. bis 27. August 2021. Die Aufschlusspunkte sind in den Abbildungen 1 und 4 dargestellt sowie in Tabelle 1 (siehe Anhang) aufgelistet.

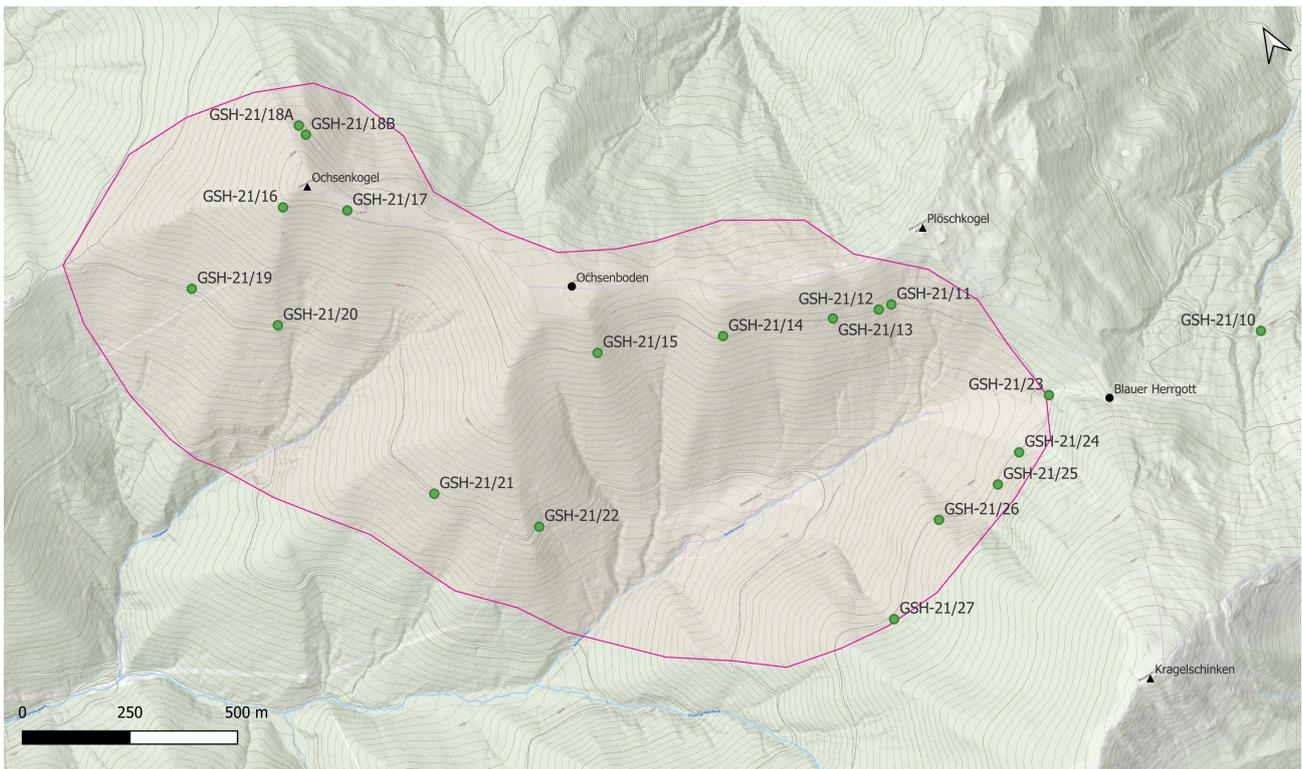


Abbildung 1: Aufschlusspunkte, skizziert ist auch der Bereiche der Anomalie. (Grundkarte: basemap.at)

1.2.1. Methodik

Pro Aufschluss wurden mindestens zehn Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit einem Kappameter (GF Instruments: Magnetic Susceptibility Meter SM-20) gemacht und die Unebenheit der Messstelle protokolliert. Neben den protokollierten Aufschlüssen wurden auch Einzelmessungen entlang des Wegs gemacht. Die gemessenen Werte wurden im Anschluss mit der Unebenheit und den im Manual angegebenen Korrekturfaktoren angepasst. Mit diesen Werten wurde weitergearbeitet.

1.2.2. Ergebnisse

Die gemessenen Werte der magnetischen Suszeptibilität liegen mehrheitlich zwischen Null und Eins. Es zeigt sich, dass es immer wieder kleine, räumlich scharf begrenzte geringmächtige (unter einem Meter, meist < 0,5 Meter) Bereiche gibt die auffallend hohe und stark variable Werte der magnetischen Suszeptibilität aufweisen. Diese Bereiche wirken systemlos und lassen sich bspw. nicht mit einer Lithologie korrelieren. Die häufig gemachten Einzelmessungen entlang des Weges an Lesesteinen belegen dieses Bild: Sie pendeln zwischen mehrheitlich einheitlich niedrig und wenigen plötzlich auftretenden hohen Werten mit einer großen Spannweite.

Auffallend ist die nordwestliche Seite des Ochsenkogels (Aufschluss GSH-21/18 A und B). Hier zeigen sich einerseits magnetische Suszeptibilitätswerte jenseits von 100 und andererseits sind dünn-mächtige (Millimeter bis Zentimeter) rötlich-braune Vererzungen zu beobachten.

An den Stellen mit erhöhten Werten der magnetischen Suszeptibilität lassen sich meist Millimeter große Körner von Magnetit erkennen und ein Magnet bleibt an diesen Stellen stark haften. Daneben können – unabhängig von den Werten der Suszeptibilität – teilweise Pyrit-Körner in den Gesteinen auftreten.

Die Rohdaten der Messungen der magnetischen Suszeptibilität und deren korrigierte Werte sind in Tabelle 3 (siehe Anhang) aufgelistet und in Abbildung 2 als Histogramm zusammenfassend dargestellt.

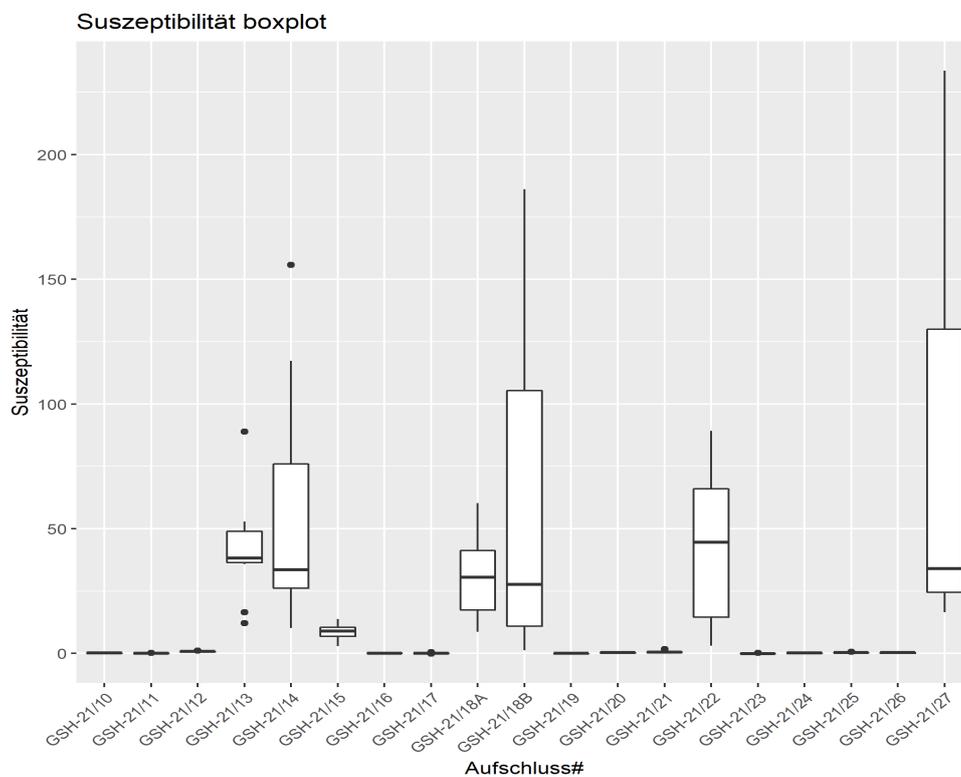


Abbildung 2: Histogramm der magnetischen Suszeptibilität. Die Messwerte liegen zwischen zwei Extrema: Entweder gering variabel zwischen Null und Eins oder hohe Werte mit einer großen Spannweite.

1.3. Röntgen-Pulverdiffraktometrie

Für eine detailliertere Untersuchung des Mineralbestands und vor allem der die auffallende magnetische Suszeptibilität verursachenden Minerale wurde an der Metasiltstein-Probe GSH-21/18B eine Röntgen-Pulverdiffraktometrie an der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt.

1.3.1. Methodik

Ein magnetischer Teil des Handstücks wurde mit einem Handmagneten zur weiteren Analyse ausgewählt. Die Probe wurde getrocknet und in einer Scheibenschwingmühle zu Analysenfeinheit vermahlen. Um die für die Auswertung der RDA-Diagramme notwendigen texturfreien Präparate zu erhalten, wurde das sog. „Back-loading“ Verfahren angewandt. Anschließend wurden die Probe einer röntgenographischen Phasenanalyse mit folgenden Messbedingungen unterzogen: Messbedingungen im Bereich von $3^{\circ} 2 \Theta$ bis $70^{\circ} 2 \Theta$; Röntgendiffraktometer PANalytical X'Pert Pro Powder; Goniometer PW3050/60 (Theta/Theta) ; Cu-K α -Keramikköhre; PIXcel-Detektor; Continuous scans, Schrittweite 0.013°; 40kV, 40mA; Messzeit 10 sec/Schritt.

Zur qualitativen Bestimmung der Mineralphasen wurden die Röntgenbeugungsreflexe mit der zugehörigen Auswertesoftware X'Pert Highscore von PanAlytical bearbeitet und identifiziert.

Angemerkt sei, dass mit der Vorselektion der magnetischen Partien diese Analyse nicht mehr zwingend repräsentativ für das Gesamtgestein ist. Doch so können die magnetischen Phasen gezielt bestimmt werden und dies war die Absicht.

1.3.2. Ergebnisse

Die Röntgen-Pulverdiffraktometrie ergab eine Vergesellschaftung von Albit, Chlorit, Magnetit, Muskovit und Rutil. In Abbildung 3 ist das Diffraktogramm dargestellt.

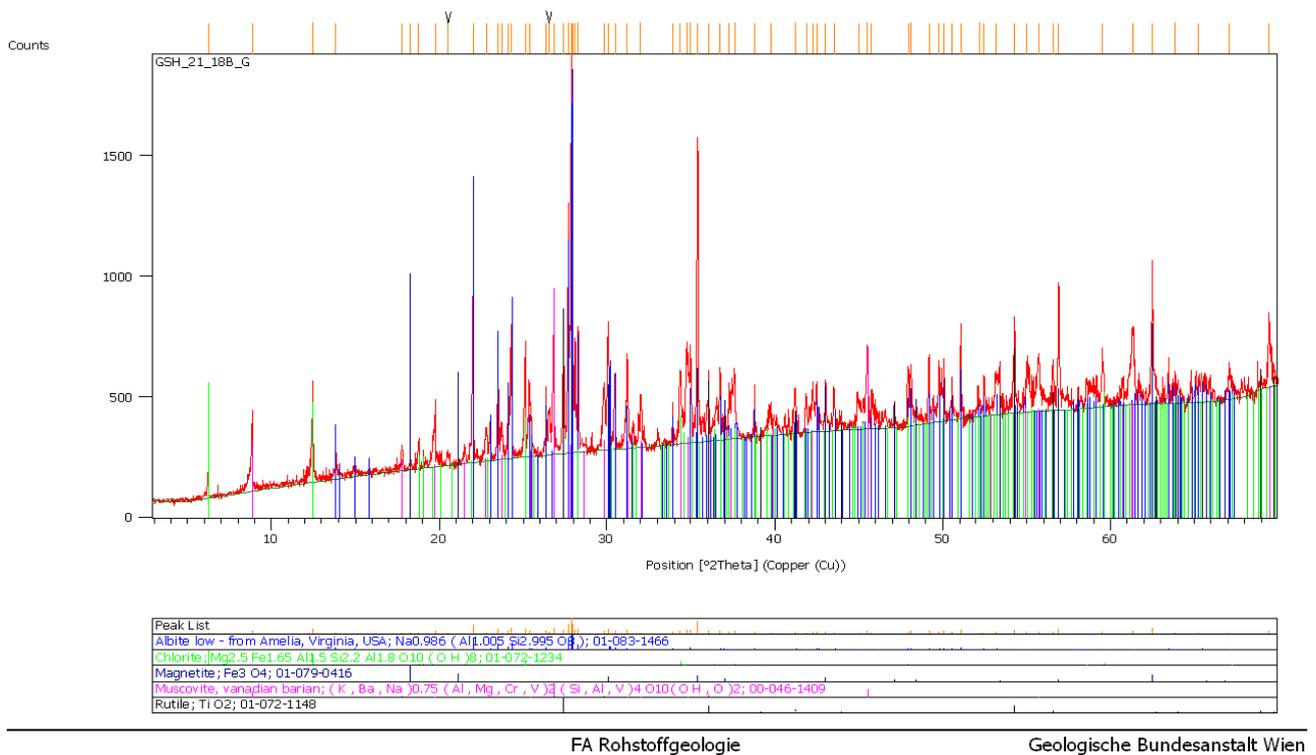


Abbildung 3: Diffraktogramm der Probe GSH-21/18B. Es zeigt sich Magnetit als magnetische Phase.

1.4. Interpretation

Durch die hier gewonnenen Daten wird angenommen, dass die magnetische Anomalie mehrheitlich durch das verteilte aber auch gehäufte Auftreten von Magnetit mit einer sehr hohen magnetischen Suszeptibilität (HUNT u.a., 1995) verursacht wird. Neben diesem kann auch das Auftreten von Pyrit und anderen eisenführenden Sulfiden zur Anomalie beitragen.

Ferner könnten noch folgende Überlegungen zur Erklärung der erhöhten Suszeptibilitätswerte herangezogen werden. Es könnte zur sekundären Bildung von Hämatit bzw. Maghemit aus Magnetit, durch Verwitterungsvorgänge mit langsamen Übergang in Limonit (OKRUSCH und MATTHES, 2014), gekommen sein. Diese Eisenminerale weisen ebenfalls (sehr) hohe Suszeptibilitätswerte auf. Durch das Vorhandensein von Rutil kann weiteres auch eine Bildung von Titanomagnetit bzw. Titanomaghemit in Betracht gezogen werden. Auch diese Phasen sind durch hohe Werte der magnetischen Suszeptibilität ausgezeichnet und fallen in das $FeO - TiO_2 - Fe_2O_3$ -Dreieck (O'REILLY, 1984). Die genannten Mineralphasen wurden bei den hier gemachten Untersuchungen nicht nachgewiesen können aber auch nicht ausgeschlossen werden.

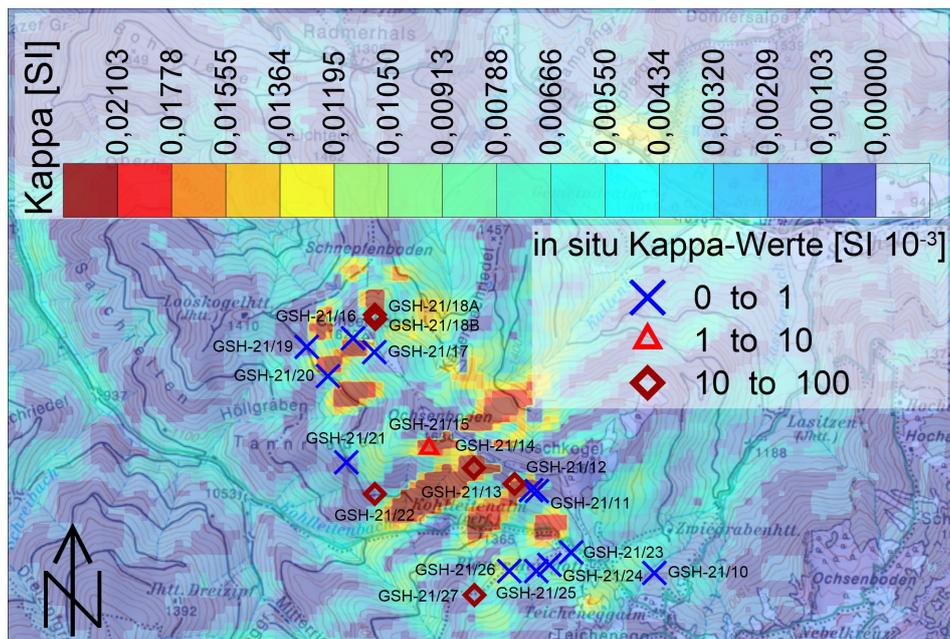


Abbildung 4: Verteilung der magnetischen Suszeptibilität an der Geländeoberkante. Eingezeichnet sind auch die Positionen der insitu Kappa-Messungen. Die ungefähren Kappa-Werte sind mit Hilfe von Symbolen dargestellt.

Bei einem Vergleich von insitu gemessenen Kappa-Werten und einem 3D-Modell dürfen die unterschiedlichen Maßstäbe nicht vergessen werden. Das 3D-Modell nahe der Oberfläche wurde mit Kuben mit 50 m Seitenlänge berechnet, während die insitu Messungen Punktmessungen mit einem Einflussbereich von wenigen Dezimeter darstellen.

Außerdem wurden bei der 3D-Modellierung alle Kuben, welche auch nur teilweise über die Geländeoberkante ragen, als inaktiv betrachtet und die magnetische Suszeptibilität entsprechend auf Null gesetzt. Die Topographie kann also nur sehr begrenzt berücksichtigt werden.

Trotz dieser Einschränkungen passt das errechnete geophysikalische Modell (siehe Abb. 4) gut zu den Geländebeobachtungen. Hervorzuheben ist das Gebiet um den Ochsenkogel wo Modell und Geländebeobachtung im speziellen korrelieren.

2. Messgebiet Gmünd

Die Magnetik des Messgebiets Gmünd wurde im Bericht im Jänner des Vorjahrs (AHL & SLAPANSKY, 2021) grundsätzlich vorgestellt. Es umfasst die im Sommer 2014 durchgeführte Befliegung des Gebiets Gmünd - Litschau - Heidenreichstein. Hier wird nun eine grundsätzliche regionalgeologische Darstellung des Südböhmischen Plutons im Untersuchungsgebiet vorgelegt.

2.1. Der Südböhmische Pluton (SBP) und seine regionalgeologische Stellung

Nach KLÖTZLI et al. (1999) beginnt die Entwicklung des Südböhmischen Plutons mit dem partiellen Aufschmelzen von überwiegend cadomischer Kruste um 360 bis 350 Ma (Unterkarbon) und der folgenden Bildung und Intrusion geochemisch diverser Granitoide (Rastenberger Granodiorit, Weinsberger Granit) zwischen 350 und 320 Ma. Innerhalb dieser Intrusionen finden sich kleine grabbroide bis dioritische Körper mit ausgeprägter Mantelkomponente. Es folgt die Intrusion von geringen Mengen an I-Typ-Graniten (Mauthausener Granit, Schremser Granit) und großen Mengen an S-Typ-Graniten (Eisgarner Granite) zwischen 330 und 300 Ma (mittleres Karbon). Das partielle Aufschmelzen der cadomischen Kruste und die gleichzeitige Bildung von Mantelschmelzen kann durch einen Krustenausdünnungsprozess erklärt werden. Die großen Volumina von S-Typ Graniten werden syn-kollisional als im Zuge der Kontinentalkollision von Gondwana (Moldanubikum) mit Laurussia (Moravikum, Brunovistulikum), bzw. im Zuge der variszischen Orogenese entstanden interpretiert (KLÖTZLI et al., 1999). Die jüngeren und mineralisierten Granite werden dem post-kollisionalen Stadium der Orogenese zugerechnet (KOLLER et al, 1993; KLÖTZLI et al., 1999).

Bei den meisten Magmatiten des SBP handelt es sich um allochthone Plutone, d. h., die Magmen sind nicht am Ort der Aufschmelzung erstarrt, sondern sind intrusiv in Nebengesteine eingedrungen. Die Tiefe des Eindringens der Magmen wird für den östlichen Teil des Plutons auf 7 - 9 km geschätzt (KLOMÍNSKÝ et al., 2010). Der Číměř Granit, der Eisgarner Granit s. s. und andere peralumische Granitoide sind eher als relativ dünne Platten ausgebildet und weisen gemäß der Gravimetrie Maximaltiefen von nur 3 km auf (BREITER, 2010).

Der SBP bildet das Zentrum einer regionalen Antiklinale und taucht im W und im E unter kristalline Schiefer ab.

Nach KOLLER (1994) kann der Südböhmische Pluton (SBP) in zwei Gruppen eingeteilt werden:

Gruppe älterer synorogener Granitoide (~350–335 Ma)

- 1) kleine Gabbros und Diorite, Quarzmonzonite
- 2) der grobkörnige Weinsberger Granit bis Granodiorit, inkl. Rastenberger Massiv

Gruppe jüngerer, hauptsächlich postorogener Granitoide (333–315 Ma)

- 1) mittel- bis feinkörnige Biotitgranite (Mauthausener und Schremser Granit,), die Gänge, Lagergänge und Stöcke innerhalb des Weinsberger Granits bilden
- 2) die Zweiglimmer- oder Muskowit-Granite des Eisgarner Granits s. l., inkl. verschiedene Subtypen (z. B. Eisgarner Granite s. s., Mrákotín, Číměř und Zvůle (Landštejn) Granite)
- 3) kleine Intrusionen von leicht mineralisierten Graniten (Nebelstein, Hirschenschlag - Koží hora, Homolka Granite u. A.)
- 4) späte Gänge, subvulkanische Granitgänge, Pegmatite und Aplite

Nach GERDES et al. (2003) treten im SBP vier unterschiedliche Magmentypen auf, die sich in Alter, Spurenelementen und radiogenen Isotopen unterscheiden:

Magma Typ 1: (335–325 Ma) wird durch Durbachite im Osten repräsentiert (Rastenberger Massiv).

Magma Typ 2: (315–330 Ma) besteht überwiegend aus Weinsberger Granit - Granodiorit

Magma Typ 3: besteht hauptsächlich aus Eisgarner Granit

Magma Type 4: (ca 300 Ma) wird von kleinen Körpern entlang größerer Störungszonen gebildet (z. B. die Pfahl Granitoide).

Nach BREITER et al. (1998) besteht das Innere im Ostteil des SBP aus Weinsberger Suite Eisgarner Suite s. l. und Freistadt - Mauthausen Suite. Die Eisgarner Suite s. l. setzt sich aus Číměř Granit Einheit, Eisgarn Granit Einheit s. s. und Homolka Granit Einheit zusammen.

Die beiden plutonischen Gesteinstypen des SBP sind nach KLOMÍNSKÝ et al. (2010) die oberkarbone bis unterpermische plutonische Gruppe und die unterkarbone (Viséische) plutonische Gruppe (KLOMÍNSKÝ et al., 2010):

oberkarbone bis unterpermische plutonische Suite

1. Eisgarn Granit s. l. ($\sim 5000 \text{ km}^2$), besteht aus einem großen Pluton und einer Serie isolierter Massive und Stöcke von \pm porphyritischem Muskowit-Biotit-Granit). Der wesentliche Teil des Granits wird durch verschiedene Gesteinstypen repräsentiert - durch Differentiationen und/oder separate Intrusionen.
2. Freistädter Granodiorit ($\sim 400 \text{ km}^2$), Biotit-Hornblende Granodiorit und Quarzdiorit in randlicher und in Kernfazies, bzw. feinkörniger Fazies. Der Karlstifter Granit ist eine mittelkörnige Varietät des Freistädter Granodiorits, der als separate Phase, als Resultat einer Mischung mit Mauthausener Granit, intrudiert ist.
3. Mauthausener Granit ($\sim 375 \text{ km}^2$), Biotitgranit. Der Mauthausener Granit umfasst verschiedene Körper (u. A. Schremser Granit) mit ähnlicher textueller Charakteristik, die verschiedene Intrusionsgeschichte haben können.
4. Landštejn Granit ($\sim 400 \text{ km}^2$), Äquivalent des Eisgarner Granites s. s., enthält eine Anzahl kleiner rundlicher Stöcke (3 - 10 km in Durchmesser) von grob- bis mittelkörnigen Zweiglimmergraniten.
5. Homolka Granit ($\sim 6 \text{ km}^2$), umfasst kleine Stöcke innerhalb von Eisgarner, Číměř und Landštejn Graniten (z. B. Šejby Gang Granit, Homolka Granit, Rubitzko Granit, Lagerberg Granit, Unterlembach Granit, Pyhrabruck-Nakolice Granit und Galthof Granit).
6. Gangschwärme, z. B. Šejby Gang Granit, Josefthal Granit (Litschauer Gangschwarm).

unterkarbone (Viséische) plutonische Suite

1. Weinsberger Granit-Granodiorit, porphyritischer Biotit-Granodiorit
2. Diorit I, Gebhartser Diorit, einige kleine ältere Körper ($\sim 1 - 4 \text{ km}^2$) von Quarzdiorit - Diorit - (Kleinzwettl) Gabbro, die innerhalb des Weinsberger Granit-Granodiorit in einer NE-SW gerichteten diskreten Zone auftreten.
3. Diorit II, jüngere Intrusionen innerhalb des Weinsberger Plutons).
4. Palit, Granitoid ($5 \times 45 \text{ km}$) im Westteil des SBP.
5. Paragranodiorit, magmatische Bildungen ($3.5 \times 43 \text{ km}$) im westlichen Teil des SBP (Schlieren Granite).

6. Flasergranit, Biotitgranit, magmatische Bildungen im westlichen Teil des SBP.

Gangschwärme bilden späte (Stephanium - Autunium) subvulkanische basisch-intermediäre bis saure, räumlich mit dem SBP verbundene Magmen, die auf in der Tiefe liegende Granitintrusionen hinweisen. Ein Cluster von mehr als 30 Gängen von Granitporphyren und Rhyolithen bildet eine N-S-streichende, etwa 20 km lange und 5 km breite Zone zwischen Lásenice und Litschau.

Alter und Isotopendaten (zusammengefasst nach KLOMÍNSKÝ et al., 2010):

Granitische Intrusionen erfolgten um 330–320 Ma kurz nach dem thermischen Höhepunkt der Regionalmetamorphose in heißes hochgradiges Nebengestein. U-Pb Daten zeigen, dass die Bildung des Südböhmische Pluton etwa 30 Ma (330–300 Ma) andauerte. Ererbte U-Pb Zirkonaltersspektren zeigen Peaks bei etwa 500–530, 560–580, 650–670 und 2000–2400 Ma.

Basische Intrusionen: Diorit von Gebharts 327.4 ± 0.8 Ma (U-Pb Zirkon).

Weinsberger Gruppe: Weinsberger Granit-Granodiorit 328 ± 6 Ma (U-Pb Zirkon), 323–328 Ma (Pb-Pb Monazit), 357 ± 9 – 321 ± 12 Ma (U-Pb Zirkon), 349 ± 4 Ma (Rb-Sr, Gesamtgestein) 314.4 ± 2 Ma (Ar-Ar Glimmer).

Mauthausener Gruppe: Freistädter Granodiorit 302 ± 2 Ma (Pb-Pb Monazit), 329 ± 7 Ma (Rb-Sr Muskowit), Mauthausener Granit: 300 Ma (U-Pb Monazit), 317.5 ± 1 Ma (U-Pb Monazit), 365 ± 8 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein), 324 ± 4 Ma (Rb-Sr Muskowit), Karlstift Granite 376 ± 9 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein)

Eisgarner Gruppe: Eisgarner Granit 316 ± 7 , 303 ± 6 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein), 328 Ma (Ar-Ar Muskowit), 327 ± 4 Ma (Pb-Pb Monazit), Eisgarn Granit (Typlokalität) 327–328 Ma (U-Pb Zirkon), Číměř Granit 330 ± 6.5 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein),

Homolka Gruppe: Nebelstein Granit 310 ± 1.9 , 310.9 ± 2.0 Ma (Rb-Sr Biotit), 307.8 ± 1.9 , 306.1 ± 1.7 Ma (Rb-Sr Muskowit), 312–308 Ma (Ar-Ar Muskowit), Homolka Granite 317 ± 2 , 315 ± 3 , Ma (Rb-Sr Muskowit), 320 ± 4 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein), Galthof Granit 317 ± 8 , 306 ± 7 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein),

Gangschwärme: Subvulkanische felsitische Gänge 295 ± 5 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein), Josefthal Granit 318 ± 3 Ma (Rb-Sr Gesamtgestein)

Altersmäßige (feldmäßige) Verhältnisse (von alt zu jung): Diorit von Gebharts → Weinsberger Granit-Granodiorit → Freistädter Granodiorit → Karlstift Granit - Reinpolzer

Granit → Mauthausener Granit → Eisgarner Granite s. I. → Eisgarner Granit s. s. → Homolka Granit → felsitische Gangschwärme.

Der Südböhmische Pluton (SBP) intrudierte in ein polymetamorphes Terrain der Moldanubikums, welches aus drei Einheiten (zwei davon tektonisch invertiert) besteht, von heute unten nach oben: die Ostrong Einheit, Drosendorf Einheit und Gföhl Einheit. Die Gföhler Decke enthält die höchstgradig metamorphen Gesteine, nämlich verschiedene Migmatite (hauptsächlich leukokrate migmatitische Gneise mit einigen felsitischen retrograden Granuliten). Die „Bunte Serie“ der Drosendorf Einheit ist durch granatführende Ortho- und Paragneise, Schiefer, Marmore und Amphibolite charakterisiert. Die Cordierit-Sillimanit-K-Feldspat-Biotit Gneise der „Monotonen Serie“ der Ostrong-Einheit liegen wahrscheinlich in parautochthoner Position vor.

Um etwa 270 Ma war die Temperatur der Moldanubischen Kruste auf etwa 200°C abgesunken (Zeitpunkt der Intrusionen der Granitgänge).

Der SBP besitzt eine zonierte Struktur, die durch Zweiglimmer- und Muskowitgranite (Eisgarner Granite) im Norden, und durch überwiegend Biotit-Granite und -Granodiorite (Weinsberger Granite-Granodiorite) im Süden charakterisiert ist. Die Zonierung zeigt die Platznahme des Batholith von Süden gegen Norden, sowie das Ansteigen in ein höheres Krustenniveau. Die jüngsten Anteile des SBP sind subvulkanische Intrusionen (Homolka Granit etc.) und die Josefthal-Granitgänge.

Mineralisation: Greisenbildung und K-Feldspatisierung in Eisgarner Graniten sind mit sub-ökonomischer Mo-, und Sn-W-Nb-Ta-Mineralisation verbunden, sowie mit U-Mineralisationen in Scherzonen (SCHATTAUER et al., 2019).

2.2. Geologie des Untersuchungsgebiets

Die geologische Situation zeigt das südliche Ende des Eisgarner Plutons s. I. bei Gmünd. Die Gesteine des Eisgarner Plutons sind in rötlichen Farbtönen gehalten. Südöstlich an den Eisgarner Pluton schließt eine Schuppenzone an, die von Weinsberger Granit dominiert wird (violette Farbtöne). Diese Schuppenzone bildet die nordöstlichste Fortsetzung des Weinsberger Granits. Sie trennt die Eisgarner Intrusion s. I. von den Paragneisen der Ostrong Einheit und dem Rastenberger Granodiorit mit seinen Randgesteinen. Im Bereich von Gmünd ist die Schuppenzone etwa 12 km breit, und sie endet etwa 20 km weiter gegen NE kurz vor Kautzen mit einer Breite von 1,5 bis 3 km (bereits außerhalb der Abbildung 5).

Die Schuppenzone umfasst einen südlichen und einen nördlichen größeren Körper von Weinsberger Granit. Zwischen Gmünd und Schrems kommen dazu noch Schollen von Eisgarner Granit i. A., Cordieritgneise und eine Scholle von vorvariszischem Muskowit-Granitgneis. Danach sind größere Einschaltungen von Schremser Granit und Wolfsegger Granit mit immer wieder auftretenden Schollen von Diorit von Gebharts, sowie auch Schollen von Cordieritgneis anzutreffen. Nach diesen Einschaltungen folgt etwa NE Seyfrieds - Pfaffenschlag die nördliche Schuppe von Weinsberger Granit. Zusammen mit dieser treten Einschaltungen von Schremser Granit, Eisgarner Granit i. A., Cordieritgneis und Diorit von Gebharts auf. Diese Schuppenzone steht möglicherweise bei Kautzen mit dem Vitis-Přibyslav-Störungssystem in Verbindung.

Die Eisgarner Intrusion s. l. macht den Großteil des Untersuchungsgebiets aus. Sie besitzt eine konzentrische Struktur mit außen Číměř Granit, dann folgt die Intrusion des Eisgarner Granits s. s. mit einer grobkörnigen Randfazies, die lithologisch weitgehend dem Landštejn Granit gleicht, und einer mittelkörnigen Kernfazies. Diese Gesteine wurden auch von GNOJEK & PŘICHYSTAL (1997) als Landštejn Granit kartiert, von BREITER & KOLLER (1999) jedoch als Eisgarner Granit in zwei Fazies ausgeschieden, was hier übernommen wird. Diese Unterscheidung stützt sich vor allem auf gammastrahlenspektrometrische Untersuchungen (GNOJEK et al., 1996; BREITER et al., 1998). In der Geologischen Karte von Niederösterreich 1 : 200.000 (SCHNABEL et al., 2002) sind diese Gesteine als mittel- bis grobkörniger Eisgarner Granit ausgeschieden.

Zwischen dem Číměř Granit und der Randfazies des Eisgarner Granits s. s., sowie zwischen der Randfazies und der Kernfazies treten lokal bis zu 8 km lange und 2,5 km breite, zumeist aber deutlich kleinere Einschaltungen von feinkörnigem Eisgarner Granit auf.

Innerhalb der Kernfazies des Eisgarner Granits s. s. treten an mehreren Stellen kleinere Aufschlüsse (der größte ist < 2 km) von Galthofer Granit auf. Dabei handelt es sich um Muskowitgranite vom Typ des Homolka Granits (BREITER & SCHARBERT, 1995).

Als jüngste, subvulkanische Intrusionen finden sich Granitgänge vom Typ Josefthal (auch als Rubitzko Granit bezeichnet), feinkörnige Alkalifeldspat-Leukogranite, die den Litschauer Gangschwarm bilden. Ganggesteine sind in jüngster Zeit auch im SE bis E des Untersuchungsgebiets ins Blickfeld gerückt (GÖD et al., 2017, THALHOFER, 2017).

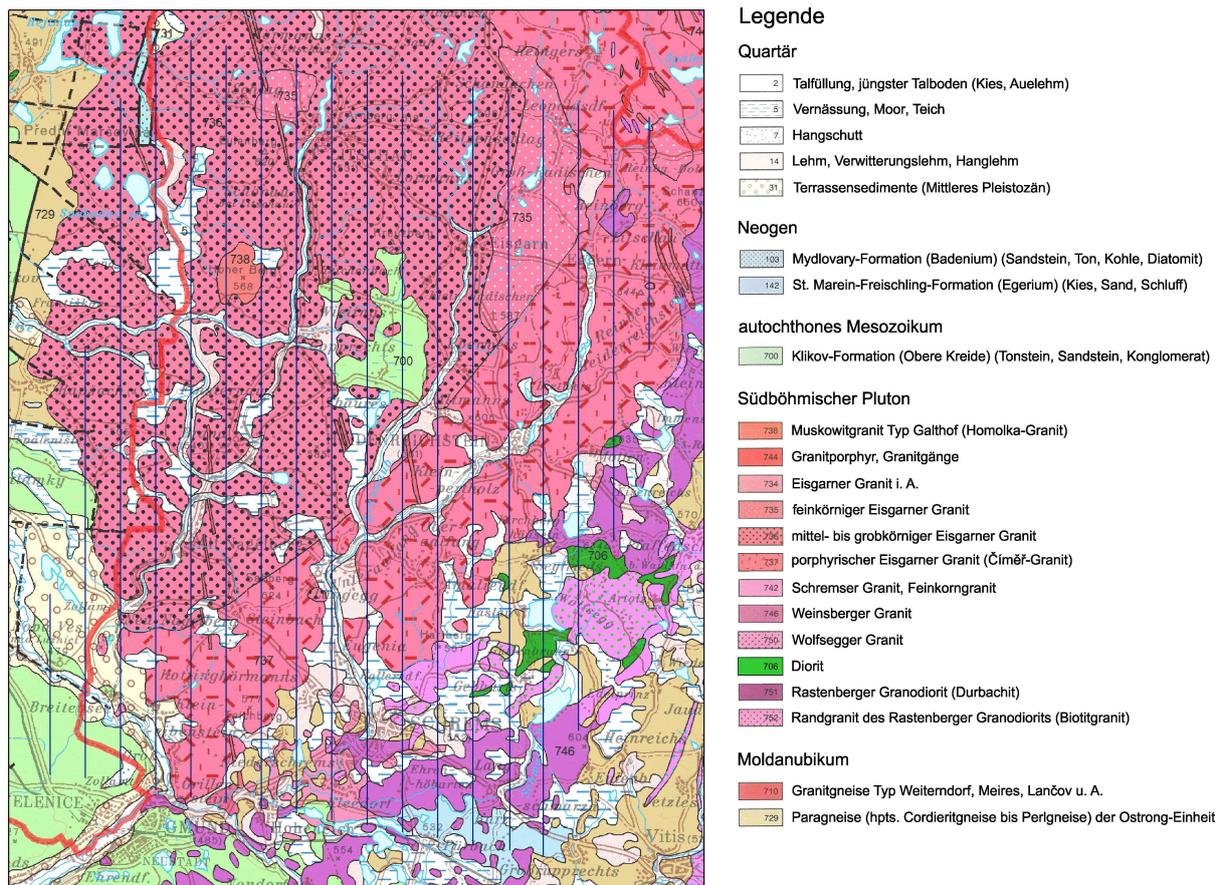


Abbildung 5: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Niederösterreich 1 : 200.000 (SCHNABEL et al., 2002), zusätzlich eingetragen sind die Profillinien der Profile 648 bis 665. Der Abstand zwischen den Profilen ist 1 km.

Gegen Westen taucht der Eisgarner Granit unter Paragneise der Ostrong-Einheit ab. Im SW schließt das Becken von Třeboň (Wittingau) mit den oberkretazischen Ablagerungen der Klikov-Formation (Tonsteine, Sandsteine, Konglomerate) direkt an den Eisgarner Granit s. s. an. Erosionsreste der Klikov-Formation finden sich auch noch inmitten des Untersuchungsgebiets bei Wielings - Altmanns - Thaures und bei Reichenbach.

Am Südostrand des Untersuchungsgebiets überlagern Erosionsreste der Mydlovary-Formation den Weinsberger Granit.

2.3. Geomagnetische Anomalien

Eine Karte der geomagnetischen Anomalie wurde bereits in Bericht des Vorjahres (AHL & SLAPANSKY, 2021) dargestellt. Hier wird nun eine überblicksmäßige Beschreibung der

Anomalie geliefert, die überwiegend im Rahmen von ÜLG-28 erarbeitet wurde (HEINZ, 1992; HEINZ, 1994; BELOCKY et al., 1995; BELOCKY et al., 1996; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997).

Die Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT weist ein monotones Feld im W und NW, sowie ein variables Feld im SE der magnetischen Anomalie von Reingers auf.

Das ruhige monotone Feld mit negativen Anomalien von -10 bis -50 nT liegt in dem Bereich, der fast zur Gänze aus Eisgarnier Granit aufgebaut wird. Dieses Feld zeigt, dass hier keine wesentlichen magnetischen Störkörper innerhalb oder unterhalb des Plutons auftreten.

Im SE Teil des Messgebiets ist das Muster der Magnetik wesentlich unruhiger. Die Grenze verläuft etwa von Gmünd - Langegg - Heidenreichstein - Dietweis - östliche Umgebung von Eggern.

Einzelne kurzweilige Anomalien mit Amplituden bis zu 40 nT N von Rohrbach und ESE Eggern sind mit Schwärmen magnetischer Ganggesteine verbunden. Ähnliche kleine Anomalien nahe der Dörfer Seyfrieds, Artolz, Haslau und Gebhards stehen z. T. in Zusammenhang mit kleinen Diorit- und Gabbro-Diorit-Körpern, z. T. mit isolierten Resten von Metamorphiten.

Das positive magnetische Feld am SE Rand des Untersuchungsgebiets weist auf die Nähe der Umhüllung, bzw. Nebengesteine des Plutons hin. Mehrere kleine Anomalien sind auf diese moldanubischen Paragneisserien zu beziehen. Die auffälligste SSE von Rohrbach (außerhalb des Untersuchungsgebiets) weist eine Amplitude von 200 nT auf. Sie wird durch Amphibolite und Amphibolitgneise mit Suszeptibilitäten von $0,7 \times 10^{-3}$ SI erzeugt. Ähnliche Anomalien mit geringeren Amplituden finden sich nahe Heinreichs, WSW von Schrems und am NW Rand des Untersuchungsgebiets NW des Dorfes Staňkov (auf tschechischem Territorium, außerhalb des Messgebiets).

Die annähernd kreisförmige Anomalie von Reingers umfasst einen beträchtlichen Anteil im NE des Untersuchungsgebiets. Sie besitzt Minima im S und W mit -30 und -40 nT. Das nördliche Minimum (auf tschechischem Territorium, außerhalb des Messgebiets) erreicht -70 nT. Die Anomalie besitzt einen Durchmesser von 15 km. Die östliche Begrenzung der Anomalie ist nur schlecht definierbar, da sie durch zahlreiche lokale Anomalien sowohl in den Metamorphiten der Ostrong-Einheit, sowie aufgrund magnetischer Ganggesteine überlagert ist. Tektonische Faktoren durch das hier durchziehende Vitis-Přibyslav-Störungssystem könnten ebenfalls eine Rolle spielen.

Der Störkörper wurde als gewölbeartige Dom-Struktur heller saurer Granite modelliert. Die Annahme eines sauren Granites wurde aufgrund der detaillierten Schwerekarte getroffen, die hier keinerlei Hinweis auf schwere basische Gesteine liefert (GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Die Suszeptibilitätsmessungen von Hirschenschlag streuen über einen großen Bereich von

0,5 bis 50×10^{-3} SI. Der berechnete Störkörper misst in N-S Richtung 14 km, in E-W Richtung 13 km. Seine maximale Dicke erreicht im Zentrum des Körpers 1,5 km. Das Dach des Störkörpers wird in einer Tiefe von 300 bis 500 m unter der Geländeoberfläche angenommen, und sinkt im S auf eine Tiefe von 1,6 km, im N auf eine Tiefe von 3 km ab. Die oberflächennächsten Anteile des Störkörpers liegen ziemlich genau unter dem Kozí hora.

Kleinere magnetische Anomalien im Randbereich der großen Anomalie von Reingers zwischen Reinberg-Dobersberg und Engelbrechts und in der Umgebung von Groß-Taxen lassen magnetische Ganggesteine im Untergrund vermuten.

2.4. Magnetische Suszeptibilitäten (κ)

Die insitu Messungen der magnetischen Suszeptibilität (κ) wurden überwiegend im Rahmen von ÜLG-28 durchgeführt (HEINZ, 1992; HEINZ, 1994; BELOCKY et al., 1995; BELOCKY et al., 1996; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997).

Der überwiegende Teil des Eisgarner Granits zeigt monotone magnetische Suszeptibilität. Die niedrigsten Werte von etwa $0,05 \times 10^{-3}$ SI finden sich am W und SW Rand des Plutons um die Ortschaften Neunagelberg, Altnagelberg, Steinbach und E des Dorfes Rapšach (in Tschechien). Im Großteil des Eisgarner Granits treten Werte von $0,06$ bis $0,08 \times 10^{-3}$ SI auf.

Drei Lokalitäten mit höheren Werten finden sich N und NNE der Stadt Litschau (knapp außerhalb des Untersuchungsgebiets), zwischen Haugschlag und dem Zollamt Grametten, sowie E des Homolka, wo Suszeptibilitäten zwischen $0,12$ und $0,15 \times 10^{-3}$ SI auftreten.

Im südlichen und südöstlichen Abschnitt des Messgebiets liegt ein völlig anderes Muster variabler Suszeptibilitäten vor, die durchwegs höher als $0,1 \times 10^{-3}$ SI sind. Die Grenze der beiden Bereiche folgt etwa der Linie Köttingshörmanns - Amaliendorf - E Eggern.

SW von Kautzen nahe der Ortschaft Weissenbach findet sich ein Körper von Weinsberger Granit mit Suszeptibilitäten von $0,12$ bis $0,25 \times 10^{-3}$ SI. Um die Ortschaften Seyfrieds (SE), Haslau und Artolz korrelieren Suszeptibilitäten von $> 0,2 \times 10^{-3}$ SI mit dem dort aufgeschlossenen Wolfsegger Granit. Suszeptibilitäten mit bis zu $0,3 \times 10^{-3}$ SI in der Umgebung von Gebhards und Seyfrieds stehen in Zusammenhang mit dort auftretenden Dioriten.

Intermediäre bis basische Ganggesteine mit Suszeptibilitäten von $0,5$ bis 3×10^{-3} SI bilden markante Anomalien, vielfach am äußeren Rand der magnetischen Struktur von Reingers angeordnet, und zwar W von Groß-Radischn, zwischen Eggern und Reinberg-Dobersberg,

SW von Weissenbach und vor allem N von Brunn, wo mehrere Gangschwärme mit Suszeptibilitäten von 6 bis zu 17×10^{-3} SI auftreten.

Die stärksten Suszeptibilitäten finden sich E und SE des Dorfes Hirschenschlag (in der NE Ecke knapp außerhalb des Untersuchungsgebiets), in Richtung der Mineralisation vom Kozí hora (in Tschechien) mit Werten von 1 bis 10×10^{-3} SI, mit einem Maximalwert von 50×10^{-3} SI. Diese Werte sind auf sekundäre Alterationsprozesse (Greisenbildungen) mit Anreicherung von Magnetit zurückzuführen.

In den Nebengesteinen der Plutonite liegen die Suszeptibilitäten im Mittel zwischen 0,15 bis $0,7 \times 10^{-3}$ SI.

2.5. Beschreibung der Profile 650, 656 und 661

Im Folgenden werden die Profile 650, 656 und 661 (Abb. 8 bis 10), die bereits in Vorjahresbericht dargestellt wurden, im Detail beschrieben. Die Geologie ist mit einer Mächtigkeit von etwa 1000 m (ca. 500 m bis -500 m) angegeben. Die Legende findet sich in Abb. 7. Für die Geophysik ist die modellierte magnetische Suszeptibilität (κ) dargestellt, wobei zusätzliche 500 m bis zu einer Tiefe von -1000 m vorgesehen sind, um den weiteren Verlauf von κ erfassen zu können.

Die gesamten Profile verlaufen alle etwa in N-S Richtung entlang der Gitternetzlinien des österreichischen Bundesmeldenetzes BMN M34, vom Rechtswert 648000 im Abstand von jeweils 1 km bis zum Rechtswert 665000, die Hochwerte liegen zwischen 403150 im S und 426650 im N (siehe Abb. 6).

In Zuge der Beschreibung der Topographie der Profillinien wird auch auf die land- und forstwirtschaftliche Nutzung eingegangen, um eine ungefähre Vorstellung der Aufschlussverhältnisse zu ermöglichen, da die Gestaltung der Landschaft wesentlich durch den Untergrund geprägt ist (Granit oder Gneis, Grad der Verwitterung, Überlagerung durch kretazische, neogene oder rezente Sedimente, Bodenbildung etc.). Beim Übergang vom Gneis in den Granit tritt eine auffällige Änderung des Landschaftsbildes ein (WALDMANN et al., 1958). Im Gneis findet sich ein mildes, weitgespanntes, meist blockfreies Gelände mit spärlich felsigen Inselbergen. Im Grenzbereiche tritt oft eine deutliche Geländestufe auf. Im Granit hingegen liegt eine sehr unruhige Oberfläche vor, oft nach dem Kluftnetz stark zerfurcht, mit Felskuppen, Blockfeldern, in den Hängen in mächtigen Grus eingebackenen Einzelblöcke (WALDMANN et al., 1958). Der bewaldete Anteil des Gebiets bietet zumeist

Eisgarner Granit i. A. (734 auf der NÖ Karte) und der Číměř Granit (737 auf der NÖ Karte) verstanden (KLOMÍNSKÝ et al., 2010).

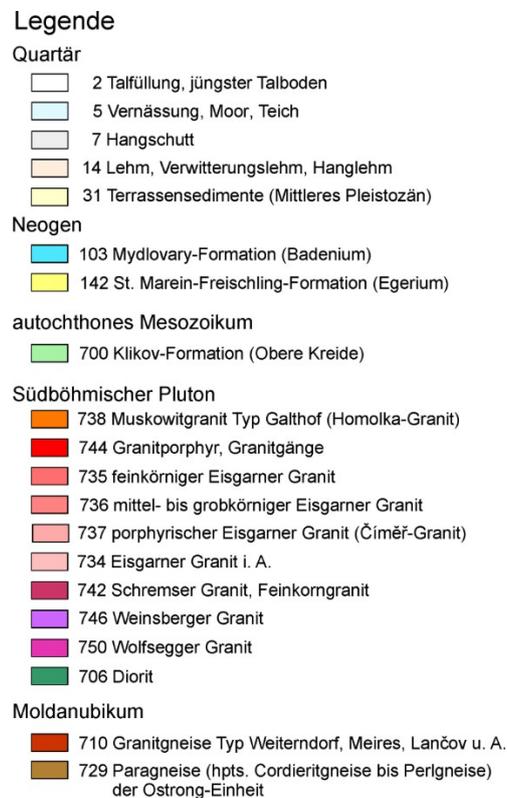


Abbildung 7 : Legende der Geologie für die Profile (Abb. 8 bis 10)

2.5.1. Profil 650 (S-N-Profil bei Rechtswert 650000, siehe Abb. 6)

Das 19,75 km lange Profil beginnt im S W Gmünd auf tschechischem Gebiet, quert die Lainsitz bei Breitensee, verläuft ab Neu-Nagelberg (Zollstation, E49) wieder auf tschechischem Territorium im Waldgebiet bis zum Bach Vodoteč.

Die südlichsten 1,5 km des Profils werden durch Klíkov-Formation (Oberkreide) und Hangschutt aufgebaut. Im Stadtgebiet von Gmünd, etwa 1 km weiter SE, ist die Klíkov-Formation etwa 50 m mächtig (WALDMANN et al., 1958). Nach den Alluvionen der Lainsitz folgen etwa 2 km quartärer Ablagerungen. Etwa in diesem Bereich wird von zahlreichen Sandgruben von einigen Metern Tiefe berichtet (WALDMANN et al., 1958). Danach steht Eisgarner Granit i. A. an, dann folgt Číměř Granit. Etwa bei Alt-Nagelberg tritt das Profil in den Eisgarner Granit s. s. ein (etwa 5,5 km in Randfazies, dann 6,5 km in Kernfazies, N davon

wieder Eisgarner Granit in Randfazies). Im Eisgarner Granit der Kernfazies treten lokal Diorite und Granodiorite auf (BELOCKY et al., 1996).

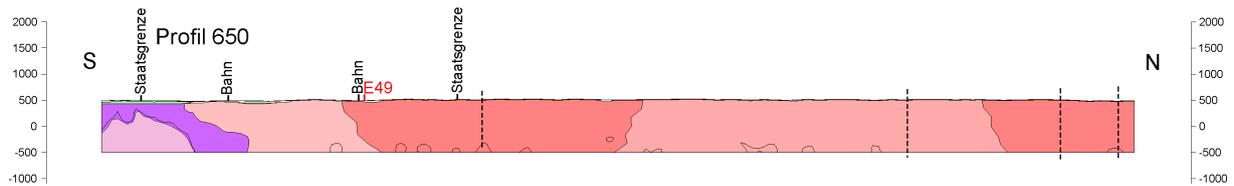


Abbildung 8a: Profil 650, Geologie, bis etwa -500 m Tiefe

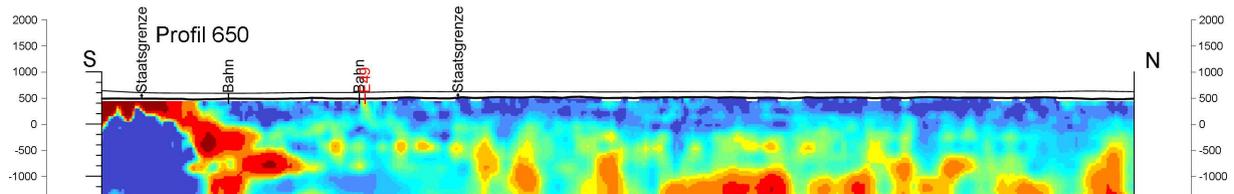


Abbildung 8b: Profil 650, magnetische Suszeptibilität, bis etwa -1400 m Tiefe

Die magnetische Suszeptibilität (κ) an der Oberfläche weisen in den südlichsten 1,4 km dieses Profils sehr hohe Werte auf. Es handelt sich dabei um die Fortsetzung der Struktur von Profil 649, mit hohen Kappawerten in den obersten paar hundert Metern (Weinsberger oder Karlstifter Granit), und darunter einem Bereich mit sehr niedrigem κ , der wohl einer etwa 1,5 km mächtigen Alterationszone entspricht. Die Zone mit höheren Werten taucht mittelsteil gegen N ab und endet etwa bei km 4 des Profils. Weiter gegen N ist die magnetische Suszeptibilität (κ) recht einförmig oben gering und geht bei etwa 1000 m Tiefe (-500 m) in mittlere Werte über. Es finden sich dabei keine Unterschiede im κ zwischen verschiedenen Gesteinstypen.

Nördlich von České Velenice (Gmünd-Bahnhof) findet sich ein relativ neues Industriegebiet, das neben den oben erwähnten natürlichen Gegebenheiten ebenfalls zu erhöhten Werten der magnetischen Suszeptibilität an der Oberfläche beiträgt. Die Situation ist in den Abbildungen 11 und 12 im Detail dargestellt. Auffällig ist die Überschneidung von natürlichen und anthropogenen Strukturen im selben Bereich, die ohne 3D-Modellierung wahrscheinlich leicht übersehen worden wäre.

2.5.2. Profil 656 (S-N-Profil bei Rechtswert 656000, siehe Abb. 6)

Das 21,75 km lange Profil beginnt E des Mitterteichs, geht durch Kleedorf, quert die E49 westlich Schrems, verläuft E Kollersdorf, entlang der Bachwiesen am Braunaubach, E

Langegg, durch Kiensaß, vorbei am Jagdhaus Kas im Loab, durch den Janstingwald, durch Thaures, E Gopprechts und Reichenbach, quert das Stadtzentrum von Litschau und endet in Hörmanns bei Litschau. Das Profil quert mehr landwirtschaftliche Flächen als Wälder.

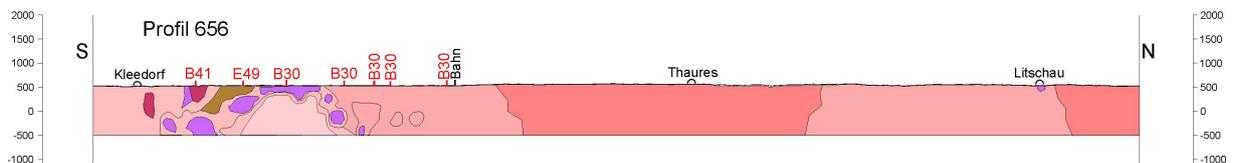


Abbildung 9a: Profil 656, Geologie, bis etwa -500 m Tiefe

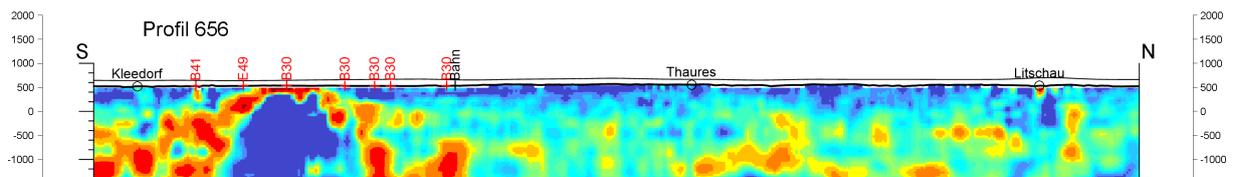


Abbildung 9b: Profil 656, magnetische Suszeptibilität, bis etwa -1400 m Tiefe

Die südlichsten 2,5 km des Profils bestehen aus Eisgarner Granit i. A., in welchen einzelne Schollen von Schremser Granit eingedrungen sind. Ein sich gegen Osten verbreiternder Körper von Weinsberger Granit keilt hier aus. Es folgt ein Cordieritgneiskörper, dann wieder Eisgarner Granit i. A. Der Eisgarner Granit tritt in mächtigen ausgedehnten Gangmassen in den Cordieritgneisen und in den in diesen steckenden Weinsberger und Schremser Graniten auf und zersplittert diese. Paragneise lösen sich in große Brekzien auf. Das Gebiet W von Schrems und entlang des Braunaubaches bis etwa Langegg ist durch quartäre Ablagerungen bedeckt. Die Grenze zwischen der Schollenzone und dem Číměř Granit ist etwa in Höhe von Kottlinghormanns - Kollersdorf zu vermuten. Der Číměř Granit ist tief vergrust. Nach etwa 4 km Číměř Granit folgt der Eisgarner Pluton s. s. mit 6,8 km Randfazies, 4,8 km Kernfazies und dann wieder Randfazies. In diesem Profil tritt an der N-Grenze der Kernfazies zur Randfazies kein feinkörniger Granit mehr auf.

Mächtiger quartäre Ablagerungen verdecken in diesem Profil das Grundgebirge auch im Bereich von Thaures über Gopprechts bis Reichenbach.

Am S-Ende des Profils beginnt die Zone mit höherer magnetischer Suszeptibilität in etwa 800 m Tiefe, steigt gegen N an und erreicht zwischen 3,5 und 4,5 km des Profils die Oberfläche. Allerdings ist in diesem Bereich der Untergrund durch quartäre Ablagerungen (Lehm, Moore) bedeckt. Unter dieser hier z. T. nur 200 m mächtigen Schicht mit hohem κ liegt ein Bereich mit sehr niedrigem κ , der mehr als 1500 m mächtig ist. Wahrscheinlich handelt es sich um Alterationszonen in Eisgarner Granit. Auch in diesem Profil ist im restlichen Gebiet die

Suszeptibilität ähnlich wie in den bisherigen Profilen: bis etwa 500 m Tiefe geringes κ , darunter mittlere Werte.

Nördlich von Schrems, bei Kottlinghörmanns, Kollersdorf und Eugenia finden sich hier relativ neue Industriegebiete, die zusätzlich zu den natürlichen Gegebenheiten zu erhöhten Werten von κ beitragen. Auch in diesem Bereich ist, wie im Gebiet von N České Velenice (Profil 650), das Auftreten von natürlichen und von anthropogenen erhöhten κ -Werten auffällig. Die Situation ist in den Abbildungen 11 und 12 näher dargestellt.

2.5.3. Profil 661 (S-N-Profil bei Rechtswert 661000, siehe Abb. 6)

Dieses Profil ist 21,7 km lang. Es beginnt im Großen Kobelwald östlich der Kapelle St. Johann im Walde, quert die E49 bei Kurzschwarza, geht durch Langschwarza, weiter westlich westlich an Gebharts, Haslau und Seyfrieds vorbei, verläuft durch das Stadtzentrum von Heidenreichstein, über Edelau, den Räuberswald und Bocksbüchel, am westlichen Ortsrand von Groß-Radischen, bis es an der B5 zwischen Waldhirschen und Saghäuser endet. Die Landschaft entlang des Profils ist sehr wechselhaft, wobei die landwirtschaftlichen Flächen überwiegen.

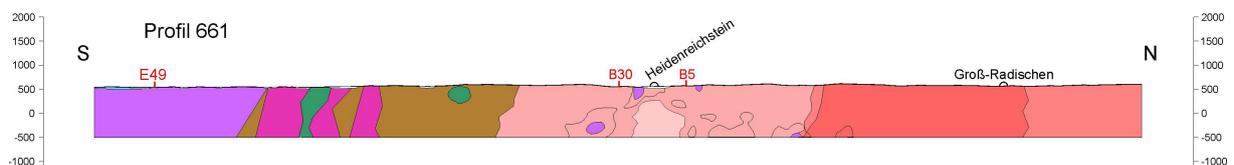


Abbildung 10a: Profil 661, Geologie, bis etwa -500 m Tiefe

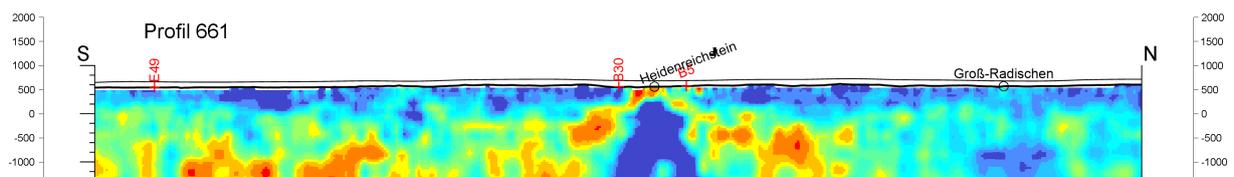


Abbildung 10b: Profil 661, magnetische Suszeptibilität, bis etwa -1400 m Tiefe

Am S Rand des Profils tritt hier die Schollen- und Schuppenzone zwischen den Intrusionen des Weinsberger Granits im S und des Eisgarner Granits s. I. im N in Erscheinung. Diese Zone baut sich aus Schollen dieser beiden Granittypen auf, sowie aus Resten des Alten Dachs in Form von Paragneisen (hpts. Cordieritgneise) der Ostrong-Einheit und Muskowit-Granitgneisen (Granitgneise von Weitendorf, Meires und Lancov, nach SCHNABEL et al., 2002) der Drosendorf-Einheit. Diese Muskowit-Granitgneise sind wahrscheinlich proterozoischen

Alters (KLÖTZLI et al., 1999). Weiters finden sich kleinere variszische Intrusionen älteren (Diorit von Gebharts, Wolfsegger Biotit-Granitgneis) und jüngeren (Feinkorngranit, Schremser Granit) Alters.

Am Beginn des Profils findet sich hier Weinsberger Granit mit Erosionsresten von Mydlovary-Formation, danach folgen Schollen von Wolfsegger Granit, Cordieritgneis und Diorit (Gebharts, Amaliendorf). Hier beginnen die mächtigen verzweigten Lagermassen des Hornblende-Biotit-Diorits von Gebharts. Es finden sich verbreitet lagerförmige Gänge von Weinsberger Granit in Cordieritgneis und in Diorit. Die Grenze zum Číměř Granit liegt westlich Seyfrieds. Dieser ist stark vergrust und blockig, es treten z. T. auch einige mächtige Sande auf. Die Grenze zur Eisgarner Intrusion s. s. liegt am Räubersgraben. Hier beginnt ein großer, etwa 8 km langer und bis zu 2 km breiter Körper von feinkörnigem Eisgarner Granit, der auch hier die Grenze zwischen Eisgarner Granit s. s. und umgebenden Číměř Granit markiert. Die letzten 2 km des Profils verlaufen innerhalb der Eisgarner Granit-Randfazies, die hier gegen Osten endet.

Die κ -Werte zeigen das übliche Gefüge mit niedrigen Werten bis etwa 500 m Tiefe und darunter mit mittleren Werten. Eine lithologische Einstufung ist kaum möglich. Direkt unter Heidenreichstein tritt jedoch eine lokale Kuppelstruktur auf, die Gesteine mit mittlerem κ bis an die Oberfläche bringt. In der Karte (Abb. 6) macht sich das allerdings nicht deutlich bemerkbar. Unter dieser nur einige 100 m mächtigen Zone liegt ein Bereich mit sehr niedrigem κ , der sich in etwa 1500 m Tiefe auf bis zu 2 km ausdehnt. Es handelt sich wahrscheinlich um Alterationszonen im Číměř Granit.

2.6. Anthropogene Maxima der magnetischen Suszeptibilität

Die beiden größten Maxima der magnetischen Suszeptibilität von Abbildung 6 werden durch Industriegebiete verursacht. Sie sind in Abb. 11 (České Velenice) und Abb. 12 (N Schrems [Kottinghörmanns - Kollersdorf – Eugenia]) dargestellt.

In den Subabbildungen a) ist eine Luftaufnahme der Objekte zu sehen (Basemap, World_Imagery aus ArcMap 10.8.1), die Subabbildung b) zeigt die magnetische Totalintensität ΔT desselben Bildausschnitts, in der statistischen Darstellung Quantile, die Subabbildungen c) und d) zeigen die aus den Magnetikmessungen der Hubschrauber-geophysik errechnete magnetische Suszeptibilität der Oberfläche, statistisch als Stretched bzw. als Equal Intervals dargestellt. Wenn für die Berechnung des Farbbalkens anstelle von "Stretched" die "Quantile" genommen worden wäre, wäre das Ergebnis fast dasselbe gewesen. Die Darstellung mit "Equal Intervals" zeigt die Lage der höchsten Werte

sehr genau an, sie wäre aber z. B. für eine Darstellung des gesamten Messgebiets kaum geeignet, da nur sehr wenige winzige helle Punkte in einer sonst fast einheitlich dunkelblauen Fläche zu sehen wären.

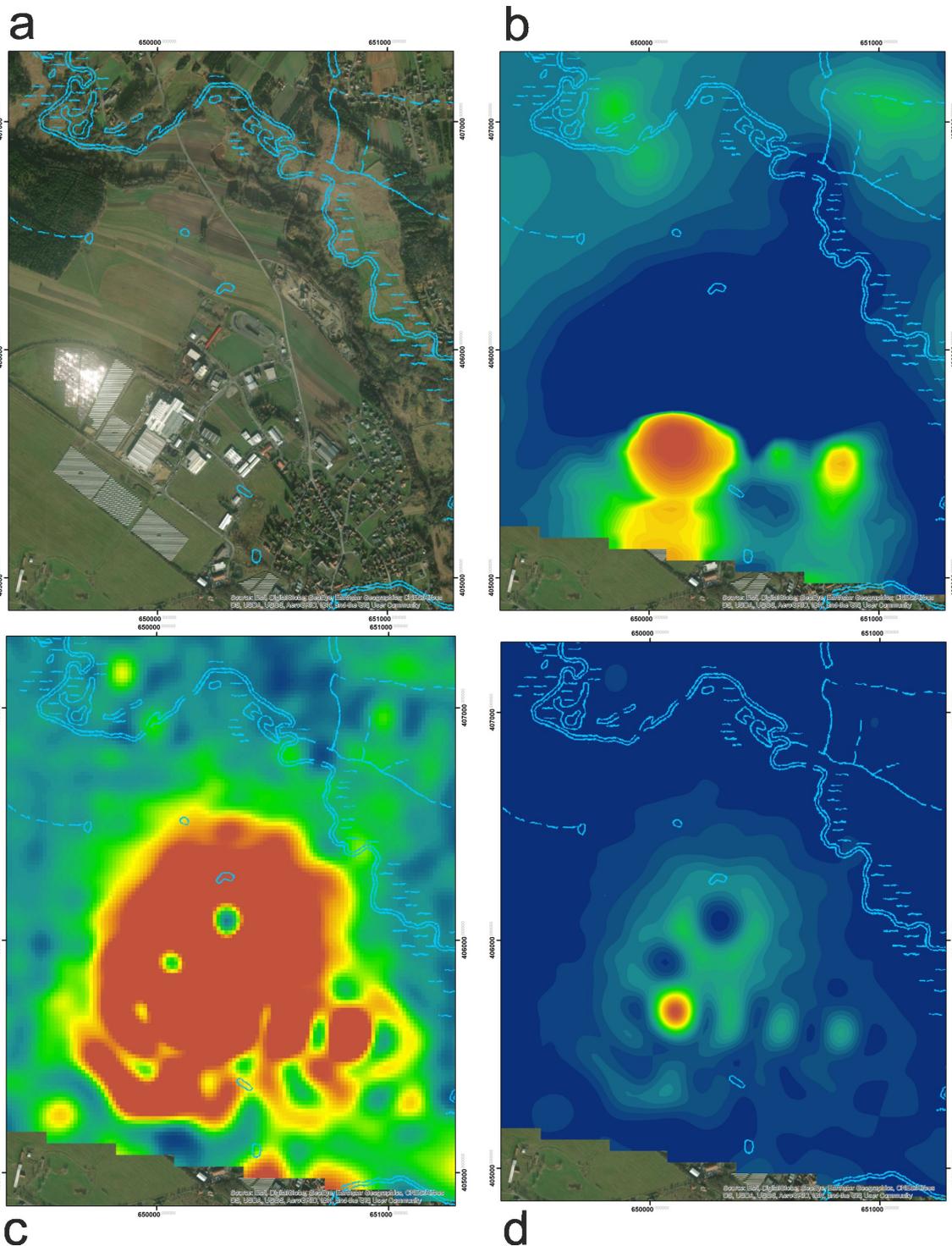


Abbildung 11: nördlich České Velenice, a) Basemap (World_Imagery) b) magnetische Totalintensität (Quantile) c) magnetische Suszeptibilität (Stretched) d) magnetische Suszeptibilität (Equal Intervals)

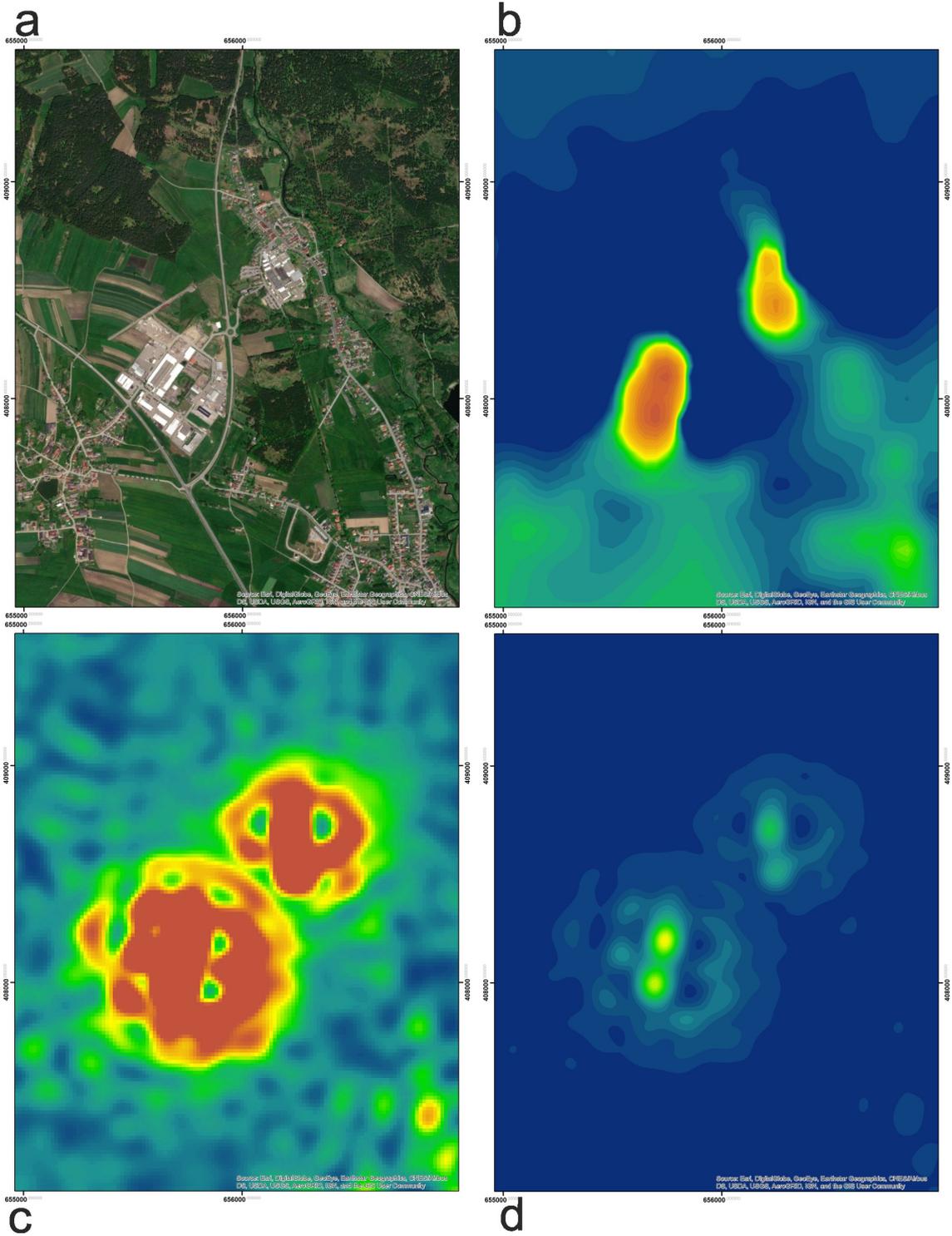


Abbildung 12: nördlich Schrem (Kottinghörmanns, Kollersdorf, Eugenia, a) Basemap (World_Imagery)
 b) magnetische Totalintensität (Quantile) c) magnetische Suszeptibilität (Stretched)
 d) magnetische Suszeptibilität (Equal Intervals)

3. Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal

Das aerogeophysikalische Messgebiet Kärnten wurde in den Sommern 2003 bis 2006 mit einem Profilabstand von ca. 100 m befliegen. Wegen der starken Topographie wurden dabei nur in den Tälern parallele Fluglinien befliegen. Die Befliegung der Bergflanken erfolgte entlang der Höhenschichtlinien (Linien gleicher Höhe über Geoid). Nur so konnte ein Abstand der Messsonde über der Geländeoberkante von ca. 50 m weitgehend eingehalten werden.

Im Rahmen dieses Projekts wurde jedoch nicht das gesamte aerogeophysikalische Messgebiet Kärnten bearbeitet. Stattdessen wurde für den Bereich zwischen Kötschach-Mauthen im Westen, Feistritz a.d.Gail im Osten, Weißbriach im Norden und der Staatsgrenze zu Italien im Süden ein 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität erarbeitet. Es betrifft im Wesentlichen das Kartenblatt GK50 198 Weißbriach (SCHÖNLAUB, 1987). Das östliche Ende liegt auf dem Kartenblatt GK50 199 Hermagor (SCHÖNLAUB, 1989). Hier ist vor allem das Gailtailkristallin von rohstoffrelevantem Interesse. Die geophysikalischen Daten für diesen Ausschnitt wurden in den Jahren 2004 bis 2006 erhoben.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Drauzug-Gurktal-Deckensystems welches die tektonisch höchste Einheit des Oberostalpinen Deckenstapels ist (SCHMID u. a., 2004). Es lässt sich weiter in die Kreuzeck-Goldeck-Gailtal-Decke und den Jenig-Komplex unterteilen (SCHUSTER u. a., 2015). In älter Literatur wird das Gebiet als "Gailtal Kristallin" (HEINISCH u. a., 1984; ZEZULA, 1986) oder aber auch "Gailtal Kristallin Komplex" (NEUBAUER u. a., 1999) bezeichnet.

Die Hauptlithologien im untersuchten Gebiet, sind im Groben, Glimmerschiefer unterschiedlicher Ausprägungen und unterschiedlicher Metamorphose, Quarzite, Phyllonite, Paragneise sowie in Lagen auftretenden Grünschiefer. Letztere zeigen schiefrige bis massige Ausbildungen und bilden im untersuchten Gebiet markante Horizonte. Sie treten vermehrt in der Mitte des bearbeiteten Gebiets auf, etwa in der Gegend Kreuther Höhe. Neben diesen Gesteinen ist noch ein Orthogneis-Aufschluss im östlichen Ende des Untersuchungsgebietes zu erwähnen. Für detaillierte Beschreibungen der Gesteine sei auf bspw. (HEINISCH u. a., 1984; ZEZULA, 1986; SCHUSTER u. a., 2015) verwiesen.

Das Gebiet weist mehrere Schuttfächer auf, in denen obige Gesteine abhängig von ihrem Auftreten oberhalb des jeweiligen Schuttfächers durchmischt vorkommen. Der Hangschutt ist dominiert von Glimmerschiefern und untergeordnet Quarziten.

Allgemein zeigt sich ein mittleres oder steiles nördliches Einfallen mit einem West-Ost Streichen – siehe (SCHÖNLAUB, 1987) und Tabelle 2. Im Süden versinken die Gesteine unter den quartären

Daher wurden die Daten im Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal einer Feinkorrektur unterzogen. Die Überarbeitung der Daten erfolgte Anfang des Jahres 2021, während des 3. Corona-Lockdown in Österreich, in Telearbeit. Das Ergebnis dieser Überarbeitung der Daten ist die Anomalie der magnetischen Totalintensität im Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 13 und Abb. 14) welches als Grundlage für die 3D-Modellierung der magnetischen Suszeptibilität im Untergrund diente.

Die beobachteten magnetischen Anomalien lassen sich sowohl in der Talsohle als auch auf den nördlichen Gebirgstellen des Gailtals finden.

3.2. 3D-Modellrechnung der magnetischen Suszeptibilität im Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal

Aufgrund der Corona-Pandemie musste die 3D-Modellrechnung der magnetischen Suszeptibilität im Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal großteils in Telearbeit durchgeführt werden. Dazu wurde der Arbeits-PC aus der Geologischen Bundesanstalt (GBA) mit in die Telearbeit genommen. Da hier weder das Netzwerk der GBA noch ein Internetzugang für den Arbeits-PC zur Verfügung stand, konnten die sonst verfügbaren Software-Pakete nur zum Teil verwendet werden. Trotz dieser Einschränkungen konnte eine 3D-Modellierung der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt werden.

Für die Darstellung des 3D-Modells wird in diesem Bericht auch auf Profilschnitte (siehe Abb. 21 bis 23 und Abb. 29) zurückgegriffen.

Im Zuge der 3D-Modellierungen des Modellierungsgebiets Kärnten/Gailtal wurden wieder die sogenannten "modell objective function coefficients" (JONES, 2006 "mag3d-manual, Seite 33") variiert um eine optimale Anpassung der berechneten an die gemessene magnetische Totalintensität zu erreichen. Mit Hilfe dieser Parameter kann beeinflusst werden, inwieweit das resultierende 3D-Modell glatt bzw. gleichmäßig (engl. smooth) sein soll.

Im Zuge jeder Inversion mit "Mag3D" wurde eine Vielzahl von Modellen berechnet. Dazu wurde unter anderem die "modell objective function coefficients" oder die angenommene Genauigkeit der Messdaten variiert. Aus den verschiedenen Modellen wurde jenes Modell mit der besten Anpassung der gemessenen magnetischen Totalintensität ausgewählt.

Bei der Inversion aeromagnetischer Daten hinsichtlich rohstoffrelevanter Fragestellungen stellt sich in der Regel das Problem, dass das gemessene Magnetfeld teilweise von Quellen außerhalb des Untersuchungsgebiets verursacht wird. Dazu kommen auch Feldanteile, deren Quellen zwar

innerhalb des Untersuchungsgebiets, jedoch in großer Tiefe liegen. Um das gemessene Magnetfeld zu erklären muss daher ein 3D-Modell erstellt werden, welches deutlich größer ist als das Untersuchungsgebiet und dessen Tiefenerstreckung deutlich über Tiefen wirtschaftlicher Rohstoffgewinnung hinausgeht. Eine geologische Interpretation des berechneten 3D-Modells sollte jedoch ausschließlich in Bereichen erfolgen, in denen auch Messdaten vorliegen.

Bei der Verwendung der Software „Mag3D“ zur Inversion der aeromagnetischen Daten wird der Untersuchungsbereich in eine große Anzahl von Kuben unterteilt. Verwendet man große Kuben, so ist die Inversion in der Regel numerisch stabil und die Rechenzeit akzeptabel. Leider ist eine zu große Dimension der Einzelkuben für die geologische Interpretation wenig aussagekräftig. Auf der anderen Seite bedeutet die Verwendung von kleinen Kuben für einen großen Modellbereich einen großen Rechenaufwand, bei dem man rasch an die Grenzen der technischen Möglichkeiten der Software und der Hardware stößt. Zudem wird die Inversion mit steigender Anzahl von Kuben zunehmend numerisch instabil. Ein zusätzliches Problem bei der Verwendung von kleinen Kuben stellen Messfehler dar. Messungen sind grundsätzlich immer mit Fehlern behaftet. Im vorliegenden Fall sind das Fehler bei der Messung der magnetischen Totalintensität selbst und Fehler bei der Positionsbestimmung der Messpunkte. Trotz sorgfältiger Nachbearbeitung der Messdaten bleiben zumeist Restfehler. Für eine qualitative Interpretation stellen diese Restfehler kein Problem dar, da sie zumeist klein gegenüber der tatsächlichen geophysikalischen Anomalie sind. Bei einer quantitativen Interpretation verursachen diese Restfehler jedoch Probleme. Besonders bei der Verwendung von zu kleinen Kuben kommt es zu einer Überanpassung der Daten und damit zu, zumeist oberflächennahen, Suszeptibilitätsverteilungen die nichts mit der tatsächlichen geologischen Situation zu tun haben. Durch eine stufenweise Verringerung der Kubengröße im Laufe der Inversion und der Verwendung der Vorgängermodelle für die Inversion mit der nächstkleineren Kubengröße wird eine Überanpassung der 3D-Modelle an Artefakte in den Messdaten eingedämmt.

Da sich bei der Bearbeitung der Messgebiete Eisenerz und Gmünd eine derartige stufenweise Vorgangsweise bewährt hat, wurde auch beim Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal so vorgegangen (vgl. ÜLG-073/19 Jahresbericht 2019 und ÜLG-073/20 Jahresbericht 2020). Dabei wurde sowohl der zu modellierende Bereich (siehe Abb. 15 und 16), als auch die Kubengröße, schrittweise verkleinert.

Ausgehend von der gemessenen Totalintensität im Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal (Abb. 14) wurde zunächst ein zu modellierender Bereich festgelegt, der deutlich über das Messgebiet hinausgeht und in bis zu -19 km Tiefe reicht (Bereich 1 in Abb. 15 und 16). Der Modell-Bereich 1 für das Modellierungsgebiet Kärnten/Gailtal hat eine O-W-Erstreckung von 78.8 km, eine S-N-Erstreckung von 45 km und eine Tiefen-Erstreckung von 21.8 km. Dieser Bereich wurde in

9.662.850 Kuben mit einer Seitenlänge von je 200 m unterteilt und mit Hilfe der Software „Mag3D“ modelliert. Kuben die oberhalb der Topographie liegen, wurden als magnetisch inaktiv betrachtet. Daraus resultierte das "Modell200" (siehe Abb. 17). Aus diesem 3D-Modell, wurde ein zentraler Bereich mit einer O-W-Erstreckung von 58.8 km, einer S-N-Erstreckung von 25 km und einer Tiefen-Erstreckung von 6.4 km entfernt (siehe Abb. 16) und vom restlichen Modell die theoretischen magnetischen Totalintensitäten neu berechnet. Zieht man das so berechnete Magnetfeld vom gemessenen Magnetfeld ab, so erhält man ein Restfeld.

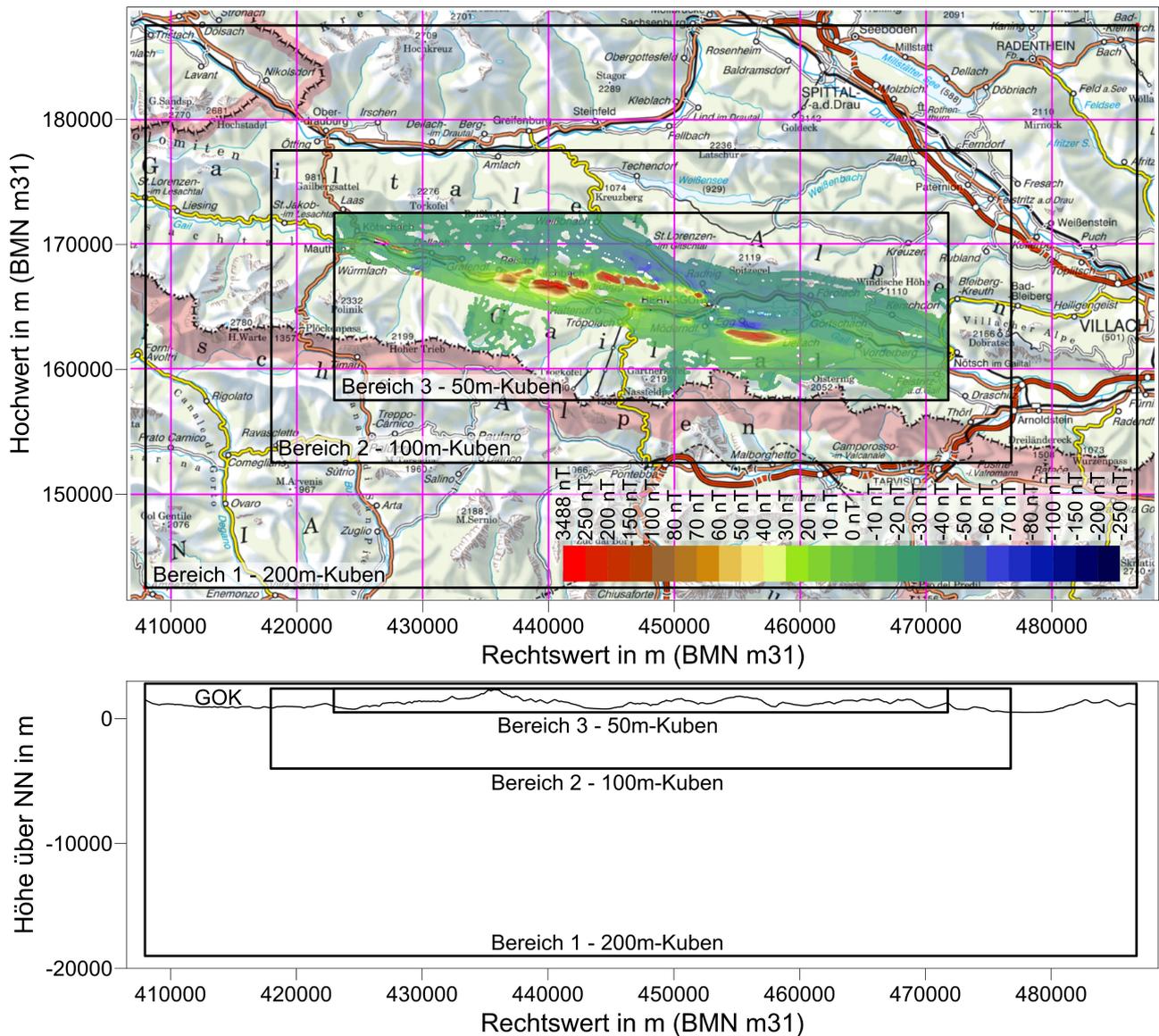


Abbildung 15: Neu bearbeitete gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität auf der in Abbildung 13 dargestellten Referenzfläche. Dargestellt sind auch die Ausdehnungen der verschiedenen Modell-Bereiche, sowie die Seitenlängen der in diesen Bereichen verwendeten Kuben.

Dieses resultierende Restfeld wurde in der Folge in dem deutlich kleineren zentralen Bereich (Bereich 2 in Abb. 15 und 16), welcher dem Ausschnitt aus dem "Modell200" entspricht, mit Hilfe von Kuben mit 100 m Seitenlänge modelliert (9.408.000 Kuben). Dabei wurde der aus dem "Modell200" herausgeschnittenen Bereich in Kuben mit 100 m Seitenlänge unterteilt und als Start- bzw. Referenzmodelle für die nächste Inversion mit Mag3D verwendet. Das Ergebnis dieser Inversionen ("Modell100") mit der Software Mag3D in Abbildung 18 dargestellt.

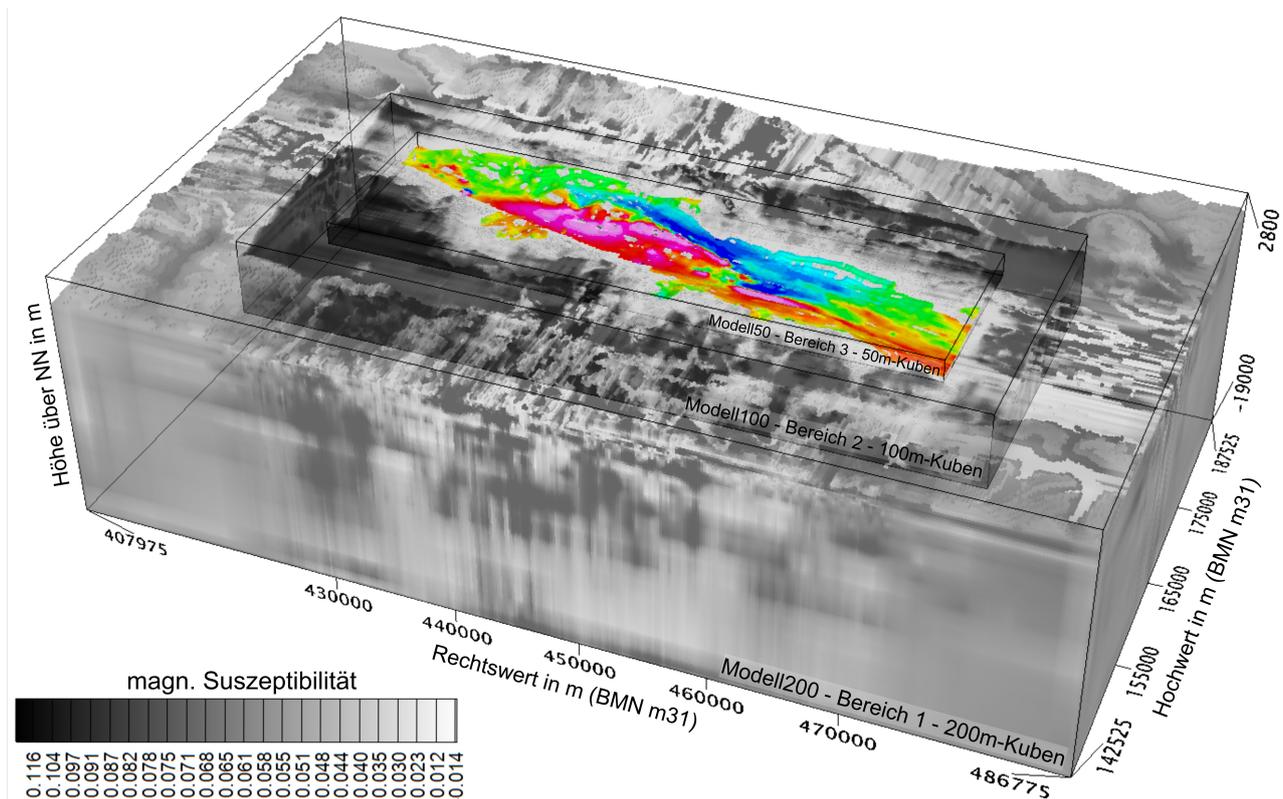


Abbildung 16: Neu bearbeitete gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität (vgl. Abb. 15) auf der in Abbildung 13 dargestellten Referenzfläche. Dargestellt sind auch die Ausdehnungen der verschiedenen Modell-Bereiche, sowie die Seitenlängen der in diesen Bereichen verwendeten Kuben. Eine geologische Interpretation des berechneten 3D-Modells sollte ausschließlich in Bereichen erfolgen, in denen auch Messdaten vorliegen.

Auch aus diesem 3D-Modell, wurde ein zentraler Bereich mit einer O-W-Erstreckung von 48.8 km, einer S-N-Erstreckung von 15 km und einer Tiefen-Erstreckung von 1,9 km entfernt und die entsprechende theoretische magnetische Totalintensität des Restmodells berechnet.

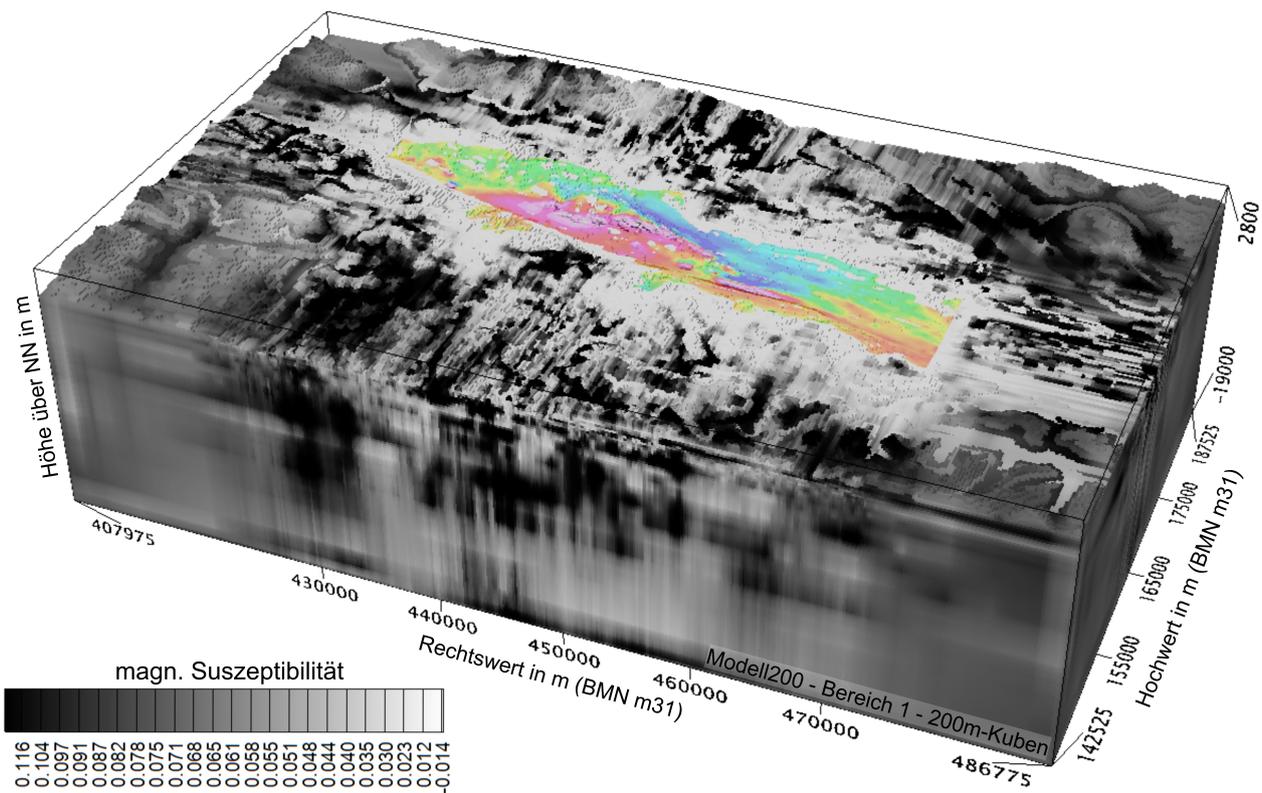


Abbildung 17: 3D-Darstellung von Modell200. Dargestellt ist auch die neu bearbeitete gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität auf der in Abbildung 13 dargestellten Referenzfläche. Eine geologische Interpretation des berechneten 3D-Modells sollte ausschließlich in Bereichen erfolgen, in denen auch Messdaten vorliegen.

Zieht man die berechneten magnetischen Totalintensitäten der Restmodelle für Modell200 und Modell100 von der gemessenen magnetischen Totalintensität ab, so erhält man ein Restfeld, das hauptsächlich Feldanteile enthält, deren Quellen innerhalb des Messgebiets liegen. Dieses Restfeld wurde schließlich in dem relativ kleinen Bereich, welcher dem aus Modell100 herausgeschnittenen Bereich entspricht (Bereich 3 in Abb. 15 und 16), mit Hilfe von Kuben mit 50 m Seitenlänge modelliert (11.126.400 Kuben). Dieser Bereich umfasst im Wesentlichen das Messgebiet selbst. Dabei wurde der aus dem Modell100 herausgeschnittene Bereich in Kuben mit 50 m Seitenlänge unterteilt und als Start- bzw. Referenzmodell für die nächste Inversion in Mag3D verwendet. Das Ergebnis dieser Inversion ist in Abbildung 19 dargestellt (Modell50).

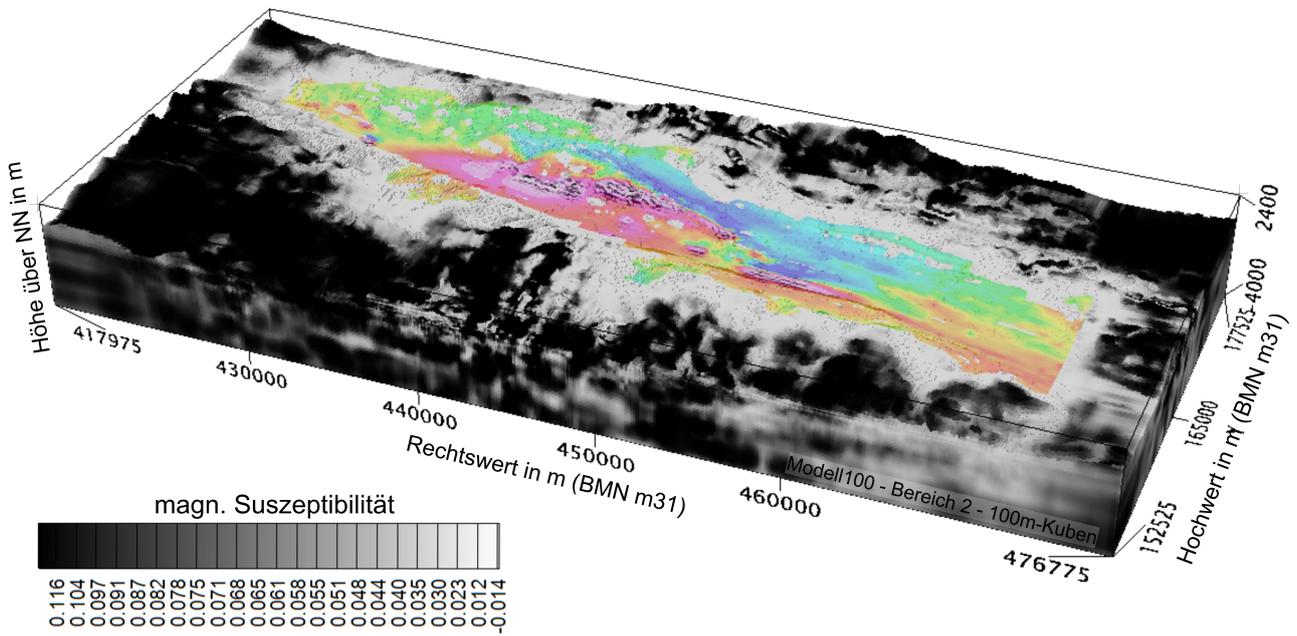


Abbildung 18: 3D-Darstellung von Modell100. Dargestellt ist auch die neu bearbeitete gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität auf der in Abbildung 13 dargestellten Referenzfläche. Eine geologische Interpretation des berechneten 3D-Modells sollte ausschließlich in Bereichen erfolgen, in denen auch Messdaten vorliegen.

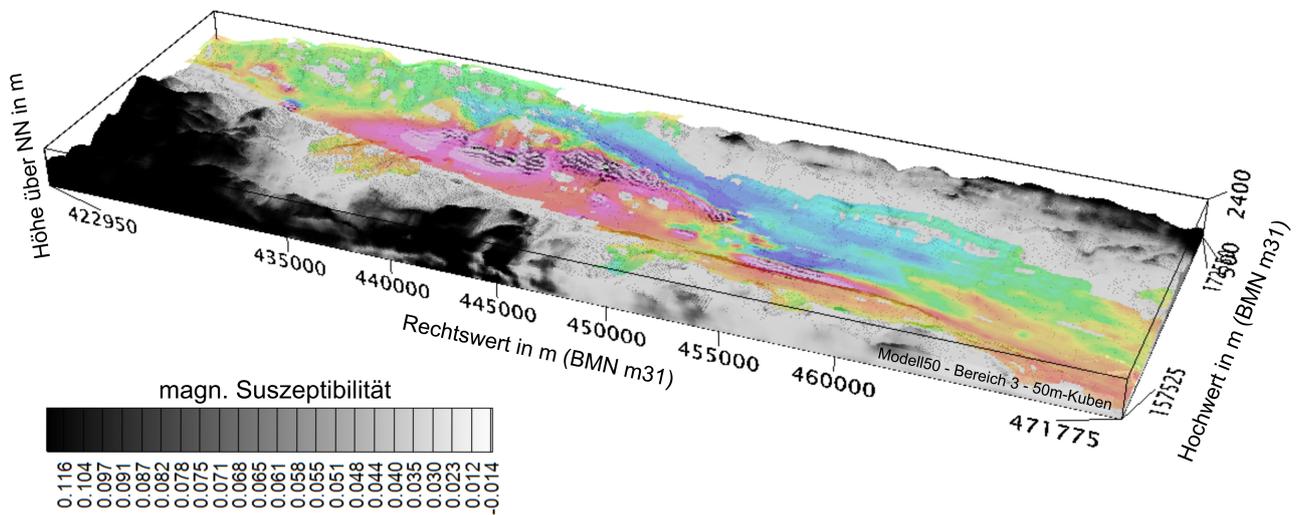


Abbildung 19: 3D-Darstellung von Modell50. Dargestellt ist auch die neu bearbeitete gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität auf der in Abbildung 13 dargestellten Referenzfläche. Eine geologische Interpretation des berechneten 3D-Modells sollte ausschließlich in Bereichen erfolgen, in denen auch Messdaten vorliegen.

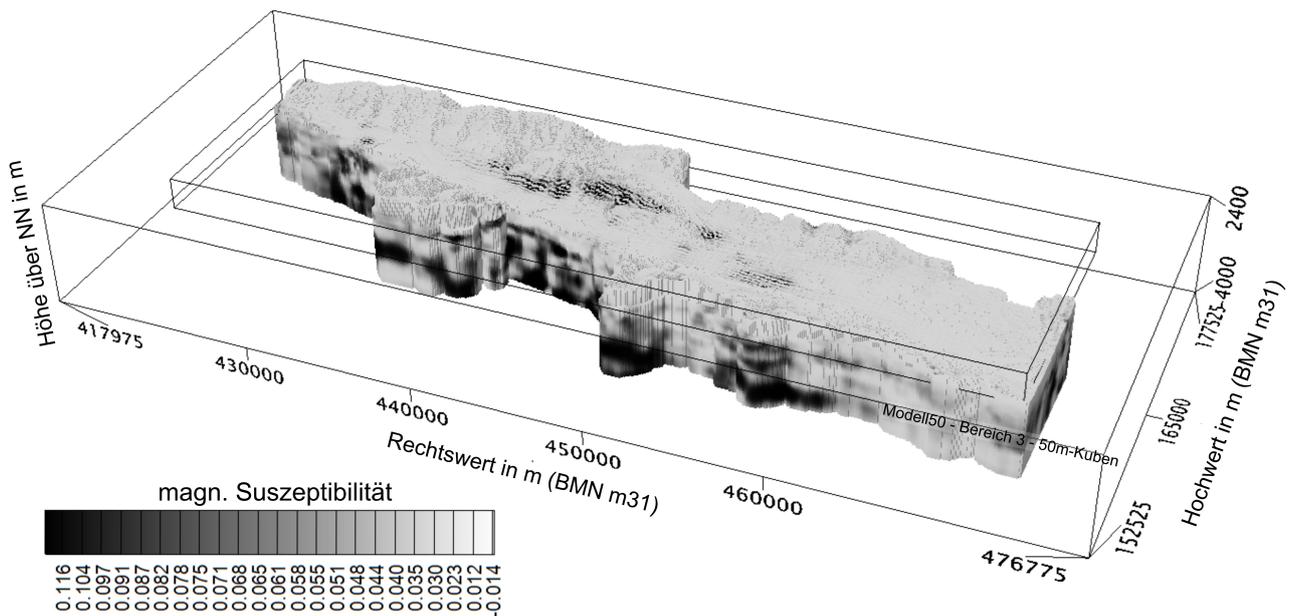


Abbildung 20: 3D-Darstellung von Modell50 und Modell100. Dargestellt ist nur jener Bereich in dem auch Messdaten vorliegen. Nur dieser Bereich sollte geologisch interpretiert werden.

Letztlich wurden die magnetischen Feldwirkungen der Restmodelle aus Modell200 und Modell100 sowie die magnetische Feldwirkung von Modell50 vom gemessenen Magnetfeld abgezogen. Eine statistische Analyse dieses Restfeldes zeigt, dass an ca. 98% aller Messpunkte der Fehler kleiner als $\pm 4,3$ nT ist. Der Medianwert der Fehler liegt bei 0,08 nT. Der maximale bzw. der minimale Fehler liegt bei ca. ± 42 nT (Minimum=-41,961 nT; Maximum= 40,825 nT).

Eine geologische Interpretation der 3D-Modelle der magnetischen Suszeptibilität sollte natürlich nur innerhalb jenes Gebietes erfolgen, in dem das Magnetfeld gemessen wurde (Modell100 und Modell50; siehe Abb. 20). Diese Interpretation soll im Projektjahr 2022 abgeschlossen werden.

Für die geologische Interpretation wurden die 3D-Modelle der magnetischen Suszeptibilität (Modell100 und Modell50) in S-N-Profilschnitten dargestellt. Vier dieser Profilschnitte sind in diesem Bericht dargestellt (Abb. 21 bis 23 und Abb. 29). Die Lage der hier gezeigten Profilschnitte kann den Abbildungen 13 und 14 entnommen werden.

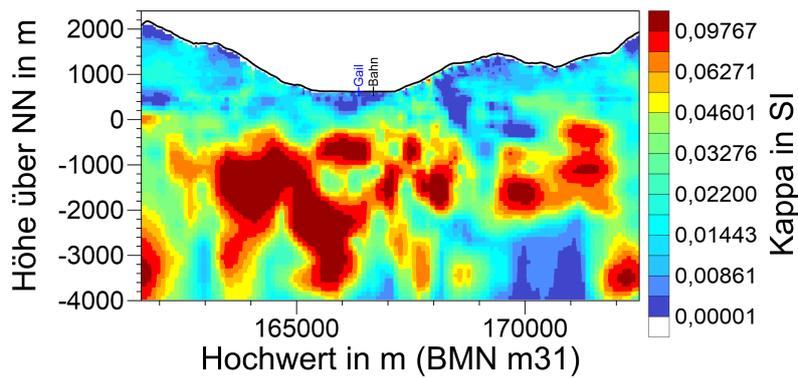


Abbildung 21: S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 438000 (vgl. Abb. 14). Dargestellt ist die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell100 und Modell50.

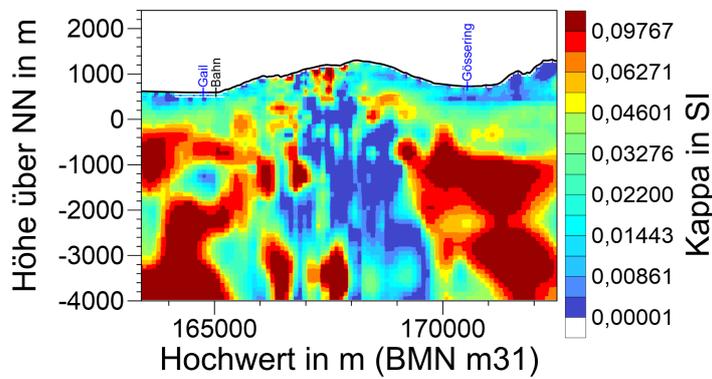


Abbildung 22: S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 446000 (vgl. Abb. 14). Dargestellt ist die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell100 und Modell50.

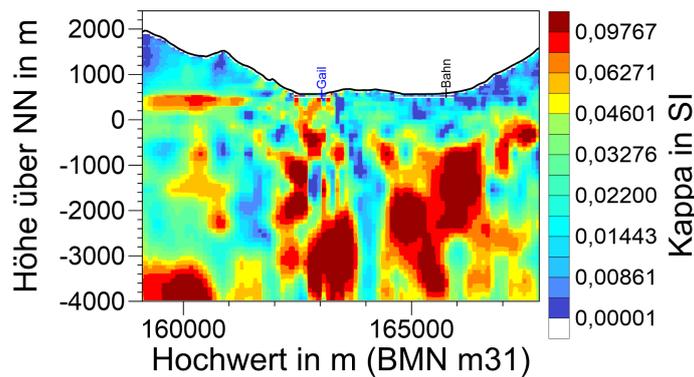


Abbildung 23: S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 456000 (vgl. Abb. 14). Dargestellt ist die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell100 und Modell50.

3.3. Modellverifizierung – In situ Messungen der magnetischen Suszeptibilität

Die Geländeaufnahme erfolgte von 4. bis 7. Oktober 2021. Da Gebiete in der Talsohle einer in situ Messung aufgrund der flachen Topologie, Bewachung, Bewirtschaftung oder Bebauungen nicht oder nur sehr unergiebig zugänglich sind, wurden diese Messungen auf den Nordhängen des Gailtals gemacht. Das Gebiet ist stark bewaldet und bewirtschaftet insofern ist auch hier die Aufschlussituation wenig ergiebig. Die Aufschlusspunkte sind in den Abbildungen 24 und 28 dargestellt sowie in Tabelle 2 (siehe Anhang) aufgelistet.

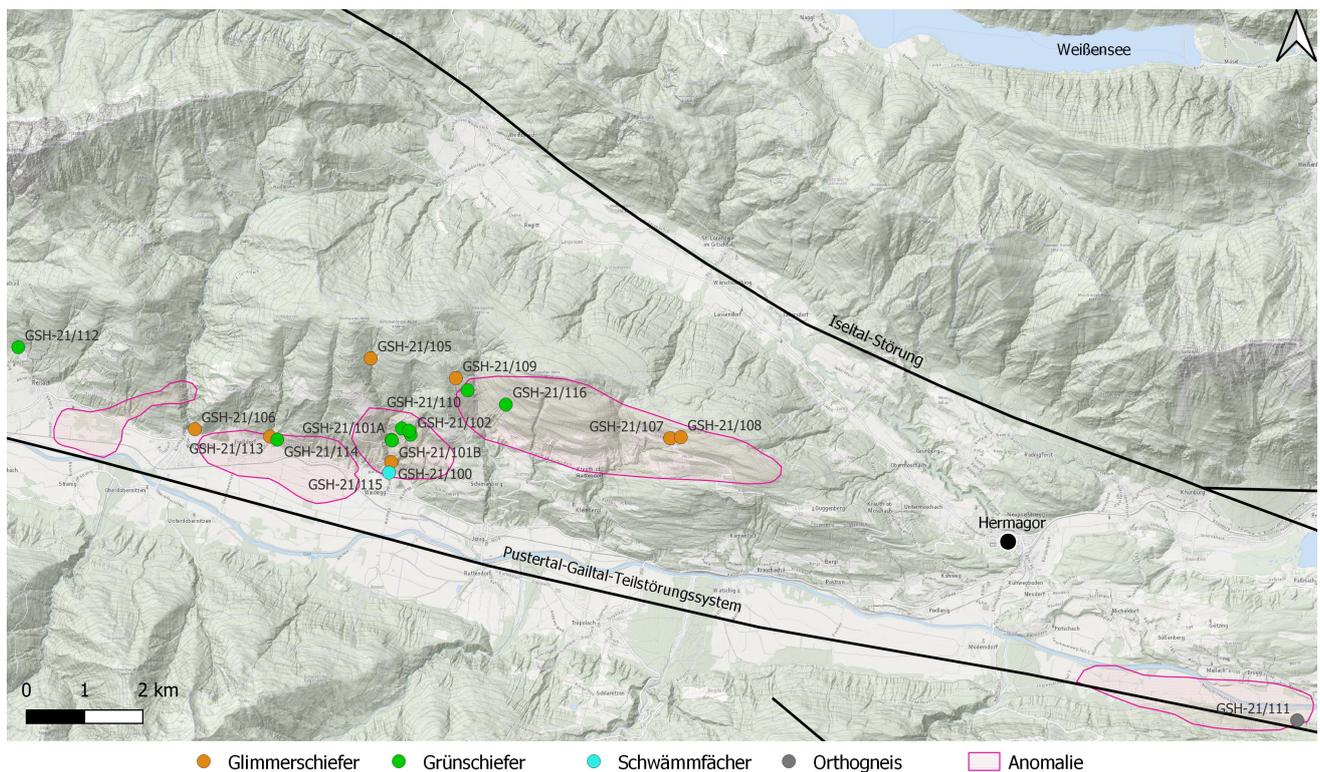


Abbildung 24: Aufschlusspunkte mit Lithologie. Skizziert sind auch Bereiche der Anomalien und größere Störungen. (Grundkarte: basemap.at)

3.3.1. Methodik

Pro Aufschluss wurden zehn Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit einem Kappameter (GF Instruments: Magnetic Susceptibility Meter SM-20) gemacht und die Unebenheit der Messstelle protokolliert. Die gemessenen Werte wurden im Anschluss mit der Unebenheit und den im Manual angegebenen Korrekturfaktoren angepasst. Mit diesen Werten wurde weitergearbeitet.

3.3.2. Ergebnisse

Die Messdaten zeigen, dass der Orthogneis und die Glimmerschiefer Werte, der magnetischen Suszeptibilität, um Null haben. Die Grünschiefer hingegen weisen eine weit größere Spannweite und tendenziell weit höherer Werte, als die anderen Gesteine, auf. Die Werte aus dem Schwammfächer liegen leicht über jenen der Glimmerschiefer und zeigen eine etwas größere Spannweite als diese.

Die Rohdaten der Messungen der magnetischen Suszeptibilität und deren korrigierte Werte sind in Tabelle 4 (siehe Anhang) aufgelistet und in Abbildung 25 und Abbildung 26 einmal als Histogramm und einmal als Boxplot zusammenfassend dargestellt.

Für die Magnetische Anomalie scheinen folgende Feldbeobachtungen relevant: In den Glimmerschiefer lassen sich, wenngleich auch selten, sub-Millimeter große Pyrit-Körner und bis zu zwei Zentimeter mächtige Lagen von Limonit erkennen – diese sind auch in ZEZULA (1986) erwähnt. In den Paragneisen und Glimmerschiefern können grafitische Lagen vorhanden sein. Die Grünschiefer haben häufig stark magnetische Bereiche an denen ein Magnet haften bleibt.

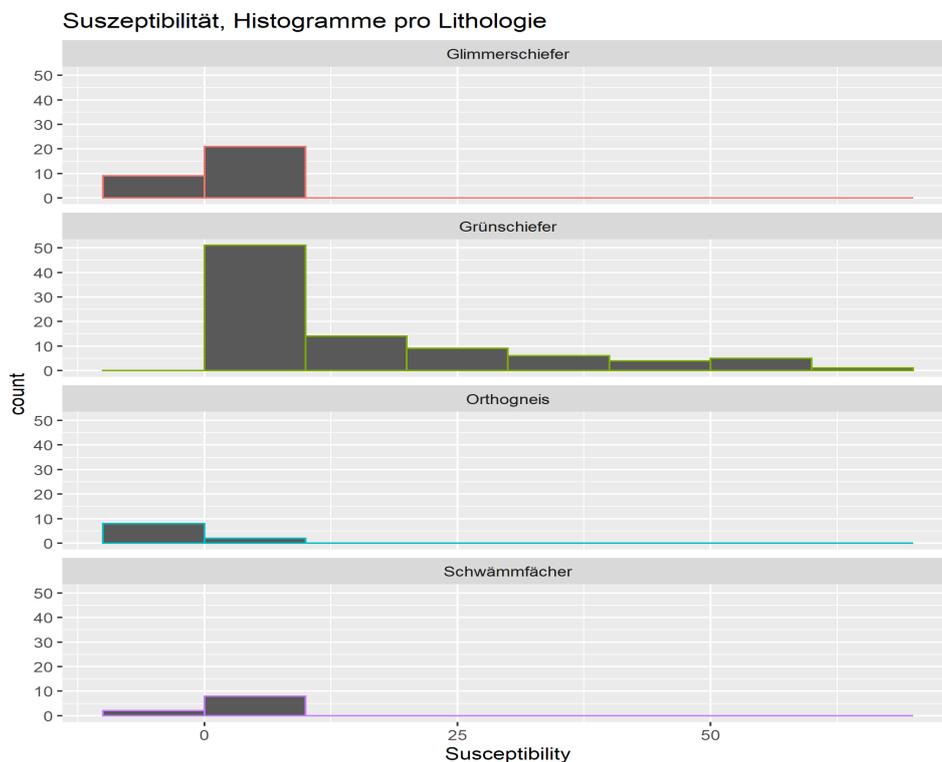


Abbildung 25: Histogramm der magnetischen Suszeptibilität pro Lithologie

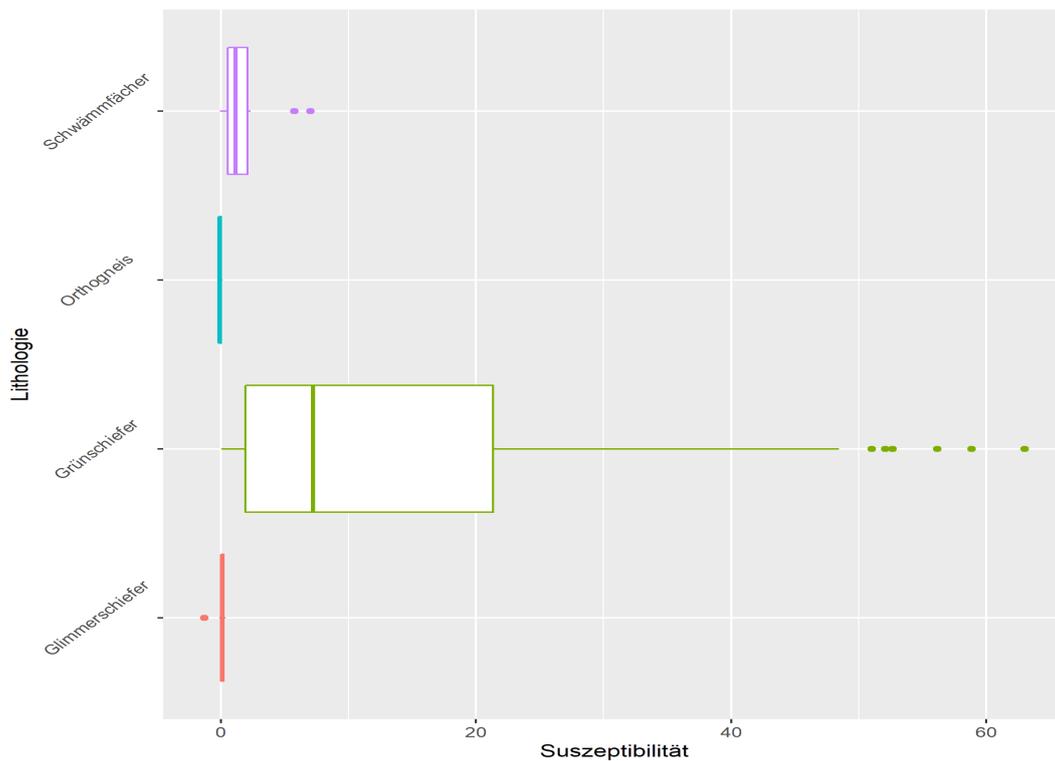


Abbildung 26: Boxplot der magnetischen Suszeptibilität pro Lithologie

3.4. Röntgen-Pulverdiffraktometrie

Im Zuge der insitu Messungen der magnetischen Suszeptibilität (siehe Kapitel 3.3.) wurden auch Gesteinsproben genommen. Für eine detailliertere Untersuchung des Mineralbestands und vor allem der die auffallende magnetische Suszeptibilität verursachenden Minerale wurde an der Grünschiefer-Probe GSH-21/110 eine Röntgen-Pulverdiffraktometrie an der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt.

3.4.1 Methodik

Ein magnetischer Teil des Handstücks wurde mit einem Handmagneten zur weiteren Analyse ausgewählt. Die Probe wurde getrocknet und in einer Scheibenschwingmühle zu Analysenfeinheit vermahlen. Um die für die Auswertung der RDA-Diagramme notwendigen texturfreien Präparate zu erhalten, wurde das sog. „Back-loading“ Verfahren angewandt. Anschließend wurden die Probe einer röntgenographischen Phasenanalyse mit folgenden Messbedingungen unterzogen: Messbedingungen im Bereich von $3^{\circ} 2\theta$ bis $70^{\circ} 2\theta$; Röntgendiffraktometer PANalytical

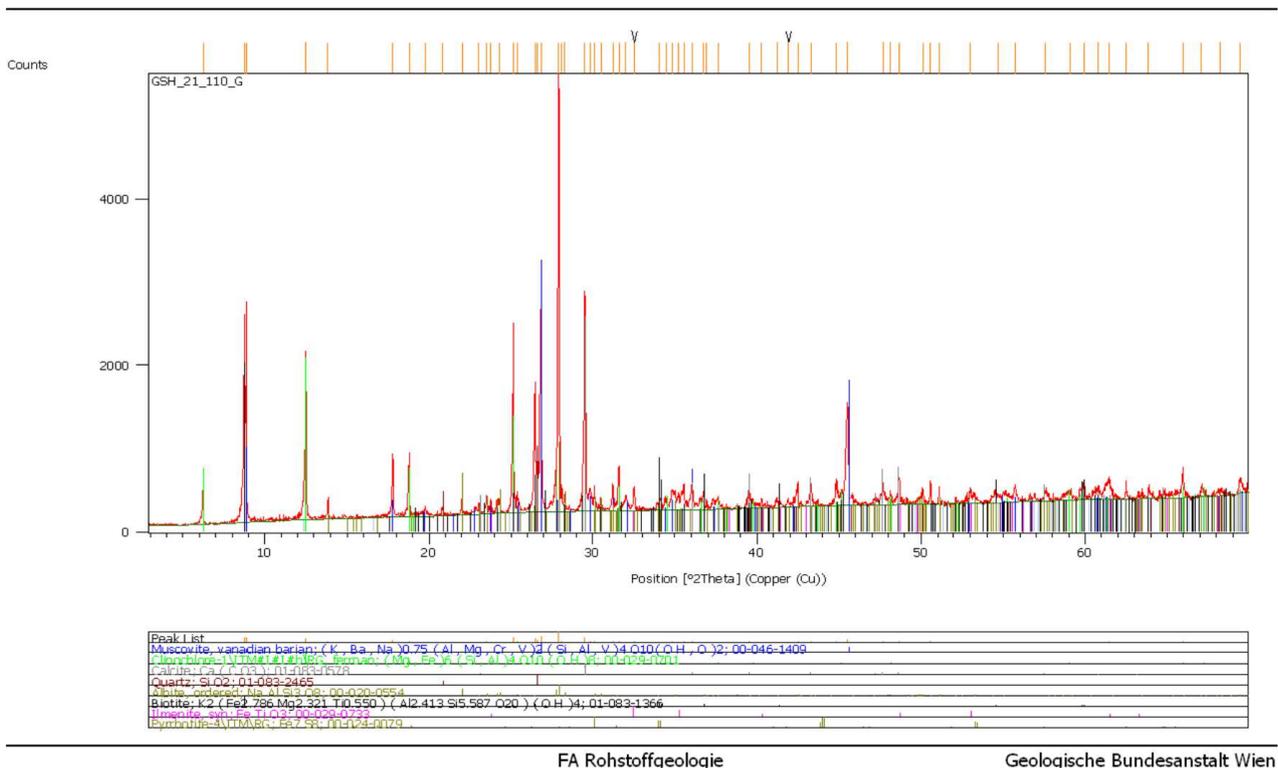
X'Pert Pro Powder; Goniometer PW3050/60 (Theta/Theta) ; Cu-K α -Keramikköhre; PIXcel-Detektor; Continuous scans, Schrittweite 0.013°; 40kV, 40mA; Messzeit 10 sec/Schritt.

Zur qualitativen Bestimmung der Mineralphasen wurden die Röntgenbeugungsreflexe mit der zugehörigen Auswertesoftware X'Pert Highscore von PanAnalytical bearbeitet und identifiziert.

Angemerkt sei, dass mit der Vorselektion der magnetischen Partien diese Analyse nicht mehr zwingend repräsentativ für das Gesamtgestein ist. Doch so können die magnetischen Phasen gezielt bestimmt werden und dies war die Absicht.

3.4.2. Ergebnisse

Die Messung ergab eine Vergesellschaftung von Muskovit, Chlorit, Calcit, Quarz, Albit, Biotit, Ilmenit und Pyrrhotin. In Abbildung 27 ist das Diffraktogramm dargestellt.



FA Rohstoffgeologie

Geologische Bundesanstalt Wien

Abbildung 27: Diffraktogramm der Probe GSH-21/110. Es zeigen sich für die Grünschieferfazies typische Minerale sowie Pyrrhotin als mögliche Quelle der auffallend hohen Werte der magnetischen Suszeptibilität.

3.5. Vorläufige Interpretation

Die gemachten in situ Messungen zeigen eine Korrelation der magnetischen Suszeptibilität mit der Lithologie. Die Grünschiefer führen neben der üblichen Mineralvergesellschaftung der Grünschieferfazies auch Pyrrhotin. Diese Mineralphase weist eine ausgeprägten magnetischen Suszeptibilität auf (DEKKERS, 1988; HUNT u. a., 1995) und dies kann auch erklären warum ausschließlich an diesen Gesteinen, des untersuchten Gebiets, ein Handmagnet haften bleibt.

Grünschiefer durchziehen das untersuchte Gebiet in Lagen und werden hier als Hauptverursacher der magnetischen Anomalie interpretiert. Neben diesen können auch der in den Glimmerschiefern und Paragneisen vorkommende Pyrit und Limonit zu den höheren Werten der magnetischen Suszeptibilität beitragen. Dies jedoch in geringerem Ausmaß verglichen mit Pyrrhotin.

Das lässt sich gut an den Schwemmfächern in denen diese Lithologien gemischt auftreten beobachten, zeigen diese doch eine höhere magnetische Suszeptibilität als die Glimmerschiefer alleine und eine geringere als die die Grünschiefer alleine.

Die wenigen auftretenden negativen Werte der magnetischen Suszeptibilität – welche einen Diamagnetismus bedeuten würden – in den Glimmerschiefern und dem Orthogneis, werden durch Quarz- und Grafitlagen sowie möglicherweise Calcit in diesen Gesteinen erklärt. Diese Minerale können negative Werte der magnetischen Suszeptibilität haben (HUNT u. a., 1995) und es erscheint naheliegend, dass beim Messen im Gelände ein solche Lage mitgemessen wurde. Abgesehen von diesen Einzelmessungen, ergibt sich für diese Gesteine jedoch ein Wert um Null.

Insgesamt wird angenommen, dass der in den Grünschiefern vorhanden Pyrrhotin der Hauptverursacher der magnetischen Anomalie ist. Neben diesem können auch Pyrit und Limonit zu dieser beitragen. Das Durchmischen der unterschiedlichen Lithologien in den Schwemmfächern kann auch zu insgesamt höheren Magnetikwerten des untersuchten Gebiets führen. Neben dieser natürlichen Durchmischung kann auch angedacht werden, dass menschliche Bautätigkeit – in geringerem Ausmaß – zu der Anomalie beiträgt. So wurden während der Geländearbeit häufig hunderte Meter lange Böschungsfixierungen und Schotter auf den Forstwegen aus Grünschiefer beobachtet. So kommen Gesteine mit einer höheren magnetischen Suszeptibilität auch in Gebiete wo an sich Gesteine mit einer niedrigen magnetischen Suszeptibilität anstehend sind; was insgesamt das Bild verfälscht.

Bei einem Vergleich von insitu gemessenen Kappa-Werten und einem 3D-Modell dürfen die unterschiedlichen Maßstäbe nicht vergessen werden. Das 3D-Modell nahe der Oberfläche wurde mit Kuben mit 50 Seitenlänge berechnet, während die insitu Messungen Punktmessungen mit einem Einflussbereich von wenigen Dezimeter darstellen.

Außerdem wurden bei der 3D-Modellierung alle Kuben, welche auch nur teilweise über die Geländeoberkante ragen, als inaktiv betrachtet und die magnetische Suszeptibilität entsprechend auf Null gesetzt. Die Topographie kann also nur sehr begrenzt berücksichtigt werden.

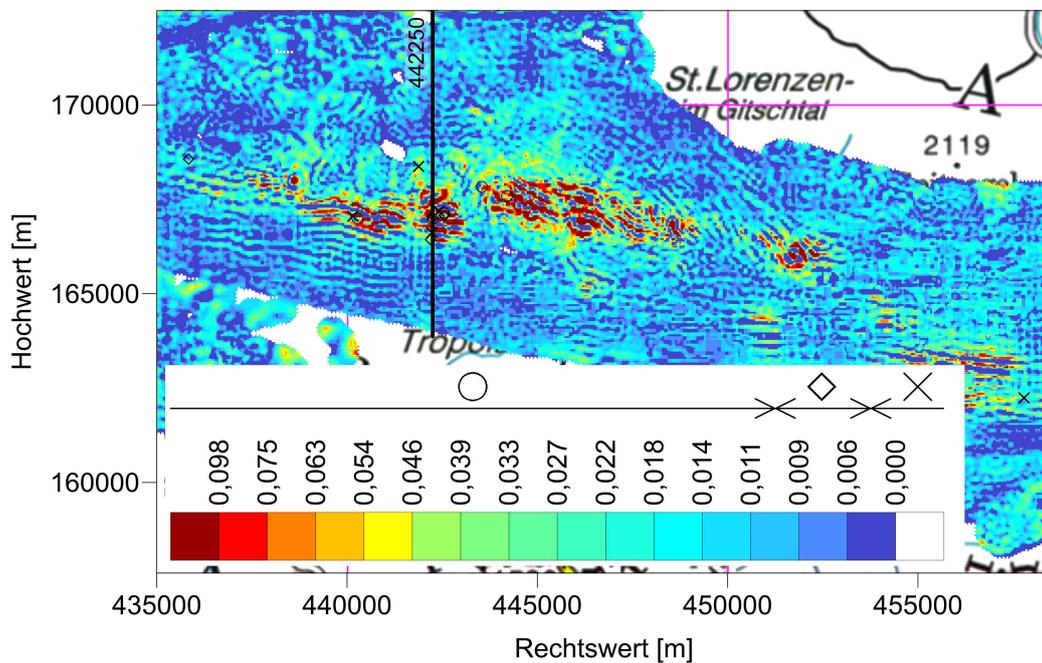


Abbildung 28: Verteilung der magnetischen Suszeptibilität an der Geländeoberkante gemäß Modell50. Eingezeichnet sind auch der S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 442250 (vgl. Abb. 14) und die Positionen der insitu Kappa-Messungen. Die ungefähren Kappa-Werte sind mit Hilfe von Symbolen dargestellt. Zum Vergleich sind diese Symbole auch im Farbbalken der magnetischen Suszeptibilität des 3D-Modells dargestellt.

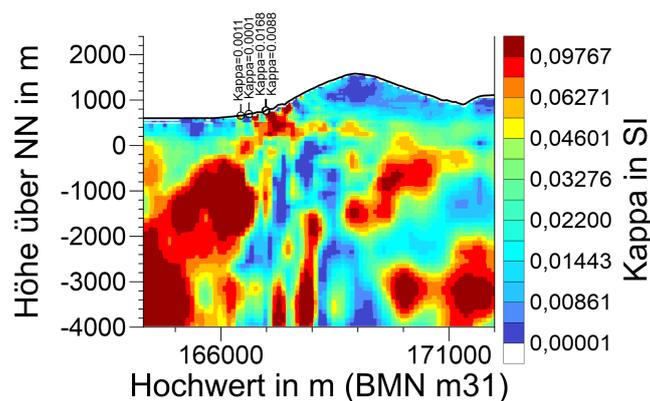


Abbildung 29: S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 442250 (vgl. Abb. 28). Dargestellt ist die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell100 und Modell50. Entlang der Geländeoberkante sind außerdem die Positionen der insitu Messungen entlang des Profils, sowie die Medianwerte der Kappa-Messungen an diesen Positionen dargestellt.

Trotz dieser Einschränkungen zeigt der Vergleich der berechneten 3D-Modelle der magnetischen Suszeptibilität mit den insitu gemessenen Suszeptibilitäten an der Oberfläche im Wesentlichen eine gute Übereinstimmung.

4. Ausblick

In Kooperation mit der OMV soll 2022 das Messgebiet Eisenberg (2007 und 2008) bearbeitet werden. Dabei soll die bisher entwickelte Software und die Verfahrensabläufe verwendet und gegebenenfalls weiter verbessert werden. Die Hälfte der anfallenden Kosten werden von der OMV getragen. Die geologische Interpretation soll gemeinsam mit der OMV durchgeführt werden. Diese Zusammenarbeit der GBA mit der OMV ist ein Beleg für die im Zuge des Projekts erworbene Kompetenz in der Interpretation magnetischer Daten.

In der ersten Jahreshälfte des Projektjahres 2022 sollen außerdem die geologischen Interpretationen der Messgebiete Eisenerz und Gmünd abgeschlossen werden. Diese Arbeiten sollen mit freundlicher Unterstützung des inzwischen pensionierten Geologen Dr. Peter Slapansky durchgeführt werden.

Nachdem im Projektjahr 2021 die geophysikalische 3D-Inversion des Gebiets Kärnten/Gailtal fertig gestellt wurde und im Herbst 2021 auch insitu-Messungen der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt werden konnten, soll im Projektjahr 2022 die geologische Interpretation für dieses Messgebiet fertig gestellt werden.

In der zweiten Jahreshälfte des Projektjahres 2022 soll parallel zur Interpretation des 3D-Modells der Endbericht des Projekts erstellt werden.

5. Literaturverzeichnis

- AHL, A. & SLAPANSKY, P. (2021): Magnetik Inversionsrechnung für rohstoffrelevante Fragestellungen (Zwischenbericht über den Projektzeitraum 01.2020 - 12.2020), - Unveröffentlichter Bericht ÜLG-73/20, 63 S., Wien.
- BELOCKY R., HEINZ H., KOLLER F., SEIBERL W., SLAPANSKY P. (1995): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröffentlichter Bericht Projekt ÜLG-28/94, 64 S., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1996): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröffentlichter Bericht Projekt ÜLG-28/95, 96 S., Wien.
- BREITER, K. (2010): Geochemical classification on Variscan Granitoids in the Moldanubian (Czech Republik). - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 65 (Fifty Years of Geological Cooperation between Austria, the Czech Republik and the Slovak Republik), 19-25, Wien.
- BREITER, K., SCHARBERT, S. (1995) The Homolka magmatic centre: An example of late Variscan ore-bearing magmatism in the Southbohemian Batholith (southern Bohemia, northern Austria). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 9-25, Wien.
- BREITER, K. & KOLLER, F. (1999): Two-mica granites in the central part of the South Bohemian Pluton. - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 56/1 (Geologie ohne Grenzen, Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt), 201-212, Wien.
- BREITER, K., GNOJEK, I. & CHLUPÁČOVÁ, M. (1998): Radioactivity patterns - constraints for the magmatic evolution of the two-mica granites in the Central Moldanubian Pluton. - Věstník Českého geologického Ústředního ústavu, **73**, 301-311. Praha.
- BRYDA, G., HUSEN, D. VAN, KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.P., und WAGREICH, M., 2013, Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterung, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/101_Eisenerz.pdf.

- DEKKERS, M.J., 1988, Magnetic properties of natural pyrrhotite Part I: Behaviour of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock-magnetic parameters in a grain-size dependent framework: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 52, p. 376–393, doi:[10.1016/0031-9201\(88\)90129-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90129-x).
- FLÜGEL, H.W., und NEUBAUER, F.R., 1984a, Geologische Karte der Steiermark 1:200.000, *in* Geologische Karten der österreichischen Bundesländer, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, <https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=steiermark200.pdf>.
- FLÜGEL, H.W., und NEUBAUER, F., 1984b, Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark, 1:200.000, *in* Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Flügel_Ebner_1984_Steiermark.pdf.
- GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R. R. & FINGER, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – *Journal of the Czech Geological Society*, **48**, 53–54, Prag.
- GNOJEK, I., BREITER, K. & CHLUPÁČOVÁ, M. (1996): The Moldanubian Pluton Structure (the Litschau CZ/ A Frontier Part) as Studied by the Ground Magnetism and by the Gamma-Ray Spectrometry. - *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 141, 95-96, Wien.
- GNOJEK, I. & PŘICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140**, 193-250, Wien.
- GÖD, R., KURZWEIL, J. & KLÖTZLI, U. (2017): Petrography, geochemistry and geochronology of granite hosted rhyodacites associated with a disseminated pyrite mineralization (Arnolz, Southern Bohemian Massif, Austria). - *Mineralogy and Petrology*, **111**, 219-236, Wien.
- HEINISCH, H., SCHMIDT, K., und SCHUH, H., 1984, Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich), *in* Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, 4, v. 126, p. 477–486, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/JB1264_477_A.pdf.

- HEINZ, H. (1992): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröffentlichter Bericht ÜLG-28/91, 72 S., Geologische Bundesanstalt Wien.
- HEINZ, H. (1994): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröffentlichter Bericht ÜLG-28/93, 75 S., Wien.
- HUNT, C.P., MOSKOWITZ, B.M., und BANERJEE, S.K., 1995, Magnetic properties of rocks and minerals, *in* Ahrens, T.J. Hrsg., *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, American Geophysical Union (AGU), AGU Reference Shelf, v. 3, p. 189–204, doi:[10.1029/RF003p0189](https://doi.org/10.1029/RF003p0189).
- JONES, F. (2006): MAG3D - A PROGRAM LIBRARY FOR FORWARD MODELLING AND INVERSION OF MAGNETIC DATA OVER 3D STRUCTURES, VERSION 4.0, UBC – Geophysical Inversion Facility 1998-2005.
- KLOMÍNSKÝ, J., JARCHOVSKÝ, T. & RAJPOOT, G. S. (2010): *The Atlas of Plutonic Rocks and Orthogneisses in the Bohemian Massif, 2. Moldanubicum*. - 199 S., Praha.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data - A Review. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **141**, 377-394, Wien.
- KOLLER, F. (1994): The South Bohemian Pluton – A complex batholith with a multiple intrusion history. - *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **139**, 258-313, Wien.
- KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. (1993): Bericht über neue Untersuchungsergebnisse an den Graniten des Südböhmischen Plutons. - *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **138**, 177-195, Wien.
- KREUSS, O. (Hrsg.), 2014, GF 100 Hieflau: Stand 2014, Ausgabe 2014/09, *in* Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/100_M31_2014.pdf.
- METZ, K., 1967, Blatt 130 - 131 Oberzeiring - Kalwang, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0130_000_A.pdf.

- MOSER, M. (Hrsg.), 2016, GF 132 Trofaiach: Stand 2015, Ausgabe 2016/03, in Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/132_M34.pdf.
- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, FRANCESCO P., HANDLER, R., VOLKER, H., KOLLER, F., und FRANK, W., 1999, Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, v. 79, p. 41–62, doi:[10.5169/SEALS-60197](https://doi.org/10.5169/SEALS-60197).
- O'REILLY, W., 1984, Rock and Mineral Magnetism: Springer US, doi:[10.1007/978-1-4684-8468-7](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8468-7).
- OKRUSCH, M., und MATTHES, S., 2014, Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde: Springer Spektrum.
- SCHATTAUER, I., FEICHTER, M., SCHEDL, A., PFLEIDERER, S., RAITH, J. & MOTSCHKA, K. (2019): Pilotstudie zur Entwicklung einer integrativen Prospektionsstrategie für kritische Metalle (Nb, Ta, W, SEE, Sn, Mo) in der Böhmisches Masse: Endbericht. - Unveröffentlichter Bericht, 62 S., Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., und SCHUSTER, R., 2004, Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 97, p. 93–117, doi:[10.1007/s00015-004-1113-x](https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x).
- SCHNABEL, W. (Koord.), FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENNMAYR, H.-G., EGGER, H., BRYDA, G., MANDL, G. W., NOWOTNY, A. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000, (2 Teile) - Geologische Bundesanstalt (Hrsg.); Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., 1987, Blatt 198 Weißbriach, in Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0198_000_A.pdf.
- SCHÖNLAUB, H.P., 1989, Blatt 199 Hermagor, in Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0198_000_A.pdf.
- SCHUSTER, R., TROPPER, P., KRENN, E., FINGER, F., FRANK, W., und PHILIPPITSCH, R., 2015, Prograde Permo-Triassic metamorphic HT/LP assemblages from the Austroalpine Jenig Complex (Carinthia, Austria): Austrian Journal of Earth Sciences, v. 108, p. 73–90, doi:[10.17738/ajes.2015.0005](https://doi.org/10.17738/ajes.2015.0005).

- THALHOFER, PH. (2017): Evidenzen für drei unterschiedliche Genesen spät-variszischer Ganggesteine in der südlichen Böhmisches Masse: Petrographie und Geochemie subvulkanischer Rhyolithe, Trachydazite und Dazite. – Masterarbeit Universität Wien, 79 S., Wien.
- WALDMANN L., GRILL, R. & WEINHANDL, R. (1958): Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel: A. Exkursion in den mittleren Teil des Waldviertels mit Zwettl als Mittelpunkt; B. Exkursion in die nördlichen und westlichen Teile des Waldviertels. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt: Sonderheft E, 26 S., Wien.
- ZEZULA, G., 1986, Rohstoffpotential Westliche Gailtaler Alpen: Geologischen Bundesanstalt resreport, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Berichte_GBA_002.pdf.

Anhang

Aufschlussverzeichnis

Eisenerz

Tabelle 1: Aufschlussverzeichnis: Koordinaten in WGS84, EPSG:4326 (GPS). SX: Einfallen der Schieferungsfläche, LX: Streckungslinear

Aufschluss#	Lithologie	Breite	Länge	Bemerkung
GSH-21/10	Metasiltstein	47.49413	14.83204	bräunlichgrau; submillimeter große Pyrit-Körner; SX 029/66
GSH-21/12	Metasiltstein	47.49849	14.82216	grünlich, Millimeter große kalkige Lagen
GSH-21/11	Metasiltstein	47.49846	14.82258	grau; SX 036/47
GSH-21/13	Metatuffit	47.49881	14.82080	grau bis leicht grünstichig
GSH-21/14	Tonschiefer	47.49964	14.81760	grünliche und schwarze Lagen alterieren
GSH-21/15	Metasiltstein	47.50065	14.81398	Grünlichgrau
GSH-21/16	Tonschiefer	47.50654	14.80782	Grünlich
GSH-21/17	Tonschiefer	47.50582	14.80949	Dunkelgrau bis schwarz; zeigt teils bräunliche oxidierte Verwitterungsstellen
GSH-21/18A	Metasiltstein	47.50785	14.80950	grau, es zeigen sich immer wieder dünnmächtige (Milli- bis Zentimeter) Vererzungen
GSH-21/18B	Metasiltstein	47.50761	14.80955	
GSH-21/19	Metasiltstein	47.50603	14.80413	subanstehend
GSH-21/20	Metasiltstein	47.50448	14.80587	
GSH-21/21	Metasiltstein	47.49982	14.80746	phyllitisch
GSH-21/22	Metasiltstein	47.49813	14.80976	
GSH-21/23	Metasiltstein	47.49518	14.82539	Karbonatische Lage - Dolomitischer Marmor?
GSH-21/24	Metasiltstein	47.49447	14.82372	
GSH-21/25	Grünschiefer	47.49411	14.82266	
GSH-21/26	Tonschiefer	47.49409	14.82054	garu-grünlich, phyllitisch
GSH-21/27	Metatuffit	47.49277	14.81782	

Gaital

Tabelle 2: Aufschlussverzeichnis: Koordinaten in WGS84, EPSG:4326 (GPS). SX: Einfallen der Schieferungsfläche, LX: Streckungslinear

Aufschluss#	Lithologie	Breite	Länge	Bemerkung
GSH-21/100	Glimmerschiefer	46.63878	13.23118	phyllitisch
GSH-21/101A	Grünschiefer	46.64217	13.23125	massig; SX 356/41, LX 312/16
GSH-21/101B	Grünschiefer	46.64205	13.23137	
GSH-21/102	Grünschiefer	46.64295	13.23554	SX 013/37, LX 092/05
GSH-21/103	Grünschiefer	46.64389	13.23356	
GSH-21/104	Grünschiefer	46.64355	13.23519	massig
GSH-21/105	Glimmerschiefer	46.65456	13.22661	
GSH-21/106	Glimmerschiefer	46.64378	13.18717	Hellglimmer-reich, cm-mächtige Quarz-Lagen; SX 348/46
GSH-21/107	Glimmerschiefer	46.64239	13.29375	ehemaliger Abbau
GSH-21/108	Glimmerschiefer	46.64257	13.29613	
GSH-21/109	Glimmerschiefer	46.65155	13.24569	
GSH-21/110	Grünschiefer	46.64970	13.24832	
GSH-21/111	Orthogneis	46.59942	13.43432	
GSH-21/112	Grünschiefer	46.65626	13.14758	SX 337/51
GSH-21/113	Glimmerschiefer	46.64266	13.20404	Schwemmfächer mit Glimmerschiefer, teils cm-mächtige Quarz-Lagen
GSH-21/114	Grünschiefer	46.64219	13.20565	Anthropogen: Grünschiefer (massig) als ca. 500m lange Böschungsfixierung
GSH-21/115	Schwämmfächer	46.63716	13.23072	Gemischte Lithologien, hpts. Glimmerschiefer aber auch einige Grünschiefer
GSH-21/116	Grünschiefer	46.64753	13.25691	massig

Messdaten

Eisenerz

Tabelle 3: Liste der Messdaten der magnetischen Suszeptibilität aus Eisenerz.

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/10	0.2440	1	1.07	0.261080
GSH-21/10	0.2670	3	1.23	0.328410
GSH-21/10	0.0710	3	1.23	0.087330
GSH-21/10	0.0030	3	1.23	0.003690
GSH-21/10	0.0770	2	1.15	0.088550
GSH-21/10	0.1870	0	1.00	0.187000
GSH-21/10	0.1200	4	1.32	0.158400
GSH-21/10	0.0740	3	1.23	0.091020
GSH-21/10	0.1520	3	1.23	0.186960
GSH-21/10	0.0640	4	1.32	0.084480
GSH-21/11	0.0260	5	1.41	0.036660
GSH-21/11	0.1770	3	1.23	0.217710
GSH-21/11	0.0590	2	1.15	0.067850
GSH-21/11	0.2140	1	1.07	0.228980
GSH-21/11	0.0170	4	1.32	0.022440
GSH-21/11	0.0120	4	1.32	0.015840
GSH-21/11	0.0290	4	1.32	0.038280
GSH-21/11	0.0680	5	1.41	0.095880
GSH-21/11	0.0220	2	1.15	0.025300
GSH-21/11	0.0137	2	1.15	0.015755
GSH-21/12	0.6290	2	1.15	0.723350
GSH-21/12	0.7340	3	1.23	0.902820
GSH-21/12	0.5560	3	1.23	0.683880
GSH-21/12	0.8980	2	1.15	1.032700
GSH-21/12	0.7130	2	1.15	0.819950
GSH-21/12	0.5440	1	1.07	0.582080
GSH-21/12	0.6550	3	1.23	0.805650
GSH-21/12	0.5760	3	1.23	0.708480
GSH-21/12	0.7680	0	1.00	0.768000
GSH-21/12	0.5840	2	1.15	0.671600

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/13	14.4000	2	1.15	16.560000
GSH-21/13	45.9000	2	1.15	52.785000
GSH-21/13	34.6000	2	1.15	39.790000
GSH-21/13	33.2000	2	1.15	38.180000
GSH-21/13	32.3000	2	1.15	37.145000
GSH-21/13	10.5000	2	1.15	12.075000
GSH-21/13	42.5000	2	1.15	48.875000
GSH-21/13	31.1000	2	1.15	35.765000
GSH-21/13	33.0000	2	1.15	37.950000
GSH-21/13	67.4000	4	1.32	88.968000
GSH-21/13	39.8000	3	1.23	48.954000
GSH-21/14	71.2000	2	1.15	81.880000
GSH-21/14	102.0000	2	1.15	117.300000
GSH-21/14	50.8000	2	1.15	58.420000
GSH-21/14	118.0000	4	1.32	155.760000
GSH-21/14	25.6000	3	1.23	31.488000
GSH-21/14	8.8500	2	1.15	10.177500
GSH-21/14	30.9000	2	1.15	35.535000
GSH-21/14	29.2000	1	1.07	31.244000
GSH-21/14	11.4000	5	1.41	16.074000
GSH-21/14	21.2000	2	1.15	24.380000
GSH-21/15	9.9000	2	1.15	11.385000
GSH-21/15	5.5000	2	1.15	6.325000
GSH-21/15	12.9000	1	1.07	13.803000
GSH-21/15	2.5800	2	1.15	2.967000
GSH-21/15	8.3000	2	1.15	9.545000
GSH-21/15	7.3000	2	1.15	8.395000
GSH-21/15	8.5800	2	1.15	9.867000
GSH-21/15	5.0400	3	1.23	6.199200
GSH-21/15	8.6000	3	1.23	10.578000
GSH-21/15	8.3100	0	1.00	8.310000
GSH-21/16	0.2360	3	1.23	0.290280
GSH-21/16	0.0760	3	1.23	0.093480
GSH-21/16	0.1430	3	1.23	0.175890
GSH-21/16	0.0980	4	1.32	0.129360

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/16	0.0190	4	1.32	0.025080
GSH-21/16	0.2320	4	1.32	0.306240
GSH-21/16	0.0500	3	1.23	0.061500
GSH-21/16	0.0550	3	1.23	0.067650
GSH-21/16	0.0300	4	1.32	0.039600
GSH-21/16	0.0300	5	1.41	0.042300
GSH-21/17	0.3700	2	1.15	0.425500
GSH-21/17	0.0640	3	1.23	0.078720
GSH-21/17	0.0820	3	1.23	0.100860
GSH-21/17	0.0400	2	1.15	0.046000
GSH-21/17	0.0150	2	1.15	0.017250
GSH-21/17	0.0250	2	1.15	0.028750
GSH-21/17	0.0040	2	1.15	0.004600
GSH-21/17	0.0380	2	1.15	0.043700
GSH-21/17	0.0050	2	1.15	0.005750
GSH-21/17	-0.0900	2	1.15	-0.103500
GSH-21/18A	45.6000	2	1.15	52.440000
GSH-21/18A	20.7000	2	1.15	23.805000
GSH-21/18A	33.9000	3	1.23	41.697000
GSH-21/18A	25.2000	2	1.15	28.980000
GSH-21/18A	34.7000	2	1.15	39.905000
GSH-21/18A	13.3000	2	1.15	15.295000
GSH-21/18A	52.4000	2	1.15	60.260000
GSH-21/18A	7.5500	2	1.15	8.682500
GSH-21/18A	27.8000	2	1.15	31.970000
GSH-21/18A	8.2200	3	1.23	10.110600
GSH-21/18B	19.8000	2	1.15	22.770000
GSH-21/18B	22.9000	2	1.15	26.335000
GSH-21/18B	7.4400	2	1.15	8.556000
GSH-21/18B	7.2100	2	1.15	8.291500
GSH-21/18B	9.7100	2	1.15	11.166500
GSH-21/18B	8.5400	3	1.23	10.504200
GSH-21/18B	24.0200	2	1.15	27.623000
GSH-21/18B	1.0000	3	1.23	1.230000
GSH-21/18B	38.0000	2	1.15	43.700000

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/18B	44.3000	3	1.23	54.489000
GSH-21/18B	107.0000	1	1.07	114.490000
GSH-21/18B	174.0000	1	1.07	186.180000
GSH-21/18B	113.0000	1	1.07	120.910000
GSH-21/18B	124.0000	1	1.07	132.680000
GSH-21/18B	90.0000	1	1.07	96.300000
GSH-21/19	0.0200	2	1.15	0.023000
GSH-21/19	0.0590	3	1.23	0.072570
GSH-21/19	0.0600	3	1.23	0.073800
GSH-21/19	0.2700	2	1.15	0.310500
GSH-21/19	-0.0700	4	1.32	-0.092400
GSH-21/19	-0.0900	3	1.23	-0.110700
GSH-21/19	0.0300	2	1.15	0.034500
GSH-21/19	-0.0180	2	1.15	-0.020700
GSH-21/19	-0.1220	2	1.15	-0.140300
GSH-21/19	-0.1600	3	1.23	-0.196800
GSH-21/20	0.4150	3	1.23	0.510450
GSH-21/20	0.3170	3	1.23	0.389910
GSH-21/20	0.3170	3	1.23	0.389910
GSH-21/20	0.2470	2	1.15	0.284050
GSH-21/20	0.2060	3	1.23	0.253380
GSH-21/20	0.2460	2	1.15	0.282900
GSH-21/20	0.0920	3	1.23	0.113160
GSH-21/20	0.2260	3	1.23	0.277980
GSH-21/20	0.0490	3	1.23	0.060270
GSH-21/20	0.0560	2	1.15	0.064400
GSH-21/21	0.5370	4	1.32	0.708840
GSH-21/21	0.5590	4	1.32	0.737880
GSH-21/21	0.5120	3	1.23	0.629760
GSH-21/21	0.4710	3	1.23	0.579330
GSH-21/21	0.4680	2	1.15	0.538200
GSH-21/21	0.1750	3	1.23	0.215250
GSH-21/21	1.4780	2	1.15	1.699700
GSH-21/21	0.3790	3	1.23	0.466170
GSH-21/21	0.2500	1	1.07	0.267500

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/21	0.1540	1	1.07	0.164780
GSH-21/22	72.6000	3	1.23	89.298000
GSH-21/22	59.9000	2	1.15	68.885000
GSH-21/22	46.4000	3	1.23	57.072000
GSH-21/22	8.5800	2	1.15	9.867000
GSH-21/22	21.6000	4	1.32	28.512000
GSH-21/22	5.2600	2	1.15	6.049000
GSH-21/22	56.7000	3	1.23	69.741000
GSH-21/22	40.8000	2	1.15	46.920000
GSH-21/22	2.6400	2	1.15	3.036000
GSH-21/22	32.0000	4	1.32	42.240000
GSH-21/23	-0.0260	3	1.23	-0.031980
GSH-21/23	0.0190	3	1.23	0.023370
GSH-21/23	-0.0189	3	1.23	-0.023247
GSH-21/23	0.0880	4	1.32	0.116160
GSH-21/23	-0.1210	5	1.41	-0.170610
GSH-21/23	-0.0137	4	1.32	-0.018084
GSH-21/23	-0.0720	3	1.23	-0.088560
GSH-21/23	-0.0760	3	1.23	-0.093480
GSH-21/23	-0.0770	2	1.15	-0.088550
GSH-21/23	-0.0780	3	1.23	-0.095940
GSH-21/24	0.1730	2	1.15	0.198950
GSH-21/24	0.1280	2	1.15	0.147200
GSH-21/24	0.1270	2	1.15	0.146050
GSH-21/24	0.1360	2	1.15	0.156400
GSH-21/24	0.0560	5	1.41	0.078960
GSH-21/24	0.0930	2	1.15	0.106950
GSH-21/24	0.1190	1	1.07	0.127330
GSH-21/24	0.0250	3	1.23	0.030750
GSH-21/24	0.0860	2	1.15	0.098900
GSH-21/24	0.0090	3	1.23	0.011070
GSH-21/25	0.3590	2	1.15	0.412850
GSH-21/25	0.2480	2	1.15	0.285200
GSH-21/25	0.2290	4	1.32	0.302280
GSH-21/25	0.4700	3	1.23	0.578100

Gailtal
Tabelle 4: Liste der Messdaten der magnetischen Suszeptibilität des Gailstals.

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/100	0.103	2	1.15	0.11845
GSH-21/100	0.120	3	1.23	0.14760
GSH-21/100	0.123	3	1.23	0.15129
GSH-21/100	0.011	5	1.41	0.01551
GSH-21/100	0.114	3	1.23	0.14022
GSH-21/100	0.210	3	1.23	0.25830
GSH-21/100	0.162	4	1.32	0.21384
GSH-21/100	0.052	4	1.32	0.06864
GSH-21/100	0.035	4	1.32	0.04620
GSH-21/100	0.006	5	1.41	0.00846
GSH-21/101A	5.080	3	1.23	6.24840
GSH-21/101A	6.200	5	1.41	8.74200
GSH-21/101A	0.410	8	1.72	0.70520
GSH-21/101A	16.200	4	1.32	21.38400
GSH-21/101A	6.760	4	1.32	8.92320
GSH-21/101A	0.611	3	1.23	0.75153
GSH-21/101A	2.220	4	1.32	2.93040
GSH-21/101A	13.100	7	1.61	21.09100
GSH-21/101A	18.300	4	1.32	24.15600
GSH-21/101A	11.200	2	1.15	12.88000
GSH-21/101B	2.660	1	1.07	2.84620
GSH-21/101B	39.200	3	1.23	48.21600
GSH-21/101B	16.800	3	1.23	20.66400
GSH-21/101B	17.300	2	1.15	19.89500
GSH-21/101B	6.470	2	1.15	7.44050
GSH-21/101B	14.500	2	1.15	16.67500
GSH-21/101B	12.100	2	1.15	13.91500
GSH-21/101B	12.800	4	1.32	16.89600
GSH-21/101B	10.000	3	1.23	12.30000
GSH-21/101B	15.100	3	1.23	18.57300
GSH-21/102	3.330	2	1.15	3.82950
GSH-21/102	1.510	3	1.23	1.85730
GSH-21/102	0.526	4	1.32	0.69432

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/102	3.120	2	1.15	3.58800
GSH-21/102	0.840	4	1.32	1.10880
GSH-21/102	1.220	2	1.15	1.40300
GSH-21/102	0.266	4	1.32	0.35112
GSH-21/102	1.190	2	1.15	1.36850
GSH-21/102	0.619	3	1.23	0.76137
GSH-21/102	0.516	3	1.23	0.63468
GSH-21/103	0.895	3	1.23	1.10085
GSH-21/103	0.242	5	1.41	0.34122
GSH-21/103	0.269	3	1.23	0.33087
GSH-21/103	0.055	5	1.41	0.07755
GSH-21/103	0.110	3	1.23	0.13530
GSH-21/103	0.161	3	1.23	0.19803
GSH-21/103	0.036	5	1.41	0.05076
GSH-21/103	0.141	3	1.23	0.17343
GSH-21/103	0.009	4	1.32	0.01188
GSH-21/103	0.073	3	1.23	0.08979
GSH-21/104	45.300	1	1.07	48.47100
GSH-21/104	5.850	7	1.61	9.41850
GSH-21/104	4.550	5	1.41	6.41550
GSH-21/104	12.100	5	1.41	17.06100
GSH-21/104	44.700	5	1.41	63.02700
GSH-21/104	21.000	6	1.51	31.71000
GSH-21/104	2.440	8	1.72	4.19680
GSH-21/104	7.660	4	1.32	10.11120
GSH-21/104	39.900	4	1.32	52.66800
GSH-21/104	44.600	4	1.32	58.87200
GSH-21/105	0.135	2	1.15	0.15525
GSH-21/105	0.169	2	1.15	0.19435
GSH-21/105	0.231	1	1.07	0.24717
GSH-21/105	0.174	2	1.15	0.20010
GSH-21/105	0.114	3	1.23	0.14022
GSH-21/105	0.300	2	1.15	0.34500
GSH-21/105	0.216	3	1.23	0.26568
GSH-21/105	0.288	2	1.15	0.33120

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/105	0.101	2	1.15	0.11615
GSH-21/105	0.128	3	1.23	0.15744
GSH-21/110	3.140	5	1.41	4.42740
GSH-21/110	33.100	4	1.32	43.69200
GSH-21/110	28.000	5	1.41	39.48000
GSH-21/110	3.190	5	1.41	4.49790
GSH-21/110	31.700	7	1.61	51.03700
GSH-21/110	23.000	5	1.41	32.43000
GSH-21/110	21.200	4	1.32	27.98400
GSH-21/110	1.000	4	1.32	1.32000
GSH-21/110	1.800	8	1.72	3.09600
GSH-21/110	5.610	3	1.23	6.90030
GSH-21/111	-0.019	5	1.41	-0.02679
GSH-21/111	0.082	4	1.32	0.10824
GSH-21/111	0.016	4	1.32	0.02112
GSH-21/111	-0.109	7	1.61	-0.17549
GSH-21/111	-0.080	7	1.61	-0.12880
GSH-21/111	-0.102	7	1.61	-0.16422
GSH-21/111	-0.125	3	1.23	-0.15375
GSH-21/111	-0.132	2	1.15	-0.15180
GSH-21/111	-0.006	2	1.15	-0.00690
GSH-21/111	-0.095	2	1.15	-0.10925
GSH-21/112	3.550	2	1.15	4.08250
GSH-21/112	8.390	2	1.15	9.64850
GSH-21/112	11.300	5	1.41	15.93300
GSH-21/112	3.780	4	1.32	4.98960
GSH-21/112	18.400	4	1.32	24.28800
GSH-21/112	3.660	5	1.41	5.16060
GSH-21/112	1.700	2	1.15	1.95500
GSH-21/112	3.470	2	1.15	3.99050
GSH-21/112	1.550	3	1.23	1.90650
GSH-21/112	3.530	2	1.15	4.05950
GSH-21/113	-0.040	3	1.23	-0.04920
GSH-21/113	-1.070	3	1.23	-1.31610
GSH-21/113	-0.068	3	1.23	-0.08364

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/113	-0.094	3	1.23	-0.11562
GSH-21/113	-0.060	3	1.23	-0.07380
GSH-21/113	-0.070	4	1.32	-0.09240
GSH-21/113	-0.027	3	1.23	-0.03321
GSH-21/113	0.056	2	1.15	0.06440
GSH-21/113	-0.080	2	1.15	-0.09200
GSH-21/113	-0.015	2	1.15	-0.01725
GSH-21/114	4.140	2	1.15	4.76100
GSH-21/114	1.300	2	1.15	1.49500
GSH-21/114	1.810	2	1.15	2.08150
GSH-21/114	6.500	1	1.07	6.95500
GSH-21/114	29.800	2	1.15	34.27000
GSH-21/114	9.920	2	1.15	11.40800
GSH-21/114	8.680	2	1.15	9.98200
GSH-21/114	34.400	2	1.15	39.56000
GSH-21/114	24.800	1	1.07	26.53600
GSH-21/114	39.800	2	1.15	45.77000
GSH-21/115	2.010	2	1.15	2.31150
GSH-21/115	5.380	1	1.07	5.75660
GSH-21/115	1.060	3	1.23	1.30380
GSH-21/115	-0.084	3	1.23	-0.10332
GSH-21/115	0.410	3	1.23	0.50430
GSH-21/115	6.110	2	1.15	7.02650
GSH-21/115	0.829	3	1.23	1.01967
GSH-21/115	-0.013	4	1.32	-0.01716
GSH-21/115	1.030	3	1.23	1.26690
GSH-21/115	0.412	4	1.32	0.54384
GSH-21/116	31.200	2	1.15	35.88000
GSH-21/116	23.700	1	1.07	25.35900
GSH-21/116	48.700	1	1.07	52.10900
GSH-21/116	12.700	2	1.15	14.60500
GSH-21/116	15.800	2	1.15	18.17000
GSH-21/116	27.000	1	1.07	28.89000
GSH-21/116	52.500	1	1.07	56.17500
GSH-21/116	11.000	2	1.15	12.65000

Aufschluss#	Rohmessung Suszeptibilität	Unebenheit (mm)	Korrekturfaktor	Suszeptibilität
GSH-21/116	4.450	2	1.15	5.11750
GSH-21/116	4.790	3	1.23	5.89170