



Projekt ÜLG-073/20

Zwischenbericht über den Projektzeitraum 01.2020 - 12.2020

MAGNETIK INVERSIONSRECHNUNG FÜR ROHSTOFFRELEVANTE FRAGESTELLUNGEN

von

A. AHL, P. SLAPANSKY

63 S., 16 Abb., 4 Tab.

Wien, Jänner 2021

PROJEKTLEITUNG

Dr. Andreas AHL, Mag. Klaus MOTSCHKA

MITARBEITERINNEN UND MITARBEITER

Dr. Andreas AHL	Geophysik
Dipl. Ing. Bernhard ATZENHOFER	GIS-Bearbeitung
Tanja KNOLL, MSc.	Rohstoffgeologie
Dr. Peter SLAPANSKY	Rohstoffgeologie
Mag. ^a Julia WEILBOLD	Rohstoffgeologie

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

Zusammenfassung	1
1. Messgebiet Eisenerz	2
1. 1. Geologisch-geophysikalische Interpretation	2
1. 2. Lagerstätten und Modellierung der magnetischen Suszeptibilität κ	14
1. 3. Gesteinsbeschreibung der Probenserie Kalwang	23
2. Messgebiet Gmünd	51
2.1. Überarbeitung der aeromagnetischen Daten	51
2.2. 3D-Modellrechnung der magnetischen Suszeptibilität im Messgebiet Gmünd	54
3. Ausblick	61
4. Literaturverzeichnis	61

Zusammenfassung

Dieser Bericht ist der dritte 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 2020.

Die Corona-Krise und die damit verbundenen Einschränkungen haben eine vollständige Abarbeitung der für das Projektjahr 2020 geplanten Arbeiten leider unmöglich gemacht. Zusätzlich verschärft wurde die Situation durch Krankenstände von entscheidenden Projektmitarbeitern im Ausmaß von ca. 16 Wochen.

Um die Projektmitarbeiter einem möglichst geringen Ansteckungsrisiko durch Corona auszusetzen, wurde darauf geachtet, dass sich Mitarbeiter ab März 2020 wenig bis gar nicht persönlich begegnen. Da die Arbeit der Geologen stärker an die Infrastruktur der Geologischen Bundesanstalt gebunden ist, wurden diese Arbeiten ab dem Sommer 2020 wieder verstärkt im Büro durchgeführt. Im Gegensatz dazu wurden die geophysikalischen Arbeiten seit März 2020 fast ausschließlich in Telearbeit durchgeführt. Die eingeschränkte Nutzung mancher Softwarepakete musste dabei leider in Kauf genommen werden. Diese Aufteilung zwischen Telearbeit und Arbeit im Büro entsprach den behördlichen Vorgaben, war epidemiologisch sinnvoll und von den Arbeitsabläufen her vertretbar. Geländearbeiten waren wegen der von Seiten der Behörden massiv eingeschränkten Möglichkeiten für Dienstreisen leider nicht möglich.

Für das Messgebiet Eisenerz konnte das, durch eine geologische Profilsérie anschaulich gemachte, räumliche Modell des geologischen Aufbaus mit der geophysikalischen 3D-Modellierung verschnitten werden. Das so gewonnene geologisch-geophysikalische Modell wurde dann in Hinblick auf mineralogische, petrologische und lagerstättenkundliche Daten, sowie im Lichte der geologischen Entwicklungsgeschichte interpretiert. Im letzten Quartal von 2020 wurden die 2019 gewonnenen Gesteinsproben aus dem Gebiet um Kalwang untersucht. Der für das Projektjahr 2020 geplante Abschluss des Messgebiets Eisenerz war jedoch wegen Einschränkungen für Geländearbeiten und der verordneten Telearbeit nicht möglich.

Die geplante Überarbeitung der Daten für das Messgebiet Gmünd (2014) und die darauf aufbauende geophysikalische 3D-Modellierung konnte weitestgehend in Telearbeit durchgeführt werden. Eine Bearbeitung seitens der Geologie konnte jedoch noch nicht erfolgen und soll im Projektjahr 2021 durchgeführt werden.

1. Messgebiet Eisenerz

1. 1. Geologisch-geophysikalische Interpretation

Anfang des Jahres 2020 wurde die geologische Profilsérie fertiggestellt, die eine räumliche Vorstellung des geologischen Aufbaues anschaulich macht, auch wenn es sich um kein echtes 3D-Modell handelt. Anschließend konnte dieses quasi räumliche geologische Modell mit der 3D-Modellierung der magnetischen Suszeptibilität verschnitten werden.

Dabei wurde zuerst, ausgehend wiederum von 2D-Profilen, über jedes geologische Profil das entsprechende Profil der berechneten magnetischen Suszeptibilität gelegt. Im nächsten Schritt war das Ziel, geologisch plausibel erscheinende Zuordnungen der Maxima der Suszeptibilitätsverteilung zu flächigen oder zu räumlichen geologischen Elementen vorzunehmen. Als flächige Elemente wurden tektonische Flächen wie Störungen, Störungszonen und Decken- und Schuppengrenzen als relevant erachtet, als räumliche Elemente einzelne Schichtglieder, stratigraphische, lithostratigraphische und tektonische Einheiten, sowie Bereiche mit geologischen, mineralogischen und petrographischen Besonderheiten (z. B. Mineralisationen, Diaphthoresezonen etc.).

Die daraus entstehende Vorstellung wurde, zunächst gedanklich, in die Zwischenräume zwischen den Profilen extrapoliert. Gemäß dem von der Geologie vorgegebenen Rahmen konnten nun mögliche Zusammenhänge zwischen geophysikalischen Anomalien festgestellt werden, und andererseits war es möglich, Strukturen abzugrenzen, zwischen denen aufgrund der Geologie ein Zusammenhang ausgeschlossen werden kann.

Darauf aufbauend wurde versucht, in dem berechneten 3D-Modell durch Variation, bzw. schrittweise Verringerung der jeweils dargestellten Stärke der Suszeptibilität, Strukturen zu finden, die mit dem gedanklichen geologischen Modell in Einklang stehen.

Um dieses Vorgehen systematisch zu gestalten und sich nicht in Details zu verzetteln, wurde die räumliche Verteilung der Suszeptibilitätsmaxima (die auch der räumlichen Verteilung magnetischer Anomalien entspricht) in geologisch definierte Klassen unterteilt.

Es wurden folgende Klassen erstellt:

- Anomalien innerhalb der Rannachformation
- Grünschiefer (basische Metavulkanite) der Veitsch-Decke
- Vererzungshorizont und Grünschiefer der Lagerstätte Kalwang - Kurze und Lange Teichen
- parallel dazu verlaufender Zug von Anomalien innerhalb der Veitsch-Decke
- basale Phyllonite und Grünschiefer der Silbersberg-Decke

- Bewegungshorizonte an geologischen Grenzen
- regionale Störungszonen
- Grünschiefer (basische Metavulkanite) der Norischen Decke
- Schuppenzone

Die so zu verschiedenen Klassen zusammengefassten Suszeptibilitätsbereiche konnten dann in einigen Fällen gut zu räumlichen Verteilungsmustern ergänzt werden. Oft wurden aber durch diese Variation der jeweils dargestellten Größe der modellierten Suszeptibilitätswerte manche räumlichen Strukturen erst erkennbar, die bis dahin durch Bereiche mit niedrigeren Werten verdeckt waren. In diesen Fällen war jetzt durch die modellierte Geophysik der Rahmen festgelegt, innerhalb dessen geologische Erklärungsmuster gefunden werden mussten.

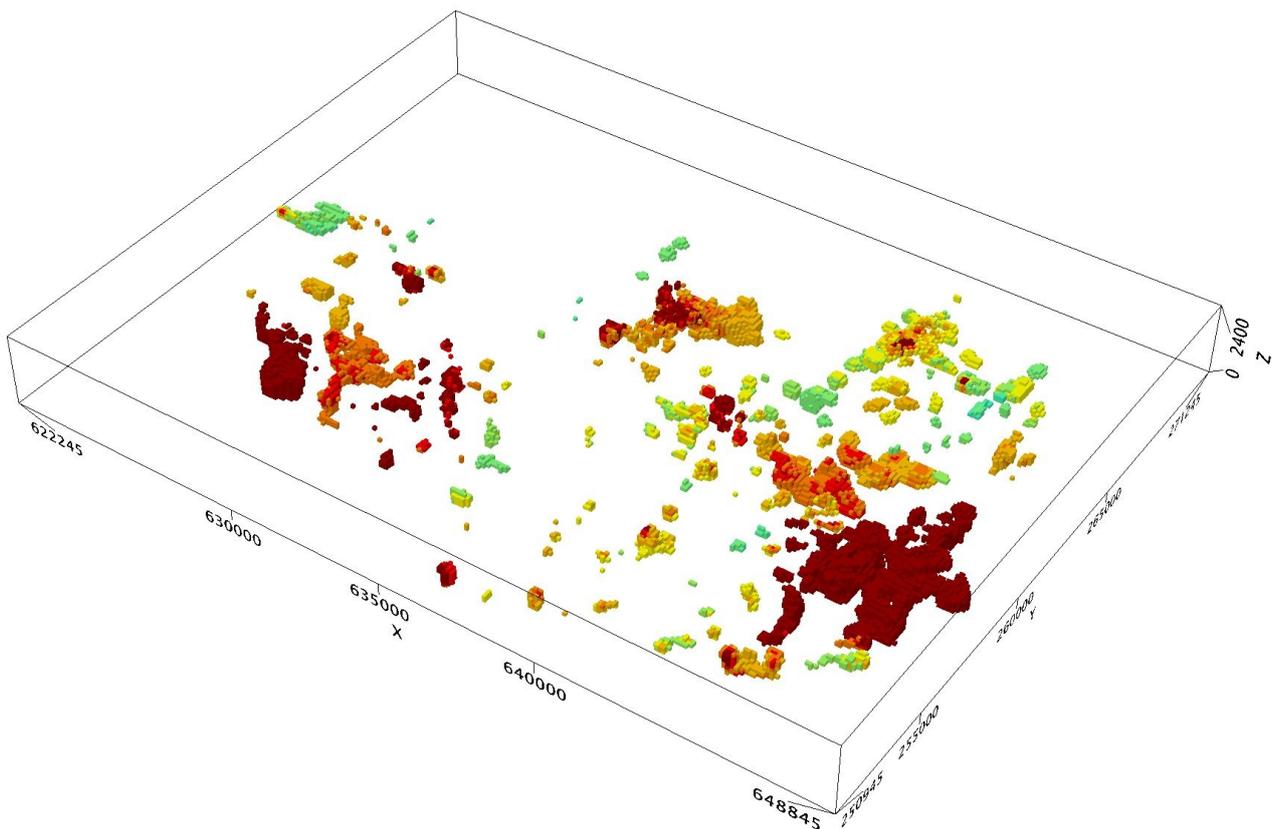


Abbildung 1: 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität. Hier sind alle nach dem oben beschriebenen Verfahren eruierten Maxima der magnetischen Suszeptibilität eingetragen.

Eine kartenmäßige Charakterisierung einzelner Schichtglieder oder ganzer tektonischer Einheiten durch die magnetischen Eigenschaften ist nicht möglich, da die Gesteinsformationen intern magnetisch viel zu inhomogen sind. Dies entspricht völlig den Gegebenheiten in der westlichen Norischen Decke (AHL et al., 2007).

Die Maxima der modellierten magnetischen Suszeptibilität sind in einem 3D-Block (Abb. 1) dargestellt. Die räumliche Dimension geht hier allerdings verloren. In den danach folgenden Abbildungen sind die einzelnen oben erwähnten Klasse separat behandelt. Anomalien, bei denen die Zuordnung zweifelhaft war, sind in zwei oder mehreren Klassen eingetragen. Die Stärke der magnetischen Suszeptibilität ist durch Farben angezeigt: grün relativ niedrig, dunkelrot sehr hoch.

- **Anomalien innerhalb der Rannach-Formation**

Phyllite bis Quarzite der Rannach-Formation treten am Südrand des Untersuchungsgebiets auf. Es werden darunter klastische Metasedimente verstanden, deren Ausgangsgesteine im Perm und in der Untertrias auf dem Seckauer-Kristallin abgelagert wurden. In der Rannach-Formation treten immer wieder z. T. sehr starke magnetische Anomalien auf, die nach METZ et al. (1980) durch einen feinkörnigen, diffus und unregelmäßig im Gestein verteilten Magnetitgehalt bedingt sind. Dieser kann lokal sehr starke Schwankung aufweisen (METZ, 1981). Die gemessenen Werte der Suszeptibilität reichen bis zu 10×10^{-3} SI (METZ et al., 1980).

Auch die Gesteine, die in den tektonischen Fenstern von Mautern und von Wald am Schoberpaß innerhalb der Veitsch-Decke zutage treten, werden der Rannach-Formation zugerechnet. Ein schmaler Streifen des Nordrandes der Rannach-Formation bildet den Südrand des Untersuchungsgebiets.

Bei einer Geländebegehung im Bereich eines sehr starken Maximums der modellierten magnetischen Suszeptibilität in der Umgebung des Pretallerkogels (3 km WNW Kalwang) wurden dort allerdings keine erhöhten Werte gemessen. Da sich die zugrundeliegenden Messungen der magnetischen Totalintensität am äußersten Rand des Hubschraubermessgebiets befinden, wird die Möglichkeit in Betracht gezogen, dass es sich bei den erhöhten Werten um rein rechnerische Artefakte handeln könnte.

Einige Anomalien werden der Rannach-Formation im Fenster von Wald am Schoberpaß zugezählt, wie auch Anomalien in der Fortsetzung der Gesteine des Fensters unter der Veitsch-Decke. Die Höhenverhältnisse sind in der Abbildung leider nicht erkennbar, bzw. nicht darstellbar.

Da die Palten-Liesing-Störungszone das Fenster von Wald am Schoberpaß quert, wurden die dortigen Anomalien auch in die Klasse „regionale Störungszonen“ aufgenommen.

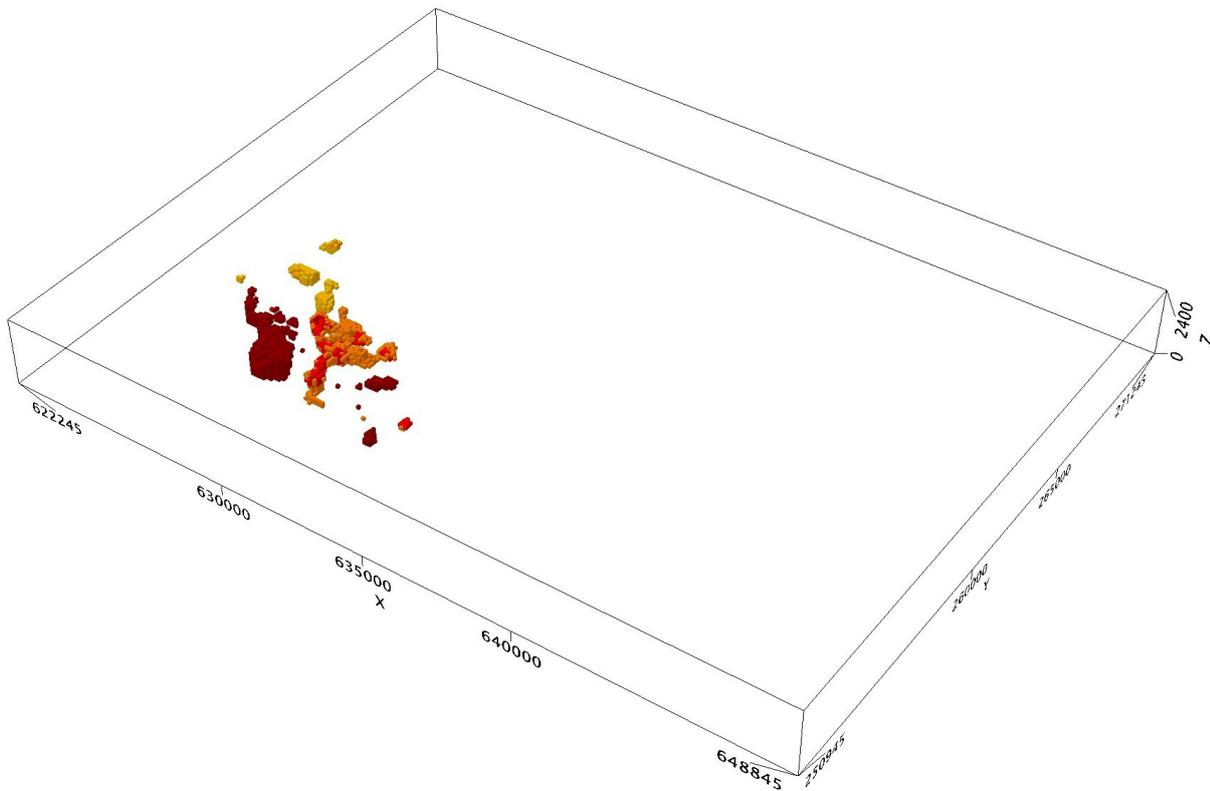


Abbildung 2: 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität. Dargestellt sind die Maxima, die der Rannach-Formation auf dem Seckauer Kristallin, bzw. im Fenster von Wald am Schoberpaß zugeordnet wurden. Weiter östlich und im Fenster von Mautern treten keine Anomalien der Rannach-Formation auf.

- **Grünschiefer (basische Metavulkanite) der Veitsch-Decke**

Innerhalb der Veitsch-Decke treten basische Metavulkanite in der Steilbachgraben-Formation (oberes Visé) auf. Im Untersuchungsgebiet sind zwei Vorkommen bekannt. Nördlich von Wald/Schoberpaß (Eggeralpe) sind Grünschiefer mit Graphitschiefern verknüpft oder in Wechsellagerung mit dunklen Karbonkalken (HAUSER, 1940; METZ, 1940; ZEISSL, 1986, PROCHASKA & EBNER, 1989). In der Kurzen Teichen (N Kalwang) sind die Metavulkanite in primärem Kontakt mit karbonen Schiefen aufgeschlossen (METZ, 1940, PROCHASKA & EBNER, 1989).

Petrographisch sind die Gesteine als Grünschiefer zu bezeichnen, geochemisch handelt es sich ausnahmslos um Abkömmlinge von Tuffen bzw. Tuffiten tholeiitischer Intraplattenbasalte (PROCHASKA & EBNER, 1989). Die Autoren (PROCHASKA & EBNER, 1989) erwähnen beim Mineralbestand keinen Magnetit, der in den von uns genommenen Proben jedoch in z. T. nicht unbeträchtlicher Menge nachgewiesen werden konnte.

Die Anomalien dieser Klasse sind gemeinsam mit anderen Klassen in der Abb. 3 eingetragen.

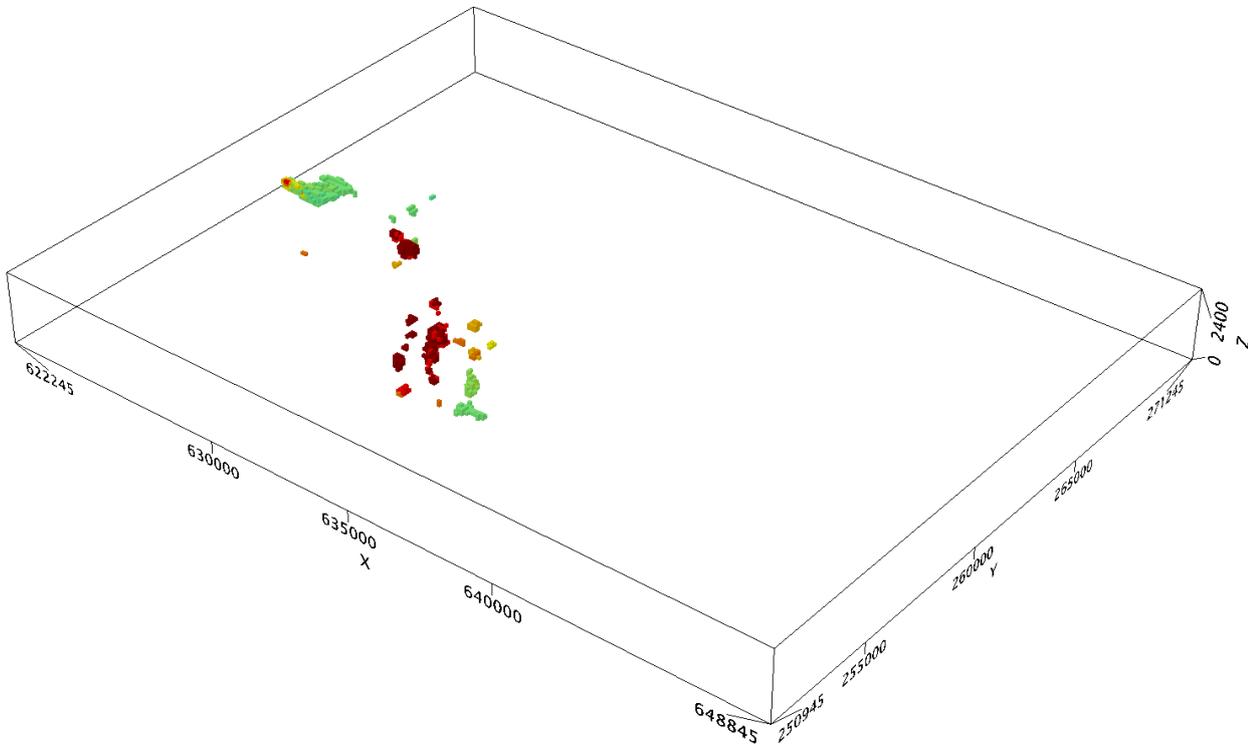


Abbildung 3: 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität. Es sind die Maxima der vier Klassen ● Grünschiefer (basische Metavulkanite) der Veitsch-Decke, ● Vererzungshorizont und Grünschiefer der Lagerstätte Kalwang – Kurze und Lange Teichen, ● parallel dazu verlaufender Zug von Anomalien innerhalb der Veitsch-Decke und ● basale Phyllonite und Grünschiefer der Silbersberg-Decke gemeinsam dargestellt.

- **Vererzungshorizont und Grünschiefer der Lagerstätte Kalwang – Kurze und Lange Teichen**

Auf die Vererzung in den Lagerstätten in der Kurzen und der Langen Teichen westlich des Hohen Gemeindegel wird im Abschnitt 1.2. „Lagerstätten und Modellierung der magnetischen Suszeptibilität“ eingegangen. Mit dieser Mineralisation genetisch eng verbunden ist eine vulkanogene Grungesteins-Serie.

Die Grünschiefer-Serie im Kurzteichenbachtal setzt sich aus granatführenden Chloritphylliten, Epidot-Albit-Chlorit-Schiefern, Epidot-Albit-Hornblende-Schiefern und Muskowit-Chlorit-Quarz-Schiefern zusammen (LOESCHKE et al., 1990). Es handelt sich hierbei um metamorphe basische Laven, Tuffe und Tuffite mit Einschaltungen rhyolithischer Aschenbänder, die als Quarz-Albit-Epidot-Schiefer vorliegen. Die Grünschiefer-Serie stellt somit eine bimodale Vulkanit-Serie dar, an

deren Aufbau sich basische und saure Tuffe und Laven und umgelagertes pyoklastisches Material beteiligen (LOESCHKE et al., 1990). Geochemisch sind die Gesteine als subbalkalische Vulkanite (Basalte, basaltische Andesite und z. T. auch Hawaiiite und Trachyandesite) anzusprechen (LOESCHKE et al., 1990). Während nach LOESCHKE et al. (1990) eine eindeutige Zuordnung zu einem geotektonischen Milieu nicht möglich ist (Basalte mittelozeanischer Rücken, Intraplattenbasalte bzw. Andesite konvergierender Plattenränder), handelt es sich nach SCHLAEGEL-BLAUT (1990) unzweifelhaft um Intraplatten-Alkalibasalte.

Tektonisch ist diese Serie wohl eher nicht der Norischen Decke, sondern der Silbersberg-Decke (sensu SCHUSTER, 2016) zuzuordnen.

Die Anomalien dieser Klasse sind gemeinsam mit anderen Klassen in der Abb. 3 eingetragen.

- **parallel dazu verlaufender Zug von Anomalien innerhalb der Veitsch-Decke**

Südlich der Anomalienzone von der Langen Teichen bis zum Hohen Gemeindegogel erstreckt sich eine weitere Aneinanderreihung von Anomalien, die auffällig parallel zur obigen verläuft. Die Anomalien dieser Zone verlaufen im Gegensatz dazu jedoch unter der Norischen Überschiebung innerhalb der Veitsch-Decke, liegen auch deutlich tiefer und erreichen nirgends die Oberfläche. Es könnte sich um einen Zug basischer Metavulkanite handeln, die an der Oberfläche nicht aufgeschlossen sind. Eventuell könnte auch ein Zusammenhang mit den Anomalien entlang der Kurzen Teichen etc. bestehen, der dann durch tektonische Komplikationen bedingt sein könnte. In der Veitsch-Decke dieses Gebiets treten immer wieder Einschuppungen von tektonisch höheren, wie auch tektonisch tieferen Elementen auf.

Die Anomalien sind gemeinsam mit anderen Klassen in der Abb. 3 eingetragen.

- **basale Phyllonite und Grünschiefer der Silbersberg-Decke**

METZ (1940) bezeichnet diese Serie als „Phyllonite, Glimmerschiefer und damit verbundene Grüngesteine“, und sieht sie als basale Formation der Grauwackendecke. Es wurde diskutiert, ob es sich tatsächlich um eine eigenständige Serie handelt oder ob sie zur Gerichtsgraben-Gruppe, bzw. Schichten unter dem Porphyroid gestellt werden sollte. Hier wurden die Serien gemäß der Gliederung von METZ (1940) zugeordnet. Tektonisch werden sie aber zur Silbersberg-Decke gestellt.

Es finden sich hier nur wenige kleine Anomalien, die strukturell zur Klasse der Anomalien in der Kurzen Teichen gehören, aber eindeutig in einem höheren stratigraphischen Niveau liegen. Sie sind gemeinsam mit anderen Klassen in der Abb. 3 eingetragen.

- **Bewegungshorizonte an geologischen Grenzen**

Bereiche erhöhter lokale Magnetisierung finden sich öfters in Bereichen, wo geologische Einheiten aneinander grenzen, die durch unterschiedliche Sprödigkeit bei mechanischer Beanspruchung charakterisiert sind. So bilden der Blasseneck-Porphyröid oder die massigen Dolomite des Devons starre Platten, zwischen denen sich leichter deformierbare Schiefer befinden.

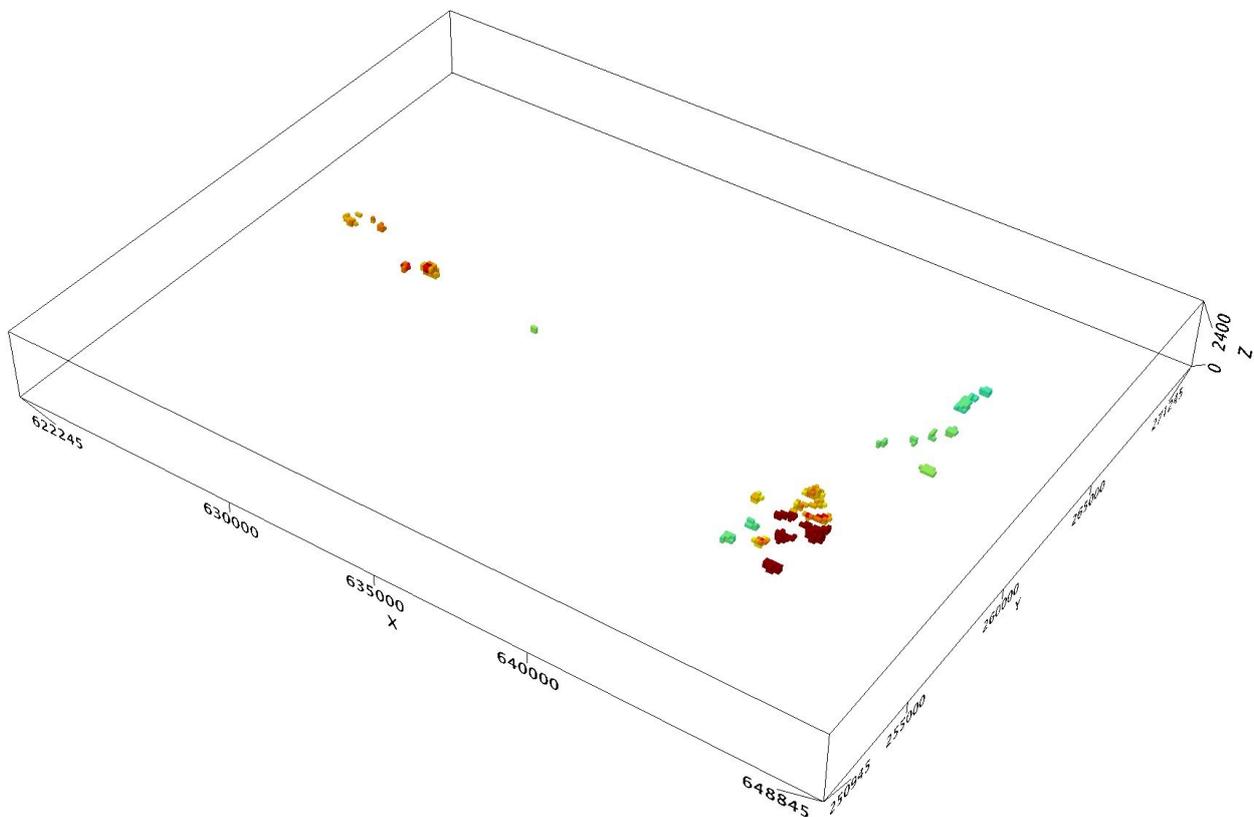


Abbildung 4: 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität. Bewegungshorizonte an geologischen Grenzen. Der linke, westliche Anomalienzug liegt an der Basis von Devondolomit, bzw. Blasseneck-Porphyröid, der östliche südlichere Cluster liegt in der Dolomitmasse des Reiting, der nördlichere mit schwächeren Anomalien liegt z. T. im Bereich der „Schuppenzone“ (Schönlaub, 1982).

Solche Grenzflächen könnten bei Deformation unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen mögliche Bewegungshorizonte mit erhöhtem hydrothermale Fluiddurchsatz darstellen, an denen

es bei Änderungen der P-T-Parameter zu Ausfällungen von gelösten Mineralphasen kommen kann. Diese Anomalien sind in der Abb. 4 eingetragen. Der östliche Anomalienzug liegt an der Untergrenze der Dolomite des Zeiritzkampl, bzw. an der Untergrenze des Blasseneck-Porphyrroids. Bei den östlichen Anomalien liegt ein Cluster innerhalb der mächtigen massigen Dolomite des Reiting, die bei tektonischer Beanspruchung im P-T-Bereich der Grünschieferfazies spröde mit Bruchbildungen reagiert, was eine bevorzugte Wegsamkeit für hydrothermal zirkulierende Wässer schafft. Der nördlich anschließende Cluster liegt in einer tektonisch stark beanspruchten, zerbrochenen und zerscherten Zone mit zahlreichen Störungs- und Scherflächen.

Die Anomalien sind in der Abbildung 4 eingetragen.

- **regionale Störungszonen**

Es handelt sich um lineare Zonen erhöhter Suszeptibilität, die im Bereich der Palten-Liesing-Störungszone und parallel zum Verlaufs der Trofaiach-Störungszone innerhalb des Trofaiacher Beckens auftreten.

Das Palten-Liesing-Störungssystem streicht in etwa WNW-ESE, ist ca. 65 km lang und verläuft von Liezen über das Paltental und Liesingtal bis ins Murtal bei St. Michael in der Obersteiermark. Es zeigt dextral-seitenverschiebende Kinematik im Miozän (Thesaurus der GBA). Ein Versatz von 8 km wird angenommen. (LINZER et al., 2002). Zum Palten-Liesing-Störungssystem liegt keine moderne geologische Bearbeitung vor.

Die Trofaiach-Störungszone ist vermutlich in der Oberkreide bei Temperaturen um 250°C und in 8-10 km Tiefe aktiv gewesen (NIEVOLL, 1985). Die Störungszone wurde im Miozän mit sinistralen Versetzungssinn als Scherzone mit Spröddefomation reaktiviert (NIEVOLL 1985, NEUBAUER et al. 1995, GRUBER et al., 2004).

GRUBER et al. (2004) beschreiben im Trofaiacher Becken bis zu 1 m dicke rötliche oder bräunliche Kataklastite und Kakirite an Begleitstörungen zur Trofaiachstörung. Diese selbst ist durch die miozänen Sedimente bedeckt und nicht direkt sichtbar.

Die Suszeptibilitätsanomalien könnten miozäne Scherhorizonte abbilden, in denen durch hydrothermale Konvektion von Fluiden, bzw. Fe-reicher Wässer eine Anreicherung von Fe-Mineralen stattgefunden haben könnte.

Die Anomalien sind in der Abbildung 5 eingetragen.

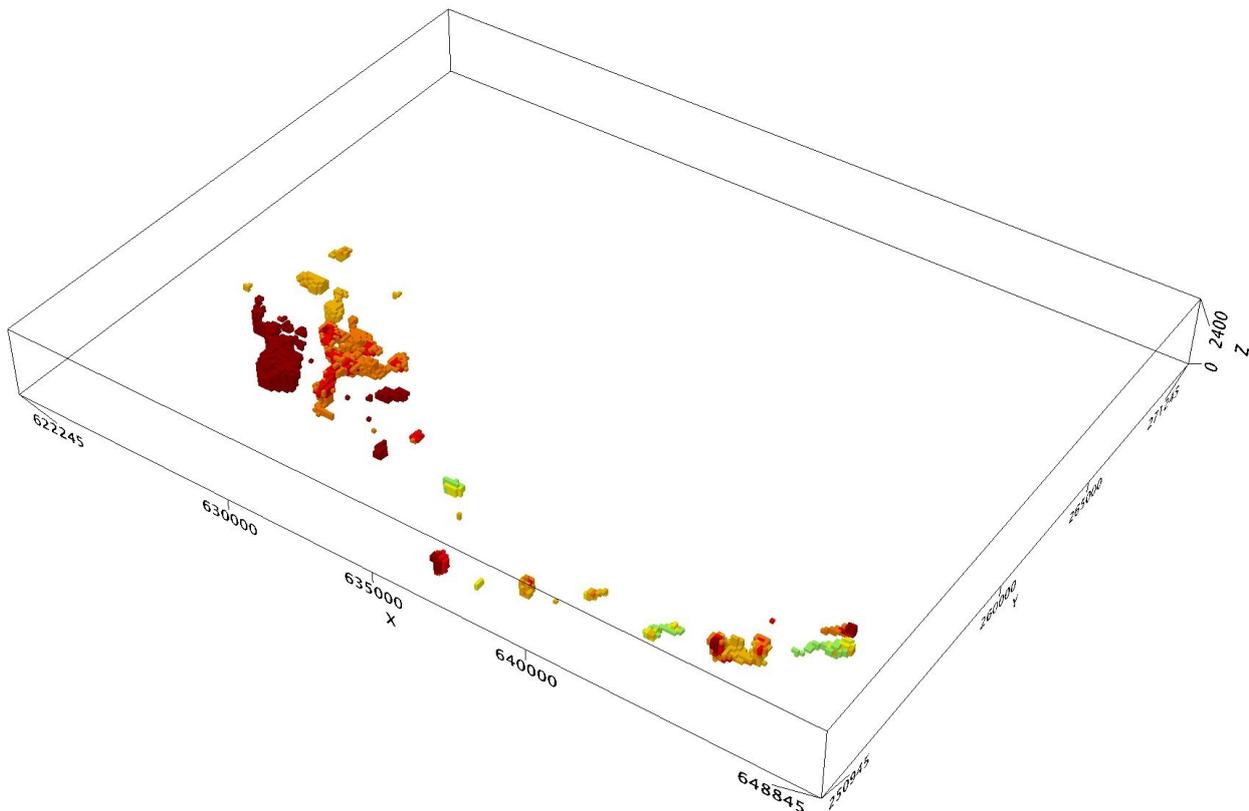


Abbildung 5: 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität. Die Palten-Liesing-Störungszone (links) streicht WNW-ESE, die Trofaiach-Störung streicht hier WSW-ENE. Die Palten-Liesing-Störungszone durchschneidet das Fenster von Wald am Schoberpaß, sodass die dortigen Anomalien auch unter Anomalien der Rannachformation (Abb. 2) eingetragen sind.

- **Grünschiefer (basische Metavulkanite) der Norischen Decke**

In die siliziklastischen Metasedimente der Rad-Formation eingeschaltet treten mächtige grünschieferfaziell überprägte Metavulkanite auf. Diese Gesteine auf Blatt ÖK 101 Eisenerz wurden von DAURER (in SCHÖNLAUB, 1982) als Metabasalt (wahrscheinlich metamorpher Lagergang = Sill), Spessartit (Hornblendeporphyr), Hornblendeporphyr, Grünschiefer mit ehemaligen Pyroxeneinsprenglingen (= Metabasalt), Chloritflatschenschiefer, sowie Metaglastuff klassifiziert. Aufgrund von Conodontenfunden in Karbonaten in Wechsellagerung mit basischen Tuffen konnte ein silurisches Alter der vulkanischen Aktivität nachgewiesen werden (SCHÖNLAUB, 1982).

Nach den Analysen von SCHLAEGEL-BLAUT (1990) handelt es sich geochemisch um Alkalibasalte. Magmatogenen Reliktstrukturen sind z. T. gut erhalten. Konkordant im Verband liegende gabbroide Gangschwärme lassen sich z. T. über weite Strecken verfolgen. Neben verschiedenen Vulkanoklastika (Lapillituffe, Aschentuffe etc.) treten mächtige Basalte (max. ca. 100 m) mit makroskopisch z. T. sehr gut erkennbaren Pillowstrukturen auf. Maximal sind 200 m basischer

Vulkanite durchgehend aufgeschlossen (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Es handelt sich ausschließlich um Intraplattenvulkanite, die sich in einem mäßig tiefen Randmeer mit vulkanischen Hochzonen (seamounts) und vulkanischen Inseln bildeten. Es gibt keine Hinweise auf einen mittelozeanischen Rücken oder auf Subduktion (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

Von METZ et. al. (1980) und von MAURITSCH (1987) wurden in-situ Suszeptibilitätswerte von $> 10 \times 10^{-3}$ SI berichtet.

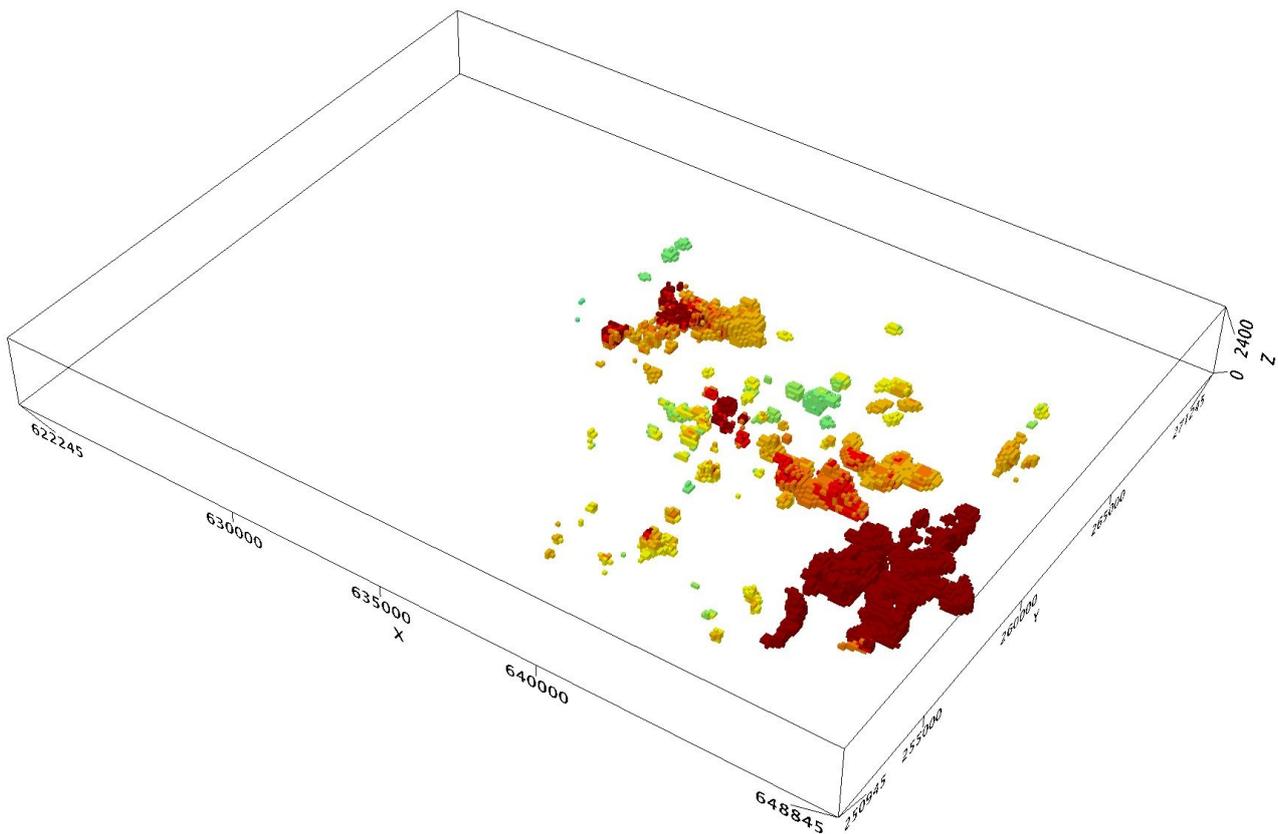


Abbildung 6: 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität. Die Anomalien sind oben im Text erläutert.

Aus dem Karbon der Norischen Decke sind mit Ausnahme fraglicher Vulkanitabkömmlinge in den Eisenerzer Schichten keine vulkanischen Gesteine bekannt (PROCHASKA & EBNER, 1989).

Ein größeres starkes Maximum der Suszeptibilität liegt etwas nördlich der Mitte des Untersuchungsgebiets. Es handelt sich um die Metavulkanite in der Umgebung von Ochsenkogel und Teichenegg. Einige kleinere Anomalien SE davon repräsentieren die gegen E einfallenden Grünschiefer am Fuß des Wildfeld und im Bereich des oberen Gößgraben, bis in die Umgebung des Hoheneck. Östlich anschließend finden sich zwei etwa E-W streichende stärkere Anomalien. Eine liegt unter dem Gößgraben im Bereich Löschenhube - Bärental, die zweite unter dem Bereich

Linsalm - Hohe Zölz. Beide zeigen, dass unter den Dolomiten der Reiting-Decke basische Metavulkanite in beträchtlicher Menge anzutreffen sind. Der größte und stärkste Anomalienkörper gehört zu den mächtigen Grünschieferzügen, die im Bereich Tendleralm - Schleichberg den Gößgraben queren und unter den Reiting einfallen. Die Struktur dieser Grünschieferzüge lässt sich als gegen NW, W bis SW einfallende Halbkuppel beschreiben, was sich sowohl aus der magnetischen Modellierung, wie auch aus den geologischen Profilen ergibt. Diese Gesteine bewirken eine sehr markante magnetische Anomalie, die sich auch auf der Geomagnetischen Karte von Österreich 1:1.000.000 (SEIBERL, 1990) als Maximum mit > 90 nT manifestiert. Für diese Anomalie müssen wohl Gesteine mit einer höheren Suszeptibilität, als an der Oberfläche gemessen wurde, im Untergrund postuliert werden (etwa Kappa-Werte im mittleren 10^{-2} Bereich, das sind Werte, die für Serpentine typisch wären).

Die Anomalien sind in der Abb. 6 eingetragen.

- **Schuppenzone**

Hier wurden erhöhte Suszeptibilitäten im Bereich der von H. P. Schönlaub (1982) definierten „Schuppenzone“ am Nordrand der Norischen Decke zusammengefasst. Diese Anomalien sind möglicherweise unterschiedlichster Genese.

Die Schuppenzone ist eine von SCHÖNLAUB (1982) definierte tektonische Einheit innerhalb der Norischen Decke. Zur Schichtfolge gehören im Ordovizium Schichten unter dem Blasseneckporphyroid, Blasseneckporphyroid, Polsterquarzit und Cystoideenkalk. Im Silur dominieren Schwarzschiefer mit zwischengeschalteten dunklen Kalkbänken. Im Oberludlowium (oberes Silur) setzt gleichmäßig eine Kalkentwicklung ein, die bis in das ältere Oberdevon andauern kann. Auch in dieser Entwicklung ist die Devon/Karbon-Grenze lückenhaft, d. h. die Eisenerzer Schichten folgen über einem Relief (SCHÖNLAUB, 1982). In struktureller Hinsicht handelt es sich um einen in kleinräumige, eng gepresste Schuppen aufgelösten Bereich, wobei einzelne Schichtglieder zu dünnen Lamellen ausgewalzt sind, die sich mehrmals wiederholen können. Die normale stratigraphische Reihenfolge des Altpaläozoikums ist nur vereinzelt gewahrt (SCHÖNLAUB, 1982). Die Klasse der Modellierung entspricht nicht genau dem von SCHÖNLAUB (1982) kartierten Bereich, sondern wurde auch in die Tiefe unter höhere Einheiten extrapoliert.

In der Schuppenzone treten keine Grüngesteine auf. Ob hier Mineralisationen oder andere Ursachen vorliegen ist unklar. Eine schlüssige Interpretation steht derzeit noch aus.

Die Anomalien sind in der Abbildung 7 eingetragen.

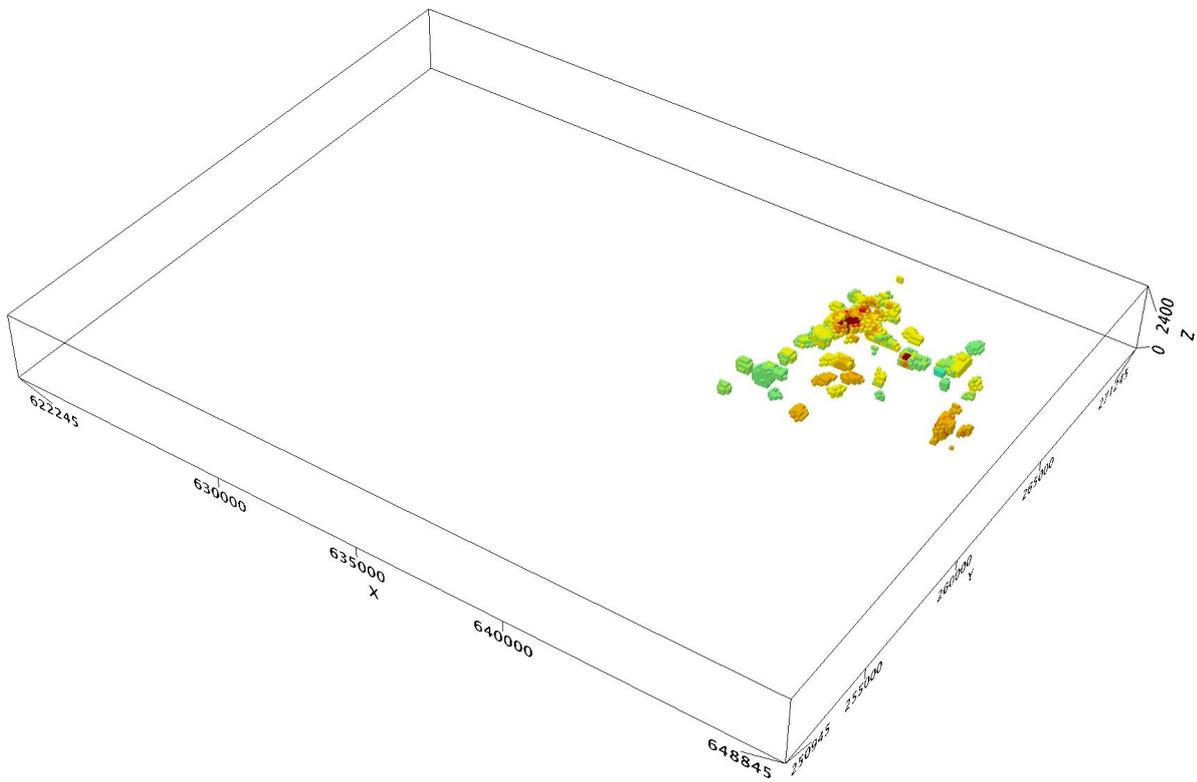


Abbildung 7: 3D-Modell der magnetischen Suszeptibilität der „Schuppenzone“.

1. 2. Lagerstätten und Modellierung der magnetischen Suszeptibilität κ

Von den Lagerstätten des Untersuchungsgebiets können vor allem die sulfidischen (meist Komplexsulfide i. A.), in geringerem Maße auch die karbonatischen (hpts. deren Verwitterungsminerale Limonit und Hämatit) hinsichtlich ihrer magnetischen Eigenschaften von Interesse sein.

Magnetit ist das ferrimagnetische Mineral mit der höchsten magnetischen Suszeptibilität $\kappa = 9$ bis 25). Aufgrund der gegenüber den meisten gesteinsbildenden Mineralen 1000 bis 10000 fach höheren Werten des Magnetit können schon Gesteine mit relativ geringen Magnetitgehalten das magnetische Gesamtfeld deutlich beeinflussen. Magnetit tritt im Untersuchungsgebiet in den sulfidischen Vererzungen im engeren Sinn nur untergeordnet auf, findet sich aber verbreitet im Nebengestein, wobei ein genetischer Zusammenhang gesehen wird (Schäffer & Tarkian, 1984).

In den sulfidischen Lagerstätten tritt Pyrrhotin als ferrimagnetisches Mineral mit sehr hoher magnetischer Suszeptibilität ($\kappa = 10^{-2}$ bis 10^{-1}) in unterschiedlichen Anteilen auf. Der als Oxidationsphase immer wieder auftretende Hämatit mit κ im Bereich von 10^{-3} bis 10^{-2} bewirken nur dann relevante magnetische Anomalien, wenn er in entsprechenden Mengen vorhanden ist. Pyrit besitzt mit κ von 10^{-6} eine sehr niedrige Suszeptibilität, kann aber weitgehend zu Hämatitpseudomorphosen umgewandelt sein.

Die Eisenkarbonate Siderit, Ankerit und Rohwand, die das Haupterz in karbonatischen Mineralisationen und Vererzungen im Untersuchungsgebiet darstellen, weisen nur geringe magnetische Suszeptibilität auf (κ von 10^{-5} bis 10^{-4}). Je nach Zusammensetzung (Limonit in Form verschiedener Fe-Hydroxide, Hämatit, etc.) zeigt die Verwitterungszone von Siderit-, Ankerit- und Rohwandlagerstätten unterschiedliche, oft etwas höhere Werte. Diese Werte liegen in der Größenordnung eines paramagnetischen Nebengesteins, dementsprechend treten dann diese Vererzungen magnetisch nicht in Erscheinung. Ist das Nebengestein allerdings von diamagnetischen Mineralen (mit sehr kleinem negativem κ) wie Quarz oder Kalzit dominiert, kann ein für eine Prospektion verwertbarer Suszeptibilitätskontrast auftreten.

In den folgenden Tabellen (Tab. 1 bis Tab. 4) sind die in die Untersuchung aufgenommenen Lagerstätte aus dem Bergbau-/Haldenkataster der GBA (FA Rohstoffgeologie) mit samt ihrer Rohstoff-, sowie mineralogisch-geochemischen Charakteristik aufgeführt.

Tabelle 1: Liste der relevanten Lagerstätten aus dem Kartenblatt ÖK 100 Hieflau, Bergbau-/Haldenkataster (GBA, FA Rohstoffgeologie) eingetragen sind Nummer, Bergbau-ID und Name des Vorkommens, sowie seine Rohstoff-, bzw. mineralogisch-geochemischen Charakteristik.

Vorkommen Nr.	Bergbau ID	Vorkommen Name	Rohstoff	mineral.-geochem. Charakteristik
100/1008	ID 6912	Radmer an der Stube - Bucheck_Vogelstenn	Fe, Cu	Karbonate, Sulfide
100/1009	ID 7125	Radmer a. d. Hasel - Ghf. Zur Eiche NE	Fe	Karbonate
100/1010	ID 6914	Radmer an der Hasel - Greifenberg	Cu, Ag	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1011	ID 6915	Radmer an der Hasel - Faschinggraben	Cu, Ag	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1012	ID 6916	Radmer an der Hasel - Grazer Graben_Pleschkogel E	Cu, Ag	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1014	ID 7528	Hüpfingerhals SE	Cu, Fe	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1015	ID 6921	Neuburgalm E	Fe	Karbonate
100/1016	ID 7529	Schüssergraben	Fe	Karbonate
100/1017	ID 6920	Edelgraben	Fe	Karbonate
100/1018	ID 7156	Schneckenkogel	Fe	Karbonate
100/1019	ID 6917	Ramsau - Kupfergraben	Cu, Fe	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1020	ID 7186	Kühbachalm NE	Cu, Ag	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1021	ID 6925	Kammerlgraben - Kammerlalm	Cu, Fe, Ag	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1022	ID 7530	Pleschkogel NE	Fe	Karbonate
100/1023	ID 6924	Gscheideggkogel - Ochsenriedl	Fe	Karbonate
100/1024	ID 6908	Radmer - Stixengraben	Fe	Karbonate
100/1025	ID 6923	Größenberg N	Fe	Karbonate
100/1026	ID 6911	Radmer - Grünriedl	Fe	Karbonate
100/1027	ID 6907	Haindlgraben _ Hanelgraben - Beerriedel	Fe	Karbonate
100/1028	ID 6910	Radmerhals W	Fe	Karbonate
100/1029	ID 7565	Radmerhals ESE - Lichteck NE	Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1030	ID 6922	Ramsau - Halsbach	Cu, Ag	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1031	ID 7531	Kaltenbachriedel	Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1032	ID 7534	Kaltenbach	Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
100/1035	ID 7532	Ochsenkogel ESE	Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.

Tabelle 2: Liste der relevanten Lagerstätten aus dem Kartenblatt ÖK 101 Eisenerz, Bergbau-/Haldenkataster (GBA, FA Rohstoffgeologie) eingetragen sind Nummer, Bergbau-ID und Name des Vorkommens, sowie seine Rohstoff-, bzw. mineralogisch-geochemischen Charakteristik.

Vorkommen Nr.	Bergbau ID	Vorkommen Name	Rohstoff	mineral.-geochem. Charakteristik
101/1003	ID 8820	Glanzberg SW	Fe	Karbonate
101/1004	ID 6966	Glanzberg SSW	Fe	Karbonate
101/1005	ID 8819	Gsoll - Gsollhof NNE	Fe	Karbonate
101/1006	ID 8790	Gsoll - Gsollhütten NW	Fe	Karbonate
101/1007	ID 8773	Eisenerz SE	Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
101/1008	ID 6186	Steirischer Erzberg	Fe	Karbonate
101/1009	ID 8770	Donnersalpe NE - Tulleck W	Fe	Karbonate
101/1010	ID 8769	Tulleck SW	Fe	Karbonate
101/1011	ID 6968	Tulleck SE	Fe	Karbonate
101/1012	ID 8771	Tulleck ESE	Fe	Karbonate
101/1013	ID 8772	Tulleck ESE - Hohenegg E	Fe	Karbonate
101/1014	ID 8749	Tullbach E - Krumpental W	Fe	Karbonate
101/1015	ID 8809	Größenberg NNW	Fe	Karbonate
101/1016	ID 8810	Größenberg ESE - Sauberbrunngraben	Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
101/1017	ID 8811	Reichenstein NW - Geißalm S	Fe, Cu?	Karbonate, Sulfide
101/1018	ID 8776	Plattenalm WNW - Erzberg SE	Fe	Karbonate
101/1019	ID 8812	Rössel NW	Fe	Oxide, Hydroxide
101/1020	ID 8815	Niederpolster SW	Fe	Karbonate
101/1021	ID 8816	Polster NW	Fe	Karbonate
101/1022	ID 8817	Polster WNW	Fe	Karbonate
101/1023	ID 8818	Polster W	Fe	Karbonate
101/1025	ID 6971	Niederpolster NE	Cu, Fe	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
101/1031	ID 9049	Größenberg NE	Fe	Karbonate

Tabelle 3: Liste der relevanten Lagerstätten aus dem Kartenblatt ÖK 131 Kalwang, Bergbau-/Haldenkataster (GBA, FA Rohstoffgeologie) eingetragen sind Nummer, Bergbau-ID und Name des Vorkommens, sowie seine Rohstoff-, bzw. mineralogisch-geochemischen Charakteristik.

Vorkommen Nr.	Bergbau ID	Vorkommen Name	Rohstoff	mineral.-geochem. Charakteristik
131/1002	ID 4891	Rotwandköpfl	Fe	Karbonate, Sulfide
131/1003	ID 4806	Radmer_Kammerlalm	Cu, Ag	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1004	ID 7505	Kühbachalm - Kammerlwand	Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1005	ID 4890	Zeiritzkampel WNW	Fe	Karbonate, Sulfide
131/1006	ID 4889	Zeiritzkampel NW	Fe	Karbonate, Sulfide
131/1007	ID 7533	Brunnecksattel NW	Fe	Karbonate, Sulfide
131/1008	ID 4895	Achnerkuchl SE	Fe	Oxide, Sulfide
131/1009	ID 4871	Kalwang - Teichen	Cu, Fe, Au	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1010	ID 4894	Kalwang - Kurze Teichen_Thon NW	Fe, Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1011	ID 4888	Kalwang - Lange Teichen Frauenbergstollen	Fe, Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1012	ID 7665	Kalwang - Kogelleiten_Bartolomäi Stollen	Fe, Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1013	ID 7666	Kalwang - Kleiner Puchgraben	Fe, Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1014	ID 4886	Wald - Hansl	Fe, Cu	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
131/1015	ID 7667	Unterwald SW	Cu, Fe	Sulfide, Komplexsulfide i.A.

Tabelle 4: Liste der relevanten Lagerstätten aus dem Kartenblatt ÖK 132 Trofaiach, Bergbau-/Haldenkataster (GBA, FA Rohstoffgeologie) eingetragen sind Nummer, Bergbau-ID und Name des Vorkommens, sowie seine Rohstoff-, bzw. mineralogisch-geochemischen Charakteristik.

Vorkommen Nr.	Bergbau ID	Vorkommen Name	Rohstoff	mineral.-geochem. Charakteristik
132/1001	ID 4874	Kruppen - Zölzgraben	Hg	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
132/1002	ID 7845	Zölzalm N	Hg, Fe	Sulfide, Komplexsulfide i.A.
132/1005	ID 4911	Gößgraben - Lins NE	Fe	Karbonate
132/1006	ID 7846	Gößgraben - Lins ESE	Fe	Karbonate
132/1008	ID 4909	Dimsdorf	Fe	Hydroxide, Sulfide
132/1009	ID 7866	Mochl NW - Fürstenberg	Fe	Oxide, Sulfide

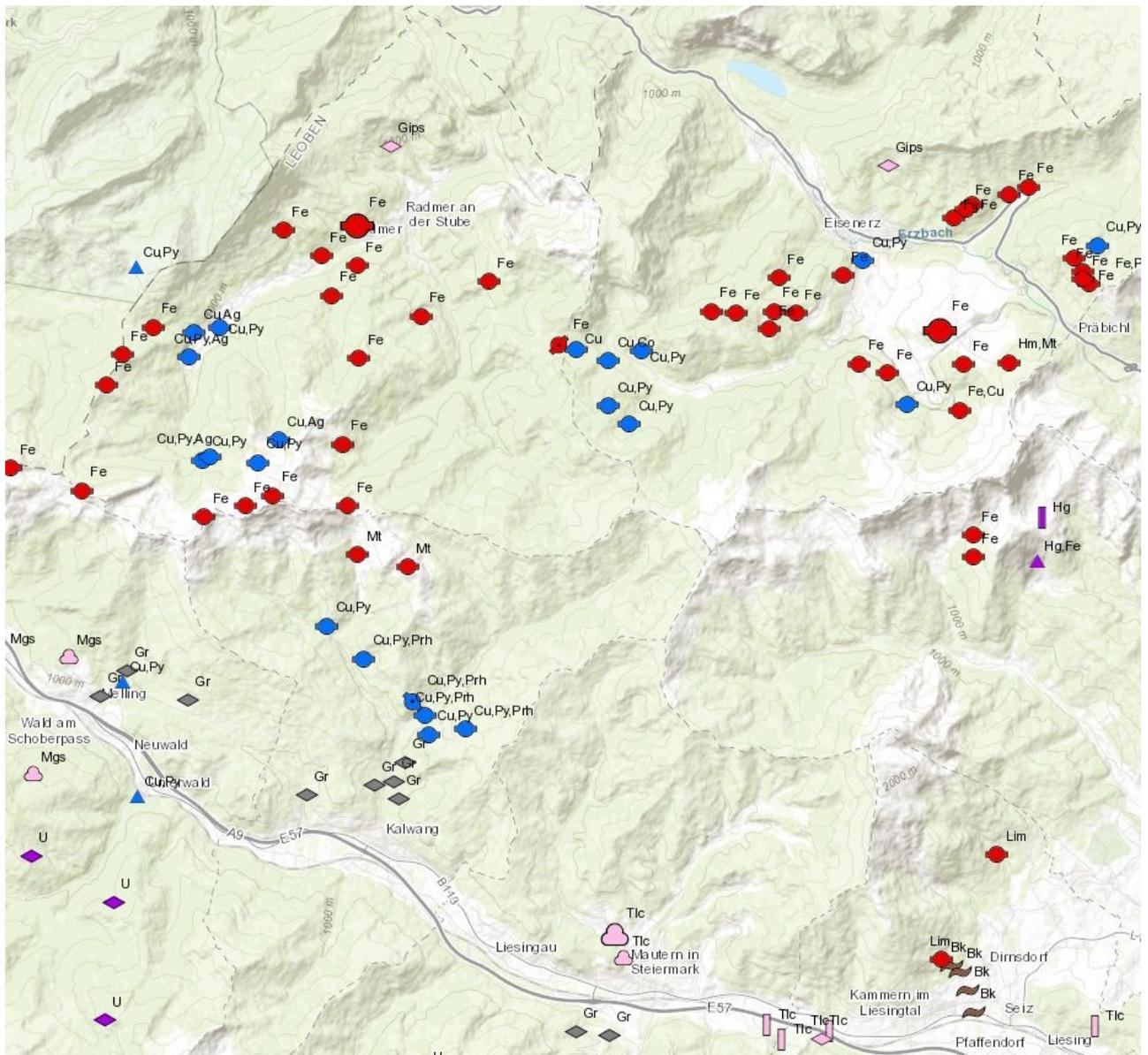


Abbildung 8: Darstellung des Untersuchungsgebiets in der GIS-Applikation IRIS (Interaktives Rohstoff Information System) der GBA. In rot sind die Eisenlagerstätten (Karbonate, Oxide), in blau die Buntmetallagerstätten (sulfidisch, meist Cu, Fe und Ag) dargestellt. Die Form des Symbols zeigt polymorphe Lagerstätten. Andere Symbole von hier nicht behandelten Lagerstätten sind: rosa für Magnesit-, Talk- und Gips-, grau für Graphit-, braun für Braunkohle- und violett für Uran- und Quecksilberlagerstätten.

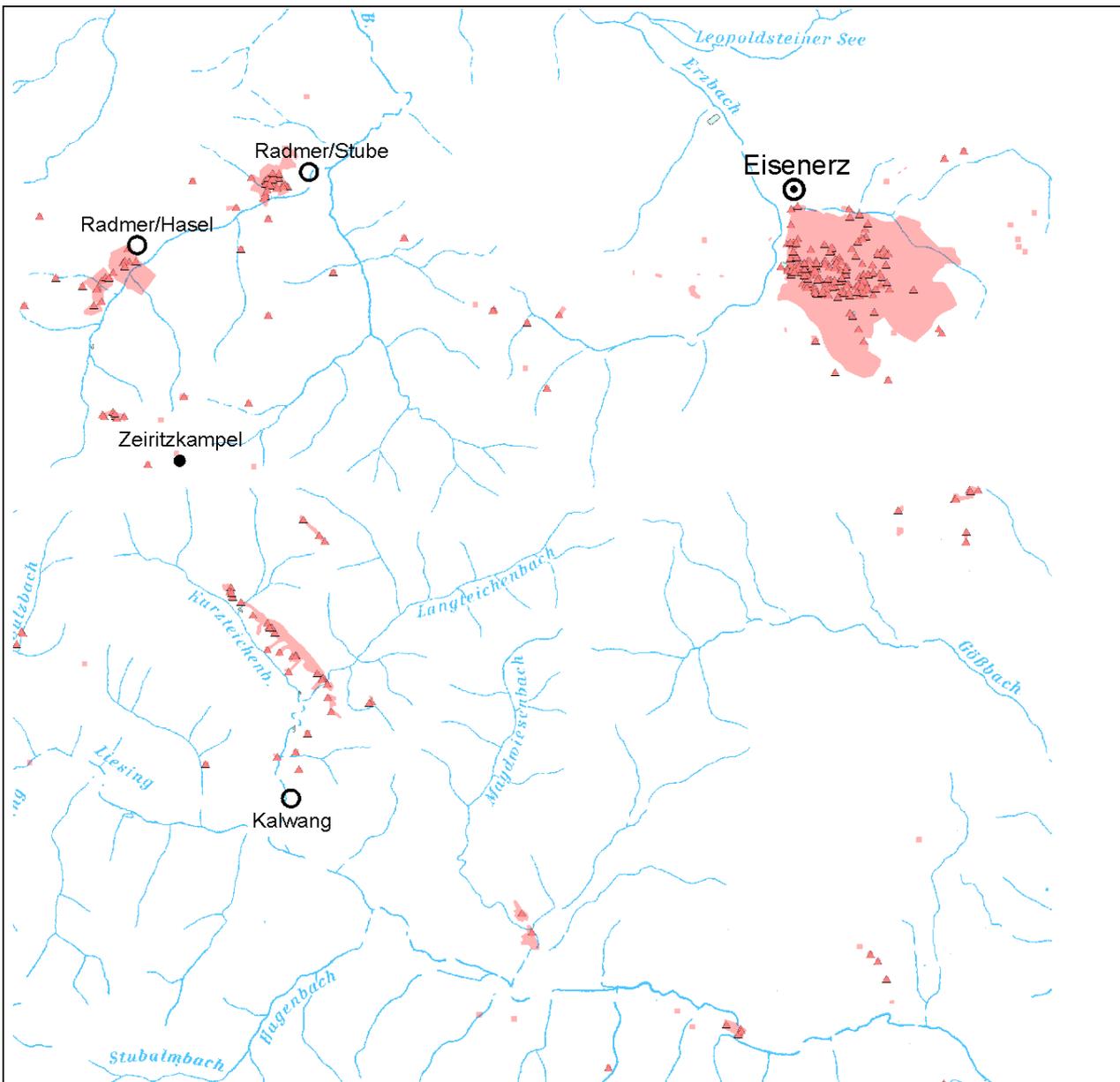


Abbildung 9: Das Untersuchungsgebiet im Bergbau- und Haldenkataster der GBA. In den Rottönen sind Bergbaureviere als Flächen und Stollen als kleine Dreiecke dargestellt.

In den Abbildungen 8 und 9 ist die Lage der Mineralisationen und Bergbaue in der GIS Applikation IRIS (Interaktives RohstoffInformationssystem) der GBA (Abb. 8) und Im Bergbau- und Haldenkataster der GBA FA Rohstoffgeologie (Abb. 9) mit jeweils spezifischen Zusatzinformationen dargestellt.

In der Abbildung 10 sind die Maxima der verschiedenen modellierten Suszeptibilitätsklassen, sowie die Lage der Lagerstätten in eine 3D-Darstellung eingetragen. Die Position der Lagerstätten im Raum wurde dabei anhand der geologischen NS-Profile eruiert, und in den Raum zwischen den Profilen extrapoliert.

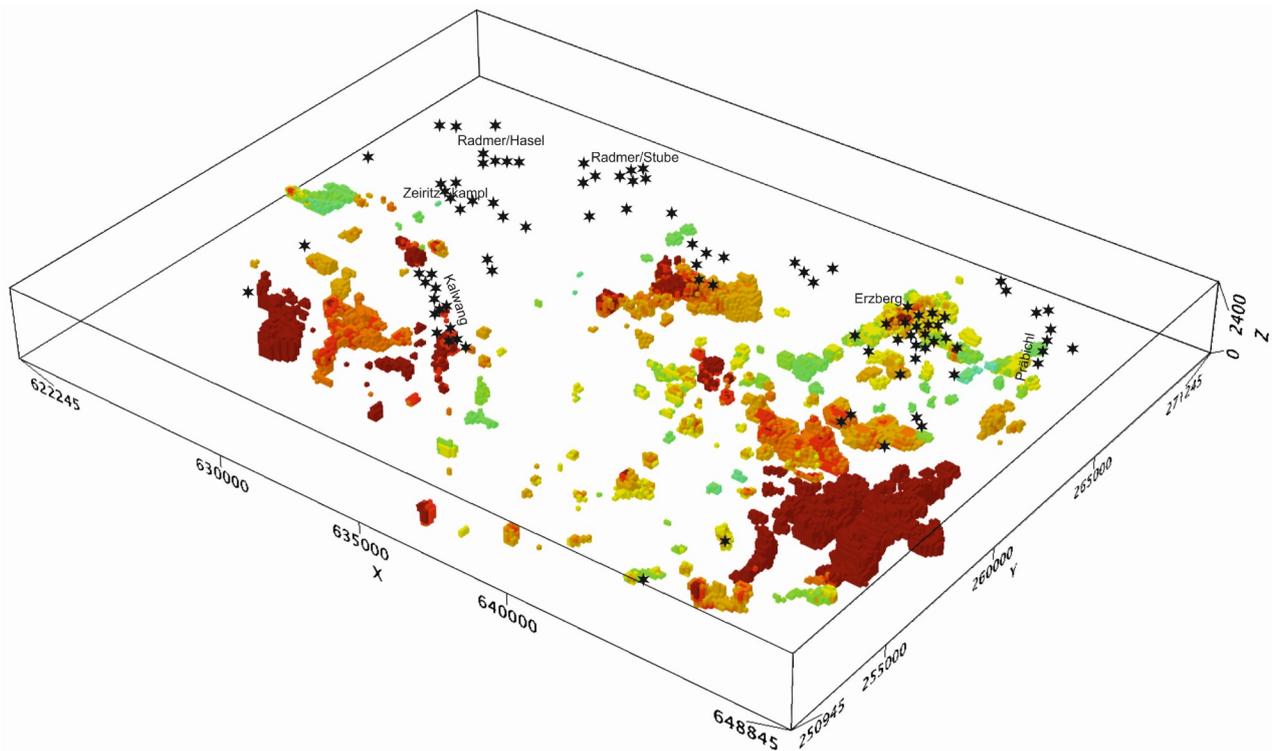


Abbildung 10: 3D-Modell der Maxima der magnetischen Suszeptibilität (von grün zu rot ansteigende Werte), als schwarze Sterne sind die Lokalitäten von Lagerstätten aus dem Bergbau- und Haldenkataster der GBA eingetragen (aus Platzgründen bei weitem nicht alle). Einzelne Lagerstättenreviere sind mit Namen gekennzeichnet.

Im Bereich der Lagerstätte Kalwang (CANAVAL, 1895, SCHÄFFER & TARKIAN, 1984) findet sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den Lagerstättenrevieren und der räumlichen Verteilung der Suszeptibilitätsmaxima. Es finden sich dort zwei unterscheidbare sulfidische Vererzungstypen, die als synsedimentär exhalativ gedeutet werden (SCHÄFFER & TARKIAN, 1984). Die westlichere, höher temperierte „Sebastianivererzung“ ist geprägt durch Pyrrhotin und Chalkopyrit, die östlichere, niedriger temperierte „Edmundivererzung“ ist charakterisiert durch derben Pyrit. In beiden Vererzungstypen ist Magnetit kein wesentlicher Bestandteil der Vererzung selbst. Im unmittelbaren Liegendbereich des Sulfidlagers findet sich allerdings eine silikatreiche Fe-Formation, die ausschließlich aus Magnetit und Spessartin (Mn-reicher Granat) besteht. Diese wird als Produkt

eines konvektierenden euxinischen Systems im direkten genetischen Zusammenhang mit der Kalwanger Sulfidvererzung gesehen, das die Metalllösungen produzierte (SCHÄFFER & TARKIAN, 1984). Die Lagerstätte liegt innerhalb einer Grüngesteinsserie, welche unmittelbar über der Norischen Überschiebung positioniert ist (LOESCHKE et al., 1990). Letztlich bleibt ungeklärt, ob die Magnetitanreicherung mehr mit der Vererzung oder mehr mit der Lithologie der Grüngesteine korreliert.

Neben dieser direkt mit der Lagerstättenbildung verknüpften Magnetitanreicherung findet sich in den Gesteinen in der Umgebung der Lagerstätte eine intensive Durchsetzung mit Magnetit, die offensichtlich für die Maxima der Suszeptibilität in diesem Bereich verantwortlich ist. Diese dürfte in der letzten Metamorphoseprägung entstanden sein, oder war zumindest stabil. Bezüglich der z.T. starken Durchbewegung der Gesteine ist Magnetit syn- bis eventuell posttektonisch. Dies dürfte durch eine metamorphe Durchtränkung der gesamten an die Lagerstätte angrenzenden Gesteinsformation mit Fe-reichen fluiden Phasen zu erklären sein. Dass diese offenbar ungleichmäßig erfolgt ist, kann durch eine gleichzeitige starke Durchbewegung mit bereichsweise unterschiedlicher Intensität erklärt werden (siehe Dünnschliffmikroskopie).

Abgesehen von der Situation in der direkten Umgebung der Lagerstätte Kalwang, wo eine Korrelation zwischen der Vererzung, bzw. den genetisch damit verbundenen Grüngesteinsformation und den erhöhten Werten der magnetischen Suszeptibilität zumindest indirekt eindeutig gegeben ist, findet sich eine solche Korrelation bei den anderen Lagerstätten im Untersuchungsgebiet nicht.

Es zeigt sich deutlich, dass ein beträchtlicher Teil der Lagerstätten gänzlich abseits von markanten Suszeptibilitätsmaxima liegt. Dies liegt einerseits am geringen Suszeptibilitätskontrast zwischen Fe-Karbonaten und den zumeist paramagnetischen Nebengesteinen. Andererseits spielt die oft nur geringe Ausdehnung der Mineralisationen eine Rolle. In den hier vorliegenden Modellrechnungen haben die Kuben, innerhalb derer eine einheitliche Suszeptibilität angenommen wird, eine Größe von 50 x 50 x 50 m. Darin gehen kleinere Mineralisationen und solche, die nur wenig Magnetit führen, einfach unter.

Zum Vergleich sei die große Fe-Lagerstätte Hüttenberg herangezogen. Die Lagerstätte besteht überwiegend aus Siderit, zeitweise war auch die aus Limonit bestehende Verwitterungskruste von wirtschaftlicher Bedeutung (CLAR & MEIXNER, 1953). Eine geomagnetische Untersuchung (STÜCKLER,

2010) zeigte, dass der Erzkörper, vor allen die von Hämatit und Goethit dominierten Limonite, aufgrund des geringen Suszeptibilitätskontrastes zwischen Erz und Nebengestein, bis zu einer maximalen Überlagerungsmächtigkeit von 150 bis 200 m geomagnetisch prospektiert werden kann (STÜCKLER, 2010). Die dort angewendete Bodenmagnetik hat eine deutlich höhere räumliche Auflösung als die hier angewendete Aeromagnetik, ist allerdings zur Prospektion nur in kleinen Arealen vernünftig einsetzbar.

Die Vererzungen im Bereich Radmer an der Stube, Radmer an der Hasel bis zum Hauptkamm der Eisenerzer Alpen am Zeiritzkempel treten bezüglich der magnetischen Suszeptibilität überhaupt nicht in Erscheinung. Es handelt sich dabei sowohl um sulfidische, wie um karbonatische, selten auch um oxidische Mineralisationen. Darunter sind auch ehemals wirtschaftlich bedeutenden Vererzungen (Bucheck/Radmer an der Hasel), wie auch reine Magnetitvererzungen (Achnerkuchel), die scheinbar zu klein sind, oder bereits ausgeräumt.

Bei einigen Bergbaustandorten im Untersuchungsgebiet findet sich zwar eine Position in einem Bereich mit erhöhter Suszeptibilität, allerdings erscheinen andere Ursachen als eine Vererzung oder Mineralisation wesentlich plausibler. Ein Großteil des Steirischen Erzberges ist z. B. durch erhöhte Suszeptibilitäten im Modell gekennzeichnet. Die Ursache dafür dürfte aber nicht natürlich, sondern anthropogen sein, bedingt durch zahlreiche und z. T. auch sehr große Maschinen und technische Anlagen aus Eisen, die ein Magnetfeld induzieren.

Bei den Lagerstätten und Mineralisationen westlich und südlich des Erzberges, die ebenfalls mit erhöhten Suszeptibilitätswerten korrelieren, sind wohl dort vorkommende Grünschiefer die Ursache erhöhter Magnetisierung. Bei diesen Grünschiefern der Norischen Decke, die lokal in beträchtlichen Massen in die Sedimentabfolge der Radschiefer eingeschaltet sind, handelt es sich um basische Metavulkanite. MAURITSCH (1987) ermittelte in solchen Gesteinen magnetische Suszeptibilitäten von 10^{-3} bis 10^{-2} .

Darunter sind auch ehemals wirtschaftlich bedeutenden Vererzungen (Bucheck/Radmer an der Hasel), wie auch reine Magnetitvererzungen (Achnerkuchel), die scheinbar zu klein sind, oder bereits ausgeräumt.

1. 3. Gesteinsbeschreibung der Probenserie Kalwang

Im Herbst 2019 wurden in der weiteren Umgebung von Kalwang Geländebegehungen durchgeführt. Neben der in situ Messung magnetischer Suszeptibilitäten war ein Hauptziel dabei, Gesteinsproben eines Querschnitts der vorkommenden Lithologien aufzusammeln. Diese sollten petrographisch analysiert werden, vor allem in Hinblick auf die Stellung der magnetischen Mineralphasen im Gesamtgefüge bei unterschiedlicher Pauschalzusammensetzung und unterschiedlichem Grad der Deformation. Im Folgenden sind die Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchungen dargestellt.

Probe Nr. 19/02 Magnetit- und Epidot-führender Hellglimmer-Chlorit-Quarzitschiefer

(Quarz + Hellglimmer + Chlorit + Epidot + Magnetit)

- Probenlokalität: WNW Hoher Gemeindegögel, an der Forststraße etwa 1220 m
BMN M31 Rechtswert 558410
Hochwert 257322
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 29 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Das Gestein ist dunkel grünlichgrau, feinschichtig bis schiefbrig ausgebildet. Die Schieferung verläuft parallel zu einem Lagenbau von helleren und dunkleren Lagen im mm-Bereich. Zerscherte, wenige mm-dicke Quarzlinsen und -gänge und herausgewitterte dünne Karbonatschlieren verlaufen parallel s. Die s-Flächen sind zumeist durch serizitischen Hellglimmer und Chlorit grünlich-sibirig glänzend ausgebildet, es treten aber auch hellgraue bis grünlichgraue stumpf wirkende Bereiche auf. Auf den s-Flächen finden sich immer wieder bis zu wenige mm große dunklere Aggregate mit rechteckigem Umriss (Pseudomorphosen ?). Das Gefüge ist neben Schichtung und parallel dazu verlaufender Schieferung durch mehrere makroskopische Klufflächen geprägt.

u. d. M.:

Das relativ massige Gestein weist einen mm-Lagenbau in quarzreiche und hellglimmerreiche Lagen im mm-Bereich auf. Hellglimmerlagen führen meist auch Chlorit, es treten aber auch reine Glimmerlagen auf. Ein gut rekristallisiertes älteres Gefüge ist noch gut erkennbar, aber deutlich überprägt durch Feinfältelung der Glimmer-Chloritlagen und weit verbreiteter Serizitisierung der Hellglimmer. Die Hauptschieferung verläuft parallel zum Lagenbau, eine zweite s-Richtung weist Winkel von 15 bis 35° dazu auf. Die beiden Flächen dürften etwa gleichzeitig gebildet sein. Subidiomorpher bis idiomorpher Magnetit und Epidot treten bevorzugt in Glimmerlage auf. Idiomorphe Epidote kristallisieren über das deformierte Glimmergefüge hinweg.

Quarz: In den Quarzlagen findet sich ein gleichkörniges Gefüge mit Korngrößen von 0,08 bis 0,35 mm. Es handelt sich um ein gut rekristallisiertes Pflastergefüge mit einzelnen Chlorit- und Hellglimmer-Schuppen an den Korngrenzen. Die Quarze sind überwiegend mittel bis stark undulös. Die Quarz-Quarz-Korngrenzen sind meist gerade bis leicht gebuchtet und suturiert. Lokal sind die Quarze durch eine späte Deformation fein rekristallisiert (0,017 bis 0,09 mm).

Feldspat: klare unverzwilligte Kristalle zusammen mit Quarz im Pflastergefüge, optisch zweiachsig negativ, sonst kaum von Quarz zu unterscheiden.

Hellglimmer: treten in Hellglimmerlagen mit wenig Quarz, und als einzelne Schüppchen an den Korngrenzen im in einer älteren Phase gut rekristallisierten Quarzpflaster auf. Die Glimmer sind gut in eine Schieferungsrichtung eingeregelt, das s ist im mm-Bereich fein gefältelt. Die Korngröße beträgt etwa 0,075 bis 0,4 mm. Die Hellglimmer sind öfters mit Chlorit parallelverwachsen. Glimmerschüppchen von 0,16 bis 0,3 mm sind älter und z. T. stark deformiert. In den Glimmerlagen treten rel. gröberschuppige und sehr feinkörniger Serizit meist nebeneinander auf. Der Serizit ist retrograd aus den gröberschuppigen Hellglimmern rekristallisiert. Innerhalb des Quarz-Pflasters liegende Glimmerschuppen sind z. T. rekristallisiert. Es treten damit zusammen Chloritschuppen in derselben Korngröße auf. Die Hellglimmer sind auch in Zusammenhang mit der späten Feinfältelung lokal zu Serizit mit 0,004 bis 0,01 mm rekristallisiert.

Chlorit: Der Pleochroismus des Chlorits ist blass gelblichgrün bis blass erbsengrün, die Interferenzfarben sind anomal stumpf braunviolett, der Zonencharakter ist negativ. Chlorit: tritt auch in Form einzelner größerer Flatschen auf.

Epidot: ist blass gelblich, seltener stärker blass schwefelgelb gefärbt. Es treten subidiomorphe angerundete kurz stengelige bis kurzprismatische Körnchen von etwa 0,035 bis 0,15 mm Größe auf. Idiomorphe Kristalle finden sich in feinkörnigen Serizitlagen. Die Epidote sind gleichmäßig im gesamten Schliff verteilt. Sie sind manchmal parallel zum s eingeregelt, sie wachsen aber auch quer über das serizitische Glimmergefüge.

Hornblende: Farblose idiomorphe, stengelig-prismatisch bis nadelige Kristalle (Länge:Breite 1:4 bis 1:7), 0,3 bis 2,3 mm lang, größere Kristalle sind zonar gebaut, oft mit dunkleren Kernen (Pleochroismus blass bis satt braun). Sie sind optisch zweiachsig positiv, der Zonencharakter ist positiv, die Auslöschung zur Längsachse ist gerade. Es treten opake Einschlüsse (0,007 bis 0,04 mm) auf.

Karbonat: die Kristalle sind zumeist 0,15 bis 0,35 mm groß, selten auch bis 1,8 mm, die Kristalle sind polysynthetisch verzwilligt, weisen öfters Einschlüsse von Fe-Hydroxid-Ausscheidungen in Form kleiner (<0,01 mm) Körnchen und Nadelchen auf, die die Karbonatbereiche „schmutzig“ erscheinen lassen. Karbonate sind relativ spät kristallisiert, bzw. rekristallisiert, sie bilden als späte Infiltration oft Zwickelfüllungen im Quarzgefüge.

Titanit: idiomorphe bipyramidale längliche Kristalle, 0,07 bis 0,1 mm.

Magnetit: bildet idiomorphe bis subidiomorphe, zumeist gleichkörnige, selten kurzstängelige Kristalle, zumeist 0,05 bis 0,18 mm groß, einzelne bis 0,45 mm. Magnetite sind bevorzugt in glimmerreichen Lagen, fehlen aber auch in Quarzlagen nicht.

Probe Nr. 19/04: granatführender Phyllit bis Phyllonit

(Qu + Hgl + Chl + Gra + Häm)

- Probenlokalität: WNW Hoher Gemeindegögel, an der Forststraße etwa 1245 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 558549
Hochwert 257351
- magnetische (Volumen)Suszeptibilität $\kappa = 7 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Es handelt sich um einen feinblättrigen, dunkel graugrünen Phyllit mit serizitisch gänzenden s-Flächen. Diese weisen eine feine Runzelung und Fältelung in mehreren Richtungen auf, wobei allerdings nur eine durchgehend und sehr deutlich ausgeprägt ist. Auf den s-Flächen sind 1 bis 2 mm große Granate erkennbar.

u. d M.:

Das Gestein besteht in seiner Grundmasse hauptsächlich aus Hellglimmer und Chlorit mit eingelagerten Quarz-Linsen, die aus völlig zerscherten Quarzlagen hervorgegangen sind. Die zumeist recht scharf ausgeprägte Hauptschieferung des Gesteins ist aus einer eng gefältelten Achsenebenenschieferung hervorgegangen. Das Gefüge zeigt Scherflächen und sigmoidale Strukturen, die möglicherweise als eine Art mylonitisches sc-Gefüge zu deuten sind. Bereichsweise besteht der Eindruck eines intensiv verknetetes Fließgefüges. In den quarzreichen Lagen ist ein gut rekristallisiertes Qu-Pflastergefüge ausgebildet. Glimmerreiche Lagen weisen stellenweise ein reliktsches sperriges Hellglimmer-Chlotitgefüge auf, in dem Hellglimmerkristalle relativ unregelmäßig angeordnet sind, und Chlorit die Flächen dazwischen ausfüllt. Großteils ist der Hellglimmer aber als feinkörniger Serizit mit intensiver Feinfältelung des Gefüges ausgebildet. Darin eingelagert sind einzelne Chlorite z. t. auch Chloritflatschen und langgestreckte opake Kristalle (Hämatit oder Ilmenit ?) die in die Feinfältelung mit einbezogen sind. Die Granate mit Korngrößen bis zu 2 mm erweisen sich im Dünnschliff als völlig frisch ohne retrograde Umwandlungserscheinungen. Das gesamte Gestein ist von parallel zum älteren Haupt-s verlaufenden spätdeformativen Scherflächen im mm-Abstand durchzogen, in die Glimmer, Chlorite und opake nadelige Kristalle eingeschleift und scharf eingeregelt sind.

Quarz: tritt überwiegend in fast reinen Quarzlinsen und -schlieren mit nur wenigen einzelnen Chlorit und Hellglimmerschüppchen an den Korngrenzen auf. Er ist gut rekristallisiert in einem gut getemperten Pflastergefüge, mit Korngrößen von 0,07 bis 0,22 mm. Diese Quarze sind oft nur schwach bis mittel undulös. Es könnte sich um Relikte ehemaliger völlig zerscherter Quarzlagen oder -gänge handeln, die später statisch rekristallisiert sind. Innerhalb linsiger bis sigmoidaler Strukturen im Glimmergefüge, die ein spätes mylonitische Gefügeelement darstellen, sind die Quarze stark deformiert und sehr stark undulös.

Hellglimmer: ist z. T. als feinschuppiger Serizit ausgebildet, z. T. liegt er in Form sperrig angeordneter Glimmerschuppen (0,03 bis 0,1 mm seltener bis zu 0,15 mm) vor, die eine ältere Gefügeprägung mit statischer Temperung und Rekristallisation repräsentieren. Hellglimmer bildet dem Hauptbestandteil des Gesteins, und tritt eng mit Chlorit vergesellschaftet auf. Ein älteres Gefüge ist sehr stark überprägt durch isoklinale Feinfältelung mit engständiger Achsenebenenschieferung und parallel dazu angelegten späten Scherflächen, die einen mylonitischen Charakter besitzen. Reliktstrukturen des älteren Gefüges sind aber immer bereichsweise noch gut erhalten.

Es gibt keine Hinweise auf eventuellen ehemaligen Biotit (wiewohl im Gestein völlig frischer Granat auftritt).

Chlorit: Der Pleochroismus ist blass grünlich bis satt grün, die Interferenzfarben sind stumpf olivbraun mit leichtem braun-violetttem Einschlag, das bis zu einem sehr dunklen rötlich-violetttem braun reichen kann. Der Zonencharakter ist positiv (schlecht zu erkennen, da der Schliff etwas zu dick ist). Z. T. ist der Pleochroismus auch blass gelblich bis leicht bläulich grün, die Interferenzfarben sind dann blaugrau bis schmutzig violett, der Zonencharakter ist negativ. Die Korngröße beträgt überwiegend 0,07 bis 0,15 mm, seltener sind gröbere Schuppen mit 0,35 bis 0,7 mm. Wenn Chlorit in Zusammenhang mit einer späten Deformation steht, erreicht die Korngröße nur 0,01 bis 0,05 mm. Der Chlorit bildet im älteren Glimmergefüge eine relativ spät kristallisierende Mineralphase, die den Raum und die Zwickel zwischen den Hellglimmerschüppchen füllt. Andererseits tritt Chlorit in Form größerer Chloritflatschen innerhalb der feingefältelten Serizitlagen auf. Die Chloritblättchen bis -fasern stehen mit Hellglimmer und Ilmenit (ev. Hämatit) im Gleichgewicht. Wenn ein gut rekristallisiertes sperriges Gefüge ausgebildet ist, entspricht das dem gröber rekristallisierten Quarz-Pflastergefüge. Das jüngste Gefügeelement sind späte Scherflächen, die ältere Gefüge quer durchschneiden, in denen Chloritschüppchen quer über das deformierte Serizitgefüge wachsen.

Granat: ist idiomorph und völlig frisch, weist keinerlei Chloritisierung auf. Die Chlorite, die entlang von Granat wachsen, sind als Druckschattenhöfe zu betrachten. Der Granat ist präkinematisch zur serizitischen Schieferung gewachsen. Er weist Einschlüsse von Quarz und von nadeligen opaken Mineralen auf (aber von keinen anderen Mineralen).

Rutil: sehr hell bräunlich bis hellbraun, ist länglich bis nadelig ausgebildet, die Kristalle sind 0,02 bis 0,06 mm lang, wobei die Dicke nur 0,005 mm beträgt (Länge:Breite ist etwa 10:1). Rutil tritt stets zusammen mit nadeligen opaken Mineralen auf.

Monazit: optisch 2-achsig. Er ist in Form idiomorpher, gedrungener bis länglicher Kristalle (0,09 bis 0,24 mm) in Glimmer-Chloritlagen gar nicht so selten, die größeren Körner wirken manchmal etwas angegriffen. Es handelt sich um blass gelbliche bis farblose Kristalle mit leicht rosa bis bräunlichem Kern, aber auch Kristalle ohne erkennbarem Kern sind zu beobachten. Es könnte sich bei manchen Körnern eventuell auch um Zirkon, eventuell auch um Xenotim handeln (es ist kein scharfes Achsenbild möglich).

Turmalin: weist typisches Olivgrün auf, ist idiomorph ausgebildet, die Korngröße ist 0,006 bis 0,27 mm. Die Turmaline sind möglicherweise in eine bevorzugte Richtung eingeregelt, da immer nur Kopfbilder zu beobachten sind und nie stengelige Kristalle.

opake Kristalle: sind stets langgestreckt ausgebildet, nie als isometrische Körnchen, 0,04 bis 0,22 mm lang, 0,007 bis 0,02 mm dick, es handelt sich möglicherweise um Hämatit oder Ilmenit. Sie sind z. T. in die Feinfältelung des Glimmergefüges miteinbezogen, sind also prä- bis synkinematisch zur Hauptschieferung des Gesteins.

Probe Nr. 19/05: Phyllit (ev. Phyllonit ?)

(Qu + Chl + Hgl + Ep + Mt + Häm)

- Probenlokalität: WNW Hoher Gemeindegögel, an der Forststraße etwa 1250 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 558613
Hochwert 257301
- magnetische (Volumen)Suszeptibilität $\kappa = 45 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Dunkel graugrünes Gestein mit feinem Lagenbau parallel zur Schieferung, serizitisch glänzende s-Flächen sind fein gefältelt bis gerunzelt, auf den s-Flächen treten Magnetitkörner in mm-Korngröße auf. Boudinierte und zerscherte Quarzknuern sind parallel zum Lagenbau und zur Schieferung angeordnet.

u. d M.:

Das Gestein weist einen Lagenbau in Quarz-reiche und Hellglimmer-Chlorit-reiche Lagen auf. Hellglimmer und Chlorit (0,08 bis 0,25 mm, im Schnitt etwa 0,175 mm) sind oft parallelverwachsen, es treten auch einzelne Chlorit-Schuppen mit bis zu 0,9 mm Größe auf, sowie

millimetergroße Linsen, die aus reinem Chlorit oder reinem Hellglimmer bestehen. Hellglimmer und Chlorit bilden eine scharf ausgebildete Schieferung. Darin treten Linsen mit auffällig quer zum s geregelten Schüppchen auf. Das Gefüge ist fein gefältelt und deformiert, ohne spätere Rekristallisation des Kristallgitters der Schichtsilikate, was eine relativ späte Einengung dokumentiert.

Quarz: In Quarzlagen sind die Quarze 0,08 bis 0,26 mm groß (selten größer mit max. bis zu 0,5 mm), weisen gerade Korngrenzen auf und sind nur schwach undulös. Im gut rekristallisierten Quarz-Pflastergefüge treten einzelne Hellglimmer- und Chloritschüppchen an den Quarzkorngrenzen auf. Quarze in den Hellglimmer-Chloritlagen sind mit 0,03 bis 0,1 mm deutlich kleiner.

Hellglimmer: tritt zumeist in Hellglimmer-Chlorit-Lagen mit nur wenig Quarz auf. Die Glimmerschüppchen sind 0,15 bis 0,3 mm groß, selten bis zu 0,45 mm und sind oft mit Chlorit eng parallelverwachsen. Die Glimmerkristalle sind oft deformiert und verbogen und zeigen wandernde Auslöschung bis beginnende Rekristallisation zu feinkörnigem Serizit (0,02 bis 0,075 mm). In das Glimmergefüge sind 0,075 bis 0,15 mm lange Rutil- und/oder Ilmenit-Nadeln eingewachsen, ebenso viele kleine längliche Epidotkörnchen (0,01 bis 0,04 mm selten bis 0,075 mm).

Chlorit: Pleochroismus blass gelblich oder bräunlich bis blass grün, Interferenzfarben sind anomal stumpf bräunlich-violett bis blaugrau, der optische Zonencharakter ist negativ. Selten erreichen einzelne Chloritschuppen bis zu 0,9 mm Größe.

Epidot: feinkörnige Epidote sind in den Hellglimmer-Chlorit-Lagen relativ häufig, sie sind farblos und weisen übernormale Interferenzfarben auf, Korngröße 0,015 bis 0,04 mm.

Albit: 0,17 bis 0,35 mm, ist sehr selten, unverzwilligte klare Kristalle mit sehr kleinen Einschlüssen (<0,005 mm), optisch 2-achsig positiv, ist im Quarz-Pflastergefüge von Quarz kaum zu unterscheiden.

Apatit: bildet farblose langprismatische idiomorphe Körner von etwa 0,3 mm, bei kleinen langgestreckten Kristallen (0,01 bis 0,07 mm) in Hellglimmer-Chlorit-Lagen dürfte es sich ebenfalls um Apatite handeln.

Zirkon: idiomorphe bipyramidale Kristalle, 0,01 bis 0,04 mm, sind in Hellglimmer-Chlorit-Lagen nicht selten und treten auch in Quarzlagen auf.

Magnetit: idiomorph und isometrisch ausgebildete Kristalle, kleinere 0,07 bis 0,15 mm, größere 0,175 bis 0,7 mm, Aggregate von mehreren idiomorphen Einzelkristallen können deutlich größer als 1 mm werden. An größeren Magnetiten in Hellglimmer-Chlorit-Lagen bilden sich markante Quarz-Druckschattenhöfe. Die Magnetite sind in Bezug zur Hauptschieferung prä- bis syndeformativ, sie wurden bei der späteren Einengung nicht zersetzt.

Hämatit, (ev. Ilmenit): nadelige Kristalle in Hellglimmerlagen sind parallel s eingeregelt.

Probe Nr. 19/07: massiger Grünschiefer

(Qu + Ab + Ep + Chl + Mt)

- Probenlokalität: Kurze Teichen, Forststraße SE Jagdhaus Thon, etwa 1100 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 557205
Hochwert 258676
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 22 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Es liegt ein mittel-graugrünes, massiges, körnig ausgebildetes (makroskopische Körnung im mm- bis 1/2 cm-Bereich vor. Klufflächen und s-Flächen sind oft kaum zu unterscheiden, z. T. sind s-Flächen durch schmutzig-dunkelbraun herauswitternde Karbonatlagen gekennzeichnet. Auf den S-Flächen ist manchmal eine sehr undeutliche Runzelung erkennbar. Glänzende Serizitbeläge treten in diesem Gestein nicht auf.

u. d M.:

In dem Gestein ist keine durchgehende Schieferung ausgebildet (im Gegensatz zu den oft sehr stark geschieferten Gesteinen der Umgebung). Ein meist etwa gleichkörniges, unregelmäßiges Gefüge aus Quarz + Albit + Chlorit + Epidot + Magnetit ausgebildet, wobei fleckenweise einmal mehr Chlorit, das andere Mal mehr Quarz und Feldspat auftreten. Es gibt keine bevorzugte Orientierung der Einzelkristalle, aber innerhalb des Schliffs sind bereichsweise markante Korngrößenunterschiede vorhanden, die wohl auf ein ursprüngliches sedimentäres oder magmatisches Gefüge und nicht auf Deformation und Rekristallisation zurückzuführen sind. Die Chlorite sind allgemein 0,08 bis 0,5 mm groß und zeigen oft ein unregelmäßiges Gefüge von wirtz rekristallisierten Blättchen. Quarz und Albit treten meist gemeinsam auf und bilden ein gleichkörniges Pflastergefüge (0,035 bis 0,09 mm). Darin sind stellenweise einzelne größere Feldspäte eingelagert, die bis zu 0,4 mm groß werden. Dieses ganze Gefüge ist überwachsen von deutlich kleineren (0,015 bis 0,15 mm, zumeist aber kleiner als 0,04 mm), oft idiomorphen, gleichmäßig über das ganze Gestein verteilten Epidoten. Dasselbe gilt für die Verteilung des Magnetits. Vereinzelt kleine dünne Scherzonen (< 1/10 mm dick) zeigen einen Übergang zu später Spröddefomation. In diesen liegen stark deformierte, stark undulöse Quarze und eingeschleifte Chloritschüppchen vor. Die Mineralparagenese entspricht der unteren Grünschieferfazies. Es gibt Hinweise darauf, dass der Chlorit zumindest teilweise retrograd aus Biotit gebildet wurde, was auf eine ehemalige ältere Metamorphose unter Bedingungen der höheren Grünschieferfazies deutet.

Das Auftreten von chloritisiertem Biotit und von Stilpnomelan zeigt, dass danach Metamorphosebedingungen der unteren Grünschieferfazies herrschten.

Quarz: tritt zumeist gemeinsam mit Feldspat auf und bildet dann ein älteres, gut rekristallisiertes gleichkörniges Pflastergefüge (0,035 bis 0,09 mm). Darin sind stellenweise einzelne größere Quarze (bis 0,7 mm) eingelagert, die durch jüngere Deformation deutlich undulös und zerbrochen, aber nicht rekristallisiert sind. Das konoskopische Bild ist manchmal offenbar deformationsbedingt zweiachsig positiv mit sehr kleinem Achsenwinkel. Die durchschnittlichen Quarze im Pflastergefüge sind nicht besonders stark undulös, weisen aber öfters Deformationslamellen auf und sind z. T. spröd zerbrochen, aber nie spät rekristallisiert.

Feldspäte (Albit, Oligoklas): treten im gleichkörnigen Quarz-Feldspat-Pflaster, sowie als einzelne deutlich größere (bis 0,6 mm) Einlagerungen darin auf. Die Kristalle sind sowohl unverzwilligt, wie auch einfach verzwilligt oder mehrfach polysynthetisch verzwilligt. Zumeist weisen sie relativ wenige winzige Einschlüsse auf. Es handelt sich um optisch zweiachsig positiven Albit, sowie um optisch zweiachsig negativen Oligoklas. Die beiden Varietäten unterscheiden sich weder in der Korngröße, noch im allgemeinen Habitus.

Chlorit: Ein dichter, unregelmäßiger Chloritfilz, je nach Korngröße auch als unregelmäßiges sperriges Gefüge ausgebildet, stellt zusammen mit Quarz und Feldspat die Grundmasse des Gesteins dar. Die Korngröße kann zwischen 0,08 und 0,5 mm schwanken. Der Pleochroismus der Chlorite ist blass gelblichgrün bis blass erbsengrün. Es treten zwei in ihren optischen Eigenschaften unterscheidbare Phasen auf: Chloritfasern mit stumpf violettbraunen Interferenzfarben und negativem Zonencharakter ($I' = -$), sowie solche mit blaugrauen Interferenzfarben und positivem Zonencharakter ($I' = +$). Die beiden Phasen sind oft eng miteinander parallelverwachsen, wobei zumeist dicke Stapel von Chlorit mit violettbraunen Interferenzfarben und darin eingeschaltet dünne Lagen mit blaugrauen Interferenzfarben auftreten.

Biotit: Es sind stellenweise z. T. braune und z. T. grüne Relikte von Biotit im Inneren von Chloritkristallen erhalten.

Epidot: Es handelt sich überwiegend um kleine Kristalle, zumeist 0,02 bis 0,04 mm, selten bis 0,1 mm. Die Kristalle sind farblos bis blass gelblich, idiomorph, überwiegend kurzprismatisch bis isometrisch, Verzwillingung tritt öfters auf. Die Epidote sind gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt, sie treten sowohl in Quarz-Feldspat-reicheren wie in Chlorit-reicheren Bereichen in derselben Form auf. Zudem sind lokal regelrechte Anhäufungen von kleinen idiomorphen Epidotkristallen zu beobachten.

Apatit: bildet idiomorphe bis abgerundete Kristalle von bis zu 0,2 mm Größe im Quarz-Feldspat-Pflaster. Es finden sich darin Einschlüsse von Magnetit (0,03 mm) und Rutil (0,035 mm). Winzige Einschlüsse, die z. T. auch bevorzugt entlang von Spaltrissen auftreten, lassen die Kristalle

„schmutzig“ erscheinen. Diese Einschlüsse sind charakteristisch für Apatit. Es könnte sich um radiogene Spaltspuren oder um Flüssigkeitseinschlüsse handeln.

Stilpnomelan: in Chloriten treten immer wieder winzige dunkle, bräunliche nadelige Kristalle auf (0,008 bis 0,03 mm lang, <0,002 mm (= 2 μ) im Querschnitt), die vielfach büschelige Aggregate bilden, z. T. auch von Mikrorissen in den Chloritkristallen ausgehen. Stilpnomelan ist ein Indikator für Metamorphosebedingungen der untersten Grünschieferfazies. Es kann allerdings auch eine andere feinnadelige Mineralphase nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

Zirkon: tritt in Form vieler kleiner (0,008 bis 0,04 mm) farbloser, idiomorpher bis angerundeter Kristalle auf.

Magnetit: ist stets idiomorph bis subidiomorph körnig ausgebildet. Die Korngröße bewegt sich zwischen 0,015 und 0,15 mm (überwiegend aber 0,035 bis 0,075 mm). Die Magnetite sind gleichmäßig im ganzen Gestein verteilt.

Probe Nr. 19/08: massiger Grünschiefer

(Plag + Qu + Chl + Ep + Bi)

- Probenlokalität: Kurze Teichen, an der Forststraße SE Jagdhaus Thon, etwa 1100 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 557357
Hochwert 258602
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 30 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Das mittel graugrüne Gestein ist massig, nur undeutlich geschiefert und mittelkörnig im mm-Bereich. Die s-Flächen sind eher stumpf und fleckig, s- und Klufflächen sind im Handstück sehr ähnlich ausgebildet, die s-Flächen sind oft undeutlich und unruhig fein gerunzelt.

u. d M.:

Das Gestein besitzt ein gleichkörniges Gefüge von Plagioklas, Quarz, Chlorit + Biotit und Epidot mit einer noch erkennbaren, aber nur undeutlich ausgeprägten Orientierung der Minerale in einer Vorzugsrichtung. Es sind keine durchgehenden s-Flächen ausgebildet. Das ganze Gefüge ist von feinkörnigen, z. T. auch etwas größeren (0,035 bis 0,17 mm) Epidoten überwachsen. Einzelne quarzreiche Flecken bis zu 1 mm ohne Epidot könnten ehemalige porphyrische Quarzäugen, möglicherweise auch rekristallisiertes vulkanisches Glas, darstellen.

Plagioklas: 0,05 bis 0,35 mm große Körnchen, optisch zweiachsig negativ (Oligoklas), sind verzwillingt mit meist nur wenigen Lamellen, die z. T. scharf, oft aber auch ziemlich unscharf

erscheinen (ev. Schnitteffekt?), es treten auch einfach verzwillingte auf, manchmal ist eine Zwillingshälfte intern wiederum polysynthetisch verzwillingt, weiters treten auch komplex mehrfach polysynthetische verzwillingte Kristalle auf. Die Plagioklase sind meist klar oder besitzen nur wenige Einschlüsse. Spaltrisse sind scharf und gut erkennbar. Insgesamt machen die Oligoklase einen recht frischen Eindruck.

Quarz: 0,02 bis 0,33 mm, der Durchschnitt liegt geschätzt bei etwa 0,07 mm. Die Kristalle bilden eine mehr oder weniger gleichkörnige Pflasterstruktur und sind meist deutlich, z. T. auch sehr stark undulös. In größeren Quarzen treten Züge von winzigen (<0,001 mm) Flüssigkeitseinschlüssen auf. Innerhalb des Quarz-Feldspat-Pflastergefüges füllt Chlorit oft die Zwickel, während idiomorphe Epidote gleichmäßig verteilt das gesamte Gefüge überwachsen. Magnetit tritt ebenfalls gleichmäßig verteilt auf, ist aber nicht so häufig.

Chlorit: Der Pleochroismus ist blass gelblichgrün bis erbsengrün, die Interferenzfarben sind z. T. stumpf bräunlichviolett (dann negativer Zonencharakter), bzw. stumpf blaugrau (mit positivem Zonencharakter). Die Regelung der Chlorite weist eine deutlich ausgeprägte Vorzugsrichtung auf, die der Richtung der makroskopischen s-Flächen entspricht. Diese Richtung ist aber innerhalb der Chloritlagen nicht immer sehr scharf ausgeprägt, was auf eine teilweise postdeformative Rekristallisation hindeutet. Daneben existiert eine zweite, weniger deutliche Richtung in etwa 45° dazu. Im mikroskopischen Bereich sind keine scharfendurchgehenden s-Flächen ausgebildet, sondern ein eher netzartiges Gefüge.

Biotit: Im Zentrum von Chloritkristallen treten öfters Reste von Biotiten mit einem Pleochroismus von blass gelblichbraun bis blass grün, bzw. gelblichbraun bis rotbraun auf. An einer Stelle des Dünnschliffs findet sich noch gut erhaltener Biotit vergesellschaftet mit Chlorit. Die gröberschuppigen (0,07 bis 0,22 mm) Aggregate sind in verschiedensten Richtungen angeordnet und zu einem sperrigen Gefüge rekristallisiert, das eine ältere statische Temperung anzeigt.

Epidot: Die Körnchen sind gelblich, meist subidiomorph, als gedrungene kurzprismatische Kristalle mit pyramidenartigen Flächen, seltener länglich bis stengelig ausgebildet. Die Interferenzfarben sind typisch übernormal. Die Korngröße der im Gefüge gleichmäßig verteilten Epidote liegt zwischen 0,007 und 0,1 mm, wobei der Bereich von 0,035 bis 0,075 mm überwiegt. Bei vereinzelt auftretenden größeren Körnern bis etwa 0,3 mm könnte es sich z. T. um Klinozoisite mit blaugrauen bis hellgrauen Interferenzfarben handeln. Größere Epidotkristalle weisen gelegentlich blasser gefärbte Randsäume mit niedrigerer Lichtbrechung auf.

Zirkon: kleine bis sehr kleine Kristalle (0,007 bis 0,25 mm), idiomorph mit hoher Licht- und Doppelbrechung, aufgrund der geringen Größe nicht gut bestimmbar.

Magnetit: tritt in Form isometrischer subidiomorpher bis rundlicher Körner auf, die Korngröße ist 0,03 bis 0,15 mm. Magnetite sind im Schliff gleichmäßig verteilt. Daneben finden sich längliche

Körnchen mit einem Länge:Dicke Verhältnis von 4:1 bis 5:1 (0,03 bis 0,04 mm zu 0,15 bis 0,19 mm). Es handelt sich dabei um Magnetit (im Auflicht typische blass rosa-bräunliche Reflexionsfarbe) mit Umwandlungen zu Hämatit (im Auflicht hellgraue Reflexion).

Probe Nr. 19/10: diaphthoritischer Schiefergneis

(Qu + Plag + Hgl + Chl + Mt)

- Probenlokalität: Kurze Teichen, Forststraße SE Jagdhaus Thon, etwa 1100 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 557353
Hochwert 258605
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 36 \times 10^{-3}$ SI

Das Gestein ist ein fein- bis mittelkörniger Schiefer, der relativ massig wirkt. Die Farbe ist dunkel graugrün mit fleckig verteilten silbrig glänzenden und teilweise eher stumpf wirkenden s-Flächen, die durch wechselnde Hellglimmer- oder Chloritvormacht heller oder dunkler erscheinen und stellenweise limonitisch braun verfärbt sein können. Die s-Flächen sind fein gefältelt und gerunzelt, wobei zwei Richtungen einander in einem Winkel von etwa 60° schneiden.

u. d M.:

Das Gestein weist einen Lagenbau im mm-Bereich von Hellglimmer-reichen, Chlorit-reichen und Quarz-Feldspat-reichen Lagen auf, der stark verschiefert und durch Rekristallisation überprägt ist. Ein gröberes älteres Gefüge ist mikroskopisch nur noch stellenweise zu erahnen. Eine feine hell-dunkel-Bänderung ergibt sich durch die jeweilige Menge des Chlorits, sowohl in den Quarz-Feldspat-, wie auch in den Hellglimmerlagen. Fe-Karbonat kann parallel s und auch in Scherflächen schräg dazu durch späte Infiltration linsenförmig angereichert sein, der verwitterungsbedingte Abbau zu Fe-Hydroxiden schafft schmutzig-braune Bereiche.

Plagioklas: tritt zusammen mit Quarz in einem Pflastergefüge auf. Die Korngröße ist 0,18 bis 0,3 mm, selten bis 0,7 mm. Es finden sich klare ungefüllte, nicht verzwillingte Kristalle, die optisch zweiachsig positiv sind (Albit), sowie polysynthetisch verzwillingte, ebenfalls oft klare und unverzwillingte Kristalle mit optisch zweiachsig negativem Charakter (Oligoklas). In einigen Kristallen treten einzelne Serizitschüppchen (0,004 bis 0,015 mm) auf, es findet sich aber nie eine dichtere Serizitfüllung. Manchmal finden sich Karbonatinfiltrationen an Spaltrissen und entlang von Zwillingssebenen.

Quarz: bildet ein gleichkörniges (0,15 bis 0,35 mm) Pflastergefüge mit Plagioklas. Darin treten an den Korngrenzen einzelne Chlorit- und Hellglimmerschuppen auf. Hellglimmer überwiegt meist

gegenüber Chlorit. Einzelne größere Quarze (bis 0,6 mm) sind stark undulös, und zeigen beginnende Rekristallisation und Zerfall zu Subkörnern.

Hellglimmer: ist in einzelnen dünnen Lagen zusammen mit mehr oder weniger Chlorit angereichert. Die Korngröße beträgt etwa 0,07 bis 0,22 mm. Hellglimmer tritt vielfach auch mit Chlorit parallelverwachsen auf. Die Hellglimmer- und Chloritschüppchen sind deutlich in s eingeregelt. Diese s-Flächen sind verbogen, seltener auch eng gefältelt, die Glimmerkristalle sind deformiert und stellenweise postdeformativ rekristallisiert.

Chlorit: Korngröße 0,015 bis 0,15 mm. Der Pleochroismus ist blass gelblich bis grün, die Interferenzfarben sind z. T. anomal bläulich mit positivem Zonencharakter, und z. T. anomal olivbraun mit negativem Zonencharakter. Chlorit findet sich als Hauptbestandteil in Chloritlagen und ist auch in Quarz-Feldspat-Lagen in Form einzelner Schüppchen (0,03 bis 0,08 mm) entlang der Korngrenzen des Pflastergefüges, und in Hellglimmerlagen weit verbreitet. Nach EDX-Analysen liegt ein Fe-reicher Chlorit (Chamosit) vor.

Karbonat: 0,05 bis 0,7 mm, wobei die Kristalle von etwa 0,3 bis 0,7 mm überwiegen. Karbonat tritt als relativ späte Infiltration auf, es dringt entlang von Korngrenzen vor und füllt Zwickel im Pflastergefüge. Entsprechend unregelmäßig sind auch die Korngrenzen. Karbonatkristalle sind fast immer polysynthetisch verzwilligt. Sie verwittern unter Bildung limonitischer Fe-Hydroxide, es handelt sich somit um Fe-reiches Karbonat.

Rutil: 0,015 bis 0,075 mm groß, rundliche bis gelängte bräunliche Kristalle, subidiomorph bis angerundet.

Apatit: ist relativ häufig, 0,2 bis 0,3 mm groß, kurzsäulige, meist angerundete Kristalle. Sie weisen winzige (0,004 bis 0,008 mm) Einschlüsse auf, möglicherweise handelt es sich um radiogene Spaltspuren (fission-tracks).

Monazit, Xenotim: blass gelblich bis sehr blass bräunlich, idiomorphe, prismatisch-pyramidale Kristalle, manchmal tropfenförmig, 0,015 bis 0,05 mm, selten bis 0,075 mm groß, die größeren sind meist zerbrochen. Diese Mineralkörnchen wurden ursprünglich mikroskopisch als Zirkon (Zirkonium-Silikat) eingestuft. EDX-Untersuchungen (Analysen: Ing. Christian AUER) zeigten aber, dass es sich zumeist um Monazit (Cer-Phosphat), seltener auch um Xenotim (Yttrium-Phosphat) handelt.

Magnetit: bildet isometrische subidiomorphe Kristalle, 0,035 bis 0,12 mm, aber auch länglich-prismatische bis stengelige Kristalle. Magnetite treten sowohl in Quarz- wie in Schichtsilikat-reichen Lagen auf, öfters finden sich Bänder und Schlieren zahlreicher Magnetite parallel s angeordnet.

Malachit: 0,04 bis 0,05 mm groß, wurde mittels EDX in einer zelligen Struktur mit Karbonat nachgewiesen. Dieses untergeordnete Auftreten deutet auf eine sehr kleinräumige Kupfervererzung, wahrscheinlich Chalkopyrit, hin (mündl. Mitt. Ing. Christian AUER).

Probe Nr. 19/11: diaphthoritischer (Hellglimmer-Chlotit) Quarzitschiefer

(Qu + Hgl + Chl + Mt)

- Probenlokalität: Kurze Teichen, Forststraße SE Jagdhaus Thon, etwa 1120 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 557266
Hochwert 258664
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 15 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Es handelt sich um ein fein- bis mittelkörniges, feinschichtiges, mittel- bis dunkel-graugrün gebändertes Gestein, auf den s-Flächen sind einzelne Hellglimmerschüppchen, z. T. auch Biotit (oder Chlorite) ausgebildet, die s-Flächen sind z. T. auch eher stumpf und besitzen keinen durchgehenden Serizitbelag, durch verwitternde Fe-Karbonate imprägnierte Lagen bewirken stellenweise limonitische Verfärbungen.

u. d M.:

Das Gestein weist eine scharf ausgeprägtes s-Richtung auf. Ein Quarz-(Feldspat)-Pflastergefüge mit Einzelglimmern bildet die Grundmasse, die von dünnen Hellglimmer-, bzw. Chloritlagen durchzogen ist. Die Schichtsilikate sind gut in das s eingeregelt. Das ganze Gefüge macht einen durch statische Temperung gut rekristallisierten Eindruck. Eine späte Deformation zeigt sich durch stark undulöse Auslöschung der Quarze, die Beanspruchung ist aber nur sehr lokal so intensiv, dass es zu Rekristallisation und Subkornbildung kommt.

Quarz: bildet ein gut ausgebildetes gleichkörniges Pflaster (0,08 bis 0,6 mm, zumeist 0,15 bis 0,3 mm) mit zumeist geraden Korngrenzen, an den Korngrenzen finden sich einzelne Hellglimmer- und Chloritschuppen. An den Korngrenzen treten z. T. auch kleine Quarz-Rekristallisationskörner auf. Die Quarzkristalle sind vielfach in einem Länge:Breite-Verhältnis von 2:1 gelängt. Die meisten Quarze sind mittel bis stark undulös, was auf eine durchgehende späte Beanspruchung hinweist. Auch Deformationslamellen in Quarzen mit winzigen Flüssigkeitseinschlüssen und selten aber immer wieder zu beobachtender Zerfall der älteren Quarzkörner zu kleinen Subkörnern weisen auf diese späte Beanspruchung hin.

Feldspat: optisch zweiachsig negative Körner im Quarz-Pflastergefüge, die kaum von Quarz zu unterscheiden sind.

Hellglimmer: 0,08 bis 0,35 mm. Hellglimmer treten z. T. in reinen Hellglimmerlagen, in Hellglimmer-Chlorit-Lagen und z. T. als einzelne Blättchen im Quarz-Pflastergefüge auf. Die Hellglimmerlagen selbst sind nur etwa 0,35 bis 0,55 mm dick und oft flachwellig verbogen. Die Glimmerblättchen sind in den Glimmerlagen sehr scharf in die zum Lagenbau parallele Hauptschieferung eingeregelt. Auch innerhalb der Quarzlagen tritt eine deutliche bevorzugte Regelung parallel s auf. Es finden sich Relikte von Faltscheiteln zwischen den einzelnen Glimmerlagen, die Glimmerblättchen in den Faltscheiteln sind rekristallisiert. Dies zeigt, dass die Glimmerlagen aus einer Achsenebenenschieferung einer eng gepressten Isoklinalfaltung mit anschließender Rekristallisation, die die Deformationen der Kristallgitter ausheilte, entstanden sind. Es handelt sich somit um keinen sedimentären Lagenbau, sondern um ein tektonisches Gefüge.

Chlorit: Pleochroismus sehr blass gelbbraun bis grün, die Interferenzfarben sind anomal olivbraun, der Zonencharakter ist negativ. Chlorite treten auf in fast reinen Chloritlagen, in Hellglimmer-Chloritlagen, in Hellglimmerlagen mit wenig Chlorit und als einzelne Chloritschüppchen in Quarzlagen. Die Korngröße ist 0,07 bis 0,4 mm, zumeist aber 0,18 bis 0,22 mm. Die Chlorite weisen wie die Hellglimmer eine deutliche bevorzugte Regelung parallel zu s auf, allerdings treten innerhalb dieses s quer dazu geregelte Schuppen, stellenweise auch ganze Schuppenpakete, die von Flächen parallel s begrenzt sind, auf. Der stoffliche Lagenbau des Gesteins ist tektonisch angelegt und hat sich aus einer Achsenebenenschieferung entwickelt. Dass innerhalb der straffen Regelung in s auch immer wieder einzelne Schuppen quer zu dieser Richtung stehen, lässt auf einen gewissen Grad statischer Temperung mit Rekristallisation nach der tektonischen s -Bildung schließen.

Biotit: einzelne dünne Fasern innerhalb von Chloriten mit für Chlorit untypischen hohen Interferenzfarben könnten reliktsche Biotite sein.

Zirkon: ist recht häufig. Es handelt sich um kleine farblose bis blass gelbliche Kristalle, mit 0,05 bis 0,07 mm, selten bis 0,19 mm Größe, die idiomorph kurz- bis langprismatisch-pyramidal, bzw. leicht abgerundet subidiomorph sind. In Schnittlagen mit sehr dunklen Interferenzfarben sind Spaltrisse gut ausgebildet, es war aber in diesen Schnittlagen nie ein konoskopische Bild möglich.

Magnetit: Die Kristalle sind rundlich bis kurzprismatisch subidiomorph ausgebildet, die Korngröße ist 0,015 bis 0,4 mm, zumeist 0,075 bis 0,25 mm, Körner bis 0,9 mm sind sehr selten. Magnetite sind gleichmäßig im ganzen Schliff verteilt. Magnetit ist z. T. in beträchtlichem Ausmaß zu Hämatit oxidiert. Auffällig ist, dass in manchen Abschnitten des Dünnschliffs hauptsächlich kleinere und in anderen Bereichen überwiegend größere Magnetitkörnchen auftreten, was völlig unabhängig vom

Mineralbestand und von der Korngröße der umgebenden anderen Minerale ist. In manchen Magnetiten finden sich winzige (<0,002 bis 0,006 mm) mit gelblicher Reflexion im Auflicht (Pyrit oder Chalkopyrit).

Hämatit: seltene, dunkelrot durchschimmernde Kristalle, es sind Hämatitblättchen, die in der Schliffebene liegen. Hämatit tritt vielfach innerhalb der älteren Magnetitkörner als Umwandlungsprodukt auf. Längliche, säulige Kristalle zeigen im Auflicht rosa-bräunliche Reflexion (Magnetit ?), darin finden sich stets streifige Zonen von hellgrau reflektierenden Hämatiten als Reaktionsstrukturen.

Eisenhydroxide: verfärben bereichsweise die anderen Minerale durch Limonitinfiltration entlang von Rissen braun.

Probe Nr. 19/16: porphyrischer Grünschiefer

(Qu + Plag + Chl + Ep + Mt)

- Probenlokalität: SE Pretallerkogel, etwa 820 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 554751
Hochwert 255200
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 41 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Es handelt sich um ein etwa faustgroßes, gut gerundetes Geröll aus Hangschutt + Moränenmaterial. Das Handstück ist mittel grünlichgrau, feinkörnig und feinschichtig im mm-Bereich. Die s-Flächen sind eher stumpf und besitzen nur fleckenweise einen silbrig glänzenden leichten Serizitanflug, sowie einzelne feine Glimmerschüppchen. Sie besitzen eine fein runzelige bis warzige Oberflächenstruktur. In einzelnen Lagen findet sich bräunlich herausgewittertes Eisenkarbonat.

u. d M.:

Feldspat, Quarz und Chlorit bilden die Grundmasse, mit einzelnen größeren Feldspateinsprenglingen. Das Gestein weist eine recht homogene Verteilung der einzelnen Mineralphasen auf. Das Quarz-Feldspat-Gefüge weist Korngrenzen eines gut rekristallisierten Gefüges auf, die Quarze zeigen aber durch eine späte plastische Deformation stark undulöse Auslöschung (Gitterdeformationen des Kristallgitters, die später nicht mehr ausgeheilt sind). Diese Deformation kann bis zu beginnendem Zerfall der Quarze zu Subkörnern führen. Die Schichtsilikate und langprismatische bis stengelige opake Minerale sind gut in eine Vorzugsrichtung eingeregelt, es sind aber keine durchgehenden s-Flächen ausgebildet, sondern ein eher netzartiges Gefüge. Dieses

s manifestiert sich ebenso in einer oft deutlichen Längung der größeren Feldspäte und Quarze von 1:2 bis 1:3. Epidot, Magnetit und langprismatische opake Minerale sind im Gestein gleichmäßig verteilt. Fein verteilte winzige, nicht näher bestimmbare dunkle Phasen lassen den Dünnschliff schmutzig erscheinen.

Plagioklas: bildet zusammen mit Quarz eine Pflasterstruktur, die die Grundmasse des Gesteins ausmacht. Die Kristalle sind meist 0,35 bis 0,1 mm groß, darin sind einzelne größere (0,15 bis 1,5 mm) porphyrische Einsprenglinge gleichmäßig verteilt eingelagert. Die Kristalle sind z. T. isometrisch, oft parallel s gelängt. Sie bilden oft polysynthetische oder komplexe Zwillinge mit zumeist wenigen und breiten Lamellen. Einschlüsse treten in Form von Serizit und Chlorit in einzelnen Schüppchen bis zu 0,02 mm Größe auf. Vielfach sind die Einschlüsse allerdings sehr klein, maximal 0,01 mm groß, weisen hohe Licht- und Doppelbrechung auf, und sind aufgrund der Kleinheit optisch nicht näher bestimmbar. Öfters sind die Kerne der Kristalle durch Einschlusszüge markiert. Es finden sich auch Züge von winzigen Flüssigkeitseinschlüssen (<0,001 bis 0,008 mm), die intern einphasig erscheinen.

Quarz: Die Quarze im Quarz-Feldspat-Pflastergefüge sind 0,035 bis 0,1 mm groß, vereinzelte größere erreichen bis zu 0,75 mm. Die Quarze sind immer undulös, der Grad schwankt zwischen mäßig und sehr stark, es kann lokal bis zu beginnendem Zerfall zu Subkörnern reichen.

Biotit: Relativ selten sind einzelne bis zu 0,3 mm lange Biotitblättchen noch gut erhalten. Sie weisen einen Pleochroismus von gelblichbraun bis kastanienbraun auf und sind z. T. mit wenigen dünnen Fasern von Chlorit mit olivbraunen Interferenzfarben verwachsen.

Chlorit: 0,05 bis 0,18 mm, der Pleochroismus blass gelblichgrün bis blass grün, die Interferenzfarben sind anomal olivbraun bis mausgrau, der optische Zonencharakter ist negativ. Chlorit ist das bei weiten überwiegende Schichtsilikat dieses Gesteins. Es sind keine durchgehenden s-Flächen sondern ein netzartiges Gefüge ausgebildet.

Epidot: farblose bis blass gelbliche kurzprismatische bis rundliche Kristalle, 0,02 bis 0,15 mm groß, tritt in Form von Einzelkristallen oder von Aggregaten mehrerer Kristalle auf. Die kleineren sind eher rundlich. Epidot ist im ganzen Schliff gleichmäßig verteilt.

Apatit: kurzsäulige bis kurzprismatische Kristalle, meist subidiomorph bis gerundet, 0,1 bis 0,15 mm, Spaltrisse sind oft deutlich ausgebildet.

Zirkon: kleine (0,015 bis 0,04 mm) farblose, idiomorphe bis subidiomorphe Kristalle, meist kurzprismatisch mit pyramidalen Enden, oft auch bipyramidal, z. T. aber auch stärker abgerundete Kristalle. Möglicherweise treten dabei auch Monazite oder Xenotime auf, die optisch nicht eindeutig bestimmbar waren.

Magnetit: isometrische, subidiomorphe bis idiomorphe Kristalle, 0,025 bis 0,3 mm, daneben auch säulige bis langprismatische mit Länge:Breite-Verhältnis von 1:5 bis 1:10, bis zu langen dünnen Fasern (bzw. Blättchen) mit Länge:Breite-Verhältnis von bis zu 1:25. Es gibt Übergänge von isometrischen zu prismatischen Kristallen. Die Magnetite sind gleichmäßig über den gesamten Schliff verteilt, auch die verschiedenen Korngrößen finden sich allgemein verteilt.

Probe Nr. 19/17: Hellglimmer-Quarzitschiefer (Rannach-Formation ?)

(Qu+Hgl)

- Probenlokalität: SE Pretallerkogel, etwa 820 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 554751
Hochwert 255200
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 6 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Das Gestein ist feinkörnig und feinschichtig mit einer Schichtung im < 1 mm Bereich und weist eine durchgehende Schieferung auf. Die s-Flächen sind stumpf milchig-weiß bis hellgrau mit graubraunen, durch Fe-Hydroxide verfärbten Flecken bis 1 cm Größe, die nach mikroskopischem Befund überwiegend aus Glimmer bestehen. Auf den s-Flächen ist kein durchgehender Serizitfilm ausgebildet, es finden sich hingegen Serizitflecken, sowie einzelne Hellglimmerschüppchen.

u. d M.:

Die Grundmasse bildet feinkörniger Quarz. In diese sind Schliere, Linsen und Gängchen von größerem Quarz und Hellglimmerschuppen eingelagert, die zahlreiche Löcher aufweisen. Die Hellglimmer sind durchwegs parallel s ausgerichtet. Die größeren Quarze sind gut rekristallisiert und schwach undulös. Die Quarze der Grundmasse weisen Korngrößen von 0,008 bis 0,025 mm, die Hellglimmer Korngrößen von 0,02 bis 0,04 mm, selten bis 0,08 mm) auf. Dünne Flatschen von mm- bis 1 cm Größe setzen sich aus blass grünlichen Hellglimmerschuppen (0,075 bis 0,25 mm) und Quarzen in derselben Korngröße zusammen. Löcher im Dünnschliff sind oft am Rand mit dunklem, „schmutzigem“ Material entlang von Korngrenzen assoziiert, wahrscheinlich Fe-Hydroxide, die aus herausgewittertem Fe-Karbonat abzuleiten sind.

Quarz: Die Quarze der feinkörnigen Grundmasse sind 0,01 bis 0,15 mm groß, sie sind mit geraden Korngrenzen gut rekristallisiert und schwach bis mittelstark undulös. Innerhalb des gleichkörnigen Quarzgefüges treten nur einzelne Hellglimmerschüppchen auf. In der Grundmasse finden sich häufig linsenförmige Augen, manchmal auch längere Lagen mit etwas größeren Quarzen (0,08 bis 0,4 mm). Die Hellglimmer darin sind ebenfalls größer. Die Quarze sind dann mittel bis stark undulös

und weisen leicht suturierte Korngrenzen auf, vereinzelt sind auch Deformationslamellen zu beobachten. Möglicherweise handelt es sich bei diesen augenförmigen Strukturen um deformierte und rekristallisierte Geröllchen, die z. T. auch stark zerschert sein können, aber postdeformativ in Bezug auf diese relativ ältere Deformation gute Rekristallisation aufweisen. Andererseits finden sich im Schliff immer wieder Zonen von sehr feinkörnigen Quarzen (0,008 bis 0,025 mm), die in unregelmäßigem Wechsel in der Grundmasse auftreten. Die Kristalle sind vielfach stark undulös, und zumindest z. T. aus dem Zerfall rekristallisierender größerer Körner zu Subkörnern hervorgegangen. Dabei handelt es sich um Zonen später plastischer Deformation bei gesunkenen Temperaturen, die einen blastomylonitischen Charakter aufweist.

Hellglimmer: weisen einen schwachen Pleochroismus von farblos zu sehr blass grünlich, manchmal auch gelblich auf, es handelt sich somit wahrscheinlich um Phengit. Die Korngröße in den quarzreichen Lagen ist 0,015 bis 0,12 mm, wobei einzelne Glimmerschüppchen, die scharf parallel zu s geregelt sind, auftreten. In den Quarzaugen weisen die Glimmer, ebenso wie die Quarze, größere Korngrößen, bis zu 0,37 mm, auf. Ein weiteres wesentliches Gefügemerkmal des Gesteins bilden sehr stark gelängte Flatschen (1/2 bis 1 cm Länge, 0,5 bis 1 mm Dicke) 0,075 bis 0,25 mm von Hellglimmer....

Feldspat: ist selten, in Form klarer unverzwilligter Kristalle, optisch zweiachsig negativ, tritt zusammen mit Quarz im Pflastergefüge auf, und ist nur schwer von Quarz zu unterscheiden.

Rutil: liegt als bräunliche, rundliche bis kurzprismatisch-bipyramidale, seltener auch stärker gelängte Körnchen (Korngröße 0,004 bis 0,035 mm) vor. Die Kristalle weisen z. T. dunklere Kerne auf. Rutil findet sich sowohl im Quarz-Pflastergefüge, wie in den Hellglimmerflatschen.

Zirkon: bildet farblose, prismatisch-bipyramidale, z. T. auch angerundete Kristalle mit sehr hoher Lichtbrechung. Um 0,06 mm groß.

Titanit: idiomorphe, hauptsächlich langprismatische Kristalle, um 0,035 mm groß.

Magnetit: 0,02 bis 0,2 mm, bildet idiomorphe, seltener auch rundliche Kristalle, die gleichmäßig im Schliff verteilt auftreten. Magnetit ist in diesem Gestein nicht sehr häufig.

Hämatit: bildet dünne Blättchen, 0,015 bis 0,6 mm, nur 0,0015 mm dünn.

Probe Nr. 19/18: Granat und Magnetit führender Quarzphyllit (Quarz-Serizit-Chlorit-Phyllit), (ev. phyllonitisch ?)

(Qu + Hgl + Chl + Gra + Mt + Ilm)

- Probenlokalität: WNW Hoher Gemeindegögel, an der Forststraße etwa 1360 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 558856

Hochwert 256992

- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 45 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Ein mittel-grünlichgraues, feinschichtiges bis phyllitisches Gestein, der Lagenbau besteht aus 0,5 cm dicken Hellglimmerlagen und dünneren Quarzlagen. Serizitisch glänzende s-Flächen sind bereichsweise leicht hell-dunkel gefleckt, was durch unterschiedlichen Chloritgehalt bedingt ist. Bei höherem Chloritgehalt sind die s-Flächen auch eher stumpfer graugrün gefärbt. Eine feine Runzelung der s-Flächen ist stets ausgebildet. Quarzgängchen und -Lagen parallel s könnten aus einer intensiven isoklinalen Verfaltung mit Achsenebenenschieferung und anschließender Zerschierung hervorgegangen sein.

u. d M.:

Das Gestein besteht aus einer gut geschieferten Hellglimmer-Chlorit-Grundmasse mit mehr oder weniger einzelnen Quarzen, in dieser treten mm- bis 0,5 cm dicke, parallel zum s der Glimmer-Chlorit-Lagen orientierte Lagen, Schlieren und Linsen von Quarz und Magnetit auf. In den Glimmer-Chlorit-Lagen hingegen ist Magnetit nur untergeordnet, dafür findet sich in diesen Lagen Granat, der wiederum in den Quarzlagen fehlt. Die Hellglimmer und Chlorite sind bezüglich der Hauptschieferung postdeformativ rekristallisiert, werden aber durch eine späte Feinfältelung verbogen und rekristallisieren nicht mehr. Die Quarze der reinen Quarzlagen sind in einem Pflaster mit Tripelpunktkorngrenzen gut rekristallisiert, eine spätere Deformation ist nur schwach wirksam, bewirkt plastische Deformation der Quarz-Kristallgitter, aber keine Rekristallisation.

Quarz: bildet in quarzreichen Lagen ein gut rekristallisiertes Pflastergefüge mit Korngrößen von 0,075 bis 0,37, seltener bis 0,6 mm. Quarze sind zumeist schwach bis mittel undulös mit eher geraden Korngrenzen. Es treten aber auch Körner mit stark suturierten Korngrenzen auf, die stark undulös sind, wobei manchmal der Zerfall zu Subkörnern weit fortgeschritten ist. In den Glimmer-Chlorit-Lagen finden sich einzelne mittelgradig undulöse Quarze mit Korngrößen von 0,035 bis 0,2 mm. Es treten Lagen und Linsen auf, die aus reinem Quarz bestehen. Sie sind von < 1 mm bis zu ½ cm dick und stellen möglicherweise Relikte von verfalteten und völlig zerscherten Quarzgängen dar.

Hellglimmer: In Hellglimmerlagen tritt der Glimmer meist zusammen mit Chlorit auf, die Korngröße ist für beide etwa 0,03 bis 0,15 mm. Durch Vorzugsregelung der Glimmer- und Chloritblättchen ist ein deutliches s ausgebildet, nach dessen Anlage erfolgte eine weitere Kristallisation unter statischen Bedingungen, die ein Wachstum von Glimmer und Chloritkristallen quer zur Richtung des Haupt-s mit sich brachte. Lokal finden sich auch etwas größere Blättchen (0,035 bis 0,25 mm) in einem undeformierten sperrigen Gefüge. Das s des Glimmergefüges ist durch spätere Einengung

in kleine offene Falten, z. T. in Knickfalten gelegt, die der makroskopischen Runzelung auf den s-Flächen entsprechen.

Chlorit: 0,03 bis 0,25 mm, der Pleochroismus ist blass grünlich bis erbsengrün, die Interferenzfarben sind anomal stumpf bräunlich-violett, das Achsenbild ist zweiachsig negativ, der optische Zonencharakter ist negativ. Innerhalb dieser Chloritblättchen treten manchmal dünne Lagen (dünner als 0,01 mm) von einem Chlorit mit anomal olivbraunen Interferenzfarben und positivem Zonencharakter auf. Überwiegend tritt Chlorit zusammen mit Hellglimmer auf, es finden sich aber auch parallel s gelängte dünne Linsen von überwiegend Chlorit mit nur wenigen Hellglimmerschüppchen, sowie Schlieren, die nur aus Chlorit und Quarz bestehen.

Granat: blass rosa, idiomorphe bis rundliche Kristalle, 0,17 bis 0,9 mm, z. T. sind sie auch gelängt mit Länge:Breite = 2:1. Die Granate sind überwiegend frisch, stellenweise treten auch leichte Chloritisierungen auf. Der Chlorit ist dann blass gelblich bis blass grün, die Interferenzfarben sind anomal bräunlich-violett. Als Einschlüsse treten Ilmenit, Quarz, Hellglimmer, Zirkon, Rutil und Ilmenit auf. Die Granate sind gleichmäßig über den ganzen Schliff verteilt, scheinen aber in reinen Quarz-Magnetit-Lagen weitgehend zu fehlen. An den Granaten setzen parallel zu s gelängte Druckschattenhöfe an, der Granat erscheint also prädeformativ zur Hauptschieferung.

Rutil: bräunliche Idiomorphe (Prismen und Pyramiden) Kristalle mit vielfach dunkleren Kernen, 0,02 bis 0,06 mm groß.

Apatit: ist relativ häufig, 0,075 bis 0,14 mm groß, idiomorph kurz- bis langprismatisch, bis subidiomorph, weist Einschlüsse von Quarz und Chlorit (0,015 mm) und winzigen Körnchen (< 0,002 mm) mit hoher Licht- und Doppelbrechung auf. Ein charakteristisches Merkmal der Apatite sind zahlreiche winzige (<0,002 bis 0,004 mm) Einschlüsse, bei denen es sich um Flüssigkeitseinschlüsse, aber auch um radiogene Spaltspuren handeln könnte.

Zirkon: sehr kleine farblose Kristalle, 0,035 bis 0,075 mm, hohe Licht- und Doppelbrechung.

Turmalin: ist selten, weist typisches bläuliches Olivgrün auf, 0,035 mm groß.

Magnetit: idiomorph mit gut ausgebildeten Flächen, 0,017 bis 0,6 mm, tritt im gesamten Schliff auf, ist aber in Quarz-Schlieren deutlich häufiger als in den Hellglimmer-Chlorit-Bereichen. Es finden sich aus zahlreichen Einzelkristallen zusammengesetzte Aggregate, die größer als 2 mm werden können. Manchmal treten an Magnetiten Druckschattenhöfe von gut rekristallisiertem Quarz auf.

Ilmenit ?: längliche Kristalle, langprismatisch bis säulig, 0,035 bis 0,22 mm lang, 0,015 bis 0,022 mm dick. Die Kristalle zeigen im Auflicht deutliche Entmischungerscheinungen. Sie finden sich weit verbreitet in der Grundmasse, sind parallel zu den Glimmern und Chloriten in s angeordnet, und machen die späte Fältelung mit. Sie finden sich auch als Einschlüsse in den Granaten.

Probe Nr. 19/19: Biotit und Magnetit führender Grünschiefer

(Qu + Plag + Bi + Ep + Chl + Mt)

- Probenlokalität: SW Hoher Gemeindegögel, an der Forststraße etwa 1340 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 559179
Hochwert 256462
- magnetische (Volumen)Suszeptibilität $\kappa = 40 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Mittel bis dunkel graugrüner, feinkörniger, feinschichtiger, relativ massig wirkender Schiefer, die Schieferung verläuft parallel zu dem durch Materialunterschiede definierten Lagenbau. Die makroskopischen s-Flächen wirken eher matt, mit kleinen Serizitflecken, aber keinem durchgehenden Serizitbelag. Mehrere Klufflächen bilden eckige Bruchkörper. Es treten angewitterte Pyritwürfel mit bis zu ½ cm Größe auf.

u. d M.:

Die Grundmasse ist aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Epidot, Magnetit, untergeordnet Chlorit, und Hellglimmer in sehr ähnlichen Korngrößen zusammengesetzt. In ein unregelmäßiges Pflastergefüge von Quarz, Plagioklas und Epidot mit einzelnen Biotitblättchen sind dünne Biotitschlieren eingelagert. Die Einregelung der Schichtsilikate Biotit, Chlorit und Hellglimmer subparallel zum Lagenbau bildet die nicht sehr scharf ausgeprägte Schieferung. Ob die mehr oder weniger lange dünne Biotitschlieren sedimentären oder metamorphen Ursprungs sind, ist nicht eindeutig. Es treten keine über den gesamten Dünnschliff durchgehende Lagen auf. Dieser S-Richtung folgt auch die Regelung einzelner Schichtsilikate in Bereichen mit Quarz-Feldspat-Epidot-Pflasterstruktur, sowie die meist vorhandene geringfügige Längung der Quarze. Blättriger Hämatit ist ebenso in diese Richtung geregelt, wie größere Epidote. Dieses Schieferungsgefüge, in dem die Kristalle sehr häufig nicht ganz exakt in s angeordnet sind, sondern in bis zu 15° davon abweichend, macht einen postdeformativ rekristallisierten Eindruck.

Quarz: bildet zusammen mit Plagioklas und häufigem Biotit und Epidot ein etwa gleichkörniges Pflaster. Die Quarze sind 0,015 bis 0,1 mm (selten bis 0,5 mm) groß, sie sind zumeist leicht, die größeren auch stärker parallel s gelängt, und schwach bis mittel undulös. Quarze in Schichtsilikatschlieren sind stellenweise sehr stark parallel s gelängt.

Plagioklas: ist scheinbar weniger häufig als Quarz, weist meist dieselbe Korngröße auf wie dieser, kann aber öfters auch deutlich größer werden und bildet (porphyrische) Feldspateinsprenglinge bis zu 1 mm. Die Feldspäte sind unscharf polysynthetisch oder einfach verzwillingt, manchmal auch

unverzwillingt, und weisen zahlreiche Einschlüsse von Serizitflitter, sowie von optisch nicht näher bestimmbaren Kristallen mit hoher Licht- und Doppelbrechung auf (Korngröße <0,002 mm bis 0,02 mm).

Biotit: 0,09 bis 0,26 mm, tritt in zwei unterschiedlichen Varietäten auf: a) Pleochroismus blass braun bis kastanienbraun, normale Interferenzfarben. b) Pleochroismus sehr blass gelbbraun bis dunkel olivbraun, anomale Interferenzfarben von hauptsächlich grünlich bis orange und violett, manchmal fast regenbogenartig oszillierend. Diese Varietät macht den überwiegenden Anteil der Biotite im Dünnschliff aus. Es treten beide Phasen z. T. auch direkt nebeneinander auf, auch zusammen mit Chlorit.

Hellglimmer: farblos, 0,075 bis 0,24 mm groß, ist weit weniger häufig als die gefärbten Schichtsilikate, bildet gemeinsam mit Biotit und Chlorit ein gut rekristallisiertes Gefüge.

Chlorit: 0,0175 bis 0,5 mm, Pleochroismus blass gelblich bis erbsengrün, Interferenzfarben anomal braun mit leicht violetter Einschlag, optischer Zonencharakter I' ist negativ. Chlorit tritt meist schlierenartig in den Biotitlagen auf.

Epidot: 0,015 bis 0,35 mm, selten bis 0,75 mm groß, blass gelblich, manchmal mit leicht grünlichem Einschlag, die Form der Kristalle variiert von unregelmäßig bis zu subidiomorph, z. T. auch idiomorph kurzprismatisch. Die Kristalle sind öfters verzwillingt. Bei größeren Körnern treten dünne farblose Randsäume mit geringerer Lichtbrechung auf. In den Randsäumen, sowie manchmal auch entlang von Spaltrissen ist die Doppelbrechung geringer als im übrigen Kristall.

Rutil: 0,015 bis 0,11 mm, braun, subidiomorph bis angerundet

Apatit: 0,09 bis 0,11 mm, rundliche oval gelängte Körnchen, zahlreiche winzige Einschlüsse (Flüssigkeitseinschlüsse oder eventuell radiogene Spaltspuren) sind charakteristisch für Apatit.

Magnetit: 0,03 bis 0,175 mm, rundliche Körnchen, größere bis 0,5 mm sind wohl Aggregate von mehreren Kristallen. Eher längliche Kristalle (0,075 bis 0,18 mm lang, Länge:Breite = 3:1 bis 4:1) sind laut Reflexionsfarben im Auflicht ebenfalls Magnetite, die z. T. deutlich unregelmäßig und fleckig zu Hämatit oxidiert sind.

Pyrit: um 0,5 mm, die Form ist zumeist unregelmäßig, es dürfte sich um zusammengewachsene Aggregate von mehreren Kristallen handeln

Probe Nr. 19/23: Magnetit, Granat und Apatit führender Grünschiefer

(Chl + Ep + Plag + Qu + Mt + Gra + Ap)

- Probenlokalität: S Hoher Gemeindegögel, an der Forststraße etwa 1240 m

Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 559789

Hochwert 255947

- magnetische (Volumen)Suszeptibilität $\kappa = 56 \times 10^{-3}$ SI

makroskopisch:

Es handelt sich um einen mittel graugrünen, feinkörnigen, eher massigen Schiefer mit einer Hauptschieferung parallel zur Feinschichtung. Die s-Flächen weisen feinen Serizitglanz und eine hell-dunkel-Striemen durch jeweilige Vormacht von Hellglimmer bzw. Chlorit auf. Es sind darauf bis zu 1 mm große Magnetite ausgebildet. Die s-Flächen sind fein gerunzelt, entsprechend einer welligen Feinfältelung im mikroskopischen Gefüge. Es existieren mehrere markante Klüftflächen.

u. d. M.:

Die Grundmasse des Gesteins ist eine gleichkörnige, dichte, verfilzt wirkende Masse von Chlorit, Epidot, Quarz, Feldspat und Magnetit. Ein s ist durch Materialunterschiede (quarz- und chloritreichere Lagen), durch Korngrößenunterschiede zwischen undeutlich gegeneinander abgegrenzten Lagen, durch eine bevorzugte, aber nicht sehr scharfe Einregelung der Chlorite, sowie durch Längung der Quarz-, Feldspat- und Epidotkristalle. Magnetite zeigen eine solche Regelung nicht, es handelt sich ganz überwiegend um isometrische rundliche Körner. In dieser Matrix liegen einzelne Lage mit etwas größeren Quarzen, Schlieren aus Quarz mit wenigen einzelnen größeren Chloritfasern (1 bis 2 mm), unregelmäßig schlierig geformte Chloritlagen, und möglicherweise porphyrische Quarzaugen (0,5 bis 0,9 mm groß). Dabei schimmern ältere, wahrscheinlich tuffitisch sedimentäre Gefügeelemente undeutlich durch.

Quarz: In der Grundmasse ist Quarz etwa 0,035 bis 0,35 mm groß, die leicht gelängten Körnchen sind mittel bis stark undulös. Feinkörnigen Quarze bilden ein gleichkörniges Gefüge mit Feldspat, Epidot und Chlorit. Die größeren Quarze in eher reinen Quarzlagen und Quarzaugen weisen Korngrößen von 0,5 x 1,25 mm auf, zwischen den Quarzen mit meist geraden Korngrenzen sind einzelne Chloritschüppchen eingelagert. Lamellenartige dünne Zonen von winzigen Fluideinschlüssen in den Quarzkristallen weisen auf anhaltende Stressbedingungen während der Abkühlung hin.

Plagioklase (Albit, Oligoklas,): Diese treten als zumeist klare, unverzwilligte Kristalle auf, daneben finden sich auch Zwillinge mit wenigen Lamellen, aber auch selten komplex und polysynthetisch verzwilligte Körnchen. Sie sind im Durchschnitt 0,02 bis 0,1 mm groß. Es handelt sich um sowohl optisch zweiachsig positiven Albit, wie auch um optisch zweiachsig negativen Oligoklas, nach EDX-Analysen überwiegt Albit. Innerhalb der Feldspatkristalle finden sich Einschlüsse von Magnetit, Hellglimmer und Titanit, sowie sehr kleine farblose Kriställchen mit hoher Licht- und

Doppelbrechung. Spaltrisse sind stellenweise sehr deutlich ausgebildet, manchmal zeichnen Züge von winzigen Einschlüssen die Spaltrisse nach.

Chlorit: nach EDX-Analysen handelt es sich um Fe-reichen Chlorit, Chamosit, Die Korngröße ist 0,007 bis 0,3 mm, der Pleochroismus ist blass gelblich bis erbsengrün, die Interferenzfarben sind olivbraun, der optische Zonencharakter kann positiv oder negativ sein. Chlorit ist oft in Chloritschlieren und -flatschen angereichert, Die Einregelung in s ist deutlich erkennbar, aber trotzdem nicht sehr scharf, Abweichungen von bis zu 25° von s sind nicht selten, manchmal treten auch quer orientierte Blättchen auf. Dieses Gefüge weist auf einen Anteil später Rekristallisation hin.

Epidot: ist neben Quarz, Plagioklas und Chlorit ein wichtiger Bestandteil der Matrix, die Korngröße ist 0,035 bis 0,4 mm. Es handelt sich zumeist um isometrische gedrungene Körnchen, es kommen aber auch säulige bis langstengelige Kristalle, z. T. mit pyramidalen Enden, vor, die blass grünlichgelb, blass grünlich oder blass gelblichbraun sein können. Die Epidote sind gleichmäßig über den ganzen Schliff verteilt.

Magnetit: bildet rundliche bis subidiomorphe Körner, zumeist 0,015 bis 0,12 mm, vereinzelt können sie auch deutlich größer werden (bis zu 0,7 mm), sie sind zumeist gleichmäßig im ganzen Schliff verteilt, selten treten auch Schlieren von perlschnurartig angeordneten Magnetiten auf.

Biotit: ist selten, er ist als kleine Schüppchen (etwa 0,08 mm) ausgebildet, der Pleochroismus ist blass braun bis rehbraun. Biotit tritt sowohl als einzelne Schüppchen mit Quarz, Feldspat und Epidot in einem pflasterartigen Gefüge auf, wie auch in dünnen Schlieren angereichert, wobei die Schüppchen ein nicht allzu scharfes s bilden.

Hellglimmer: ist selten, 0,03 bis 0,075 mm, ist oft mit Chlorit parallelverwachsen.

Granat: klare frische Kristalle, 0,035 bis 0,5 mm groß, die Lichtbrechung ist kleiner als die des Epidot. Der Granat weist Einschlüsse von Biotit, Chlorit und Titanit (0,03 mm) auf, sowie von kleinen Kristallen (0,015 mm) mit hoher Licht- und Doppelbrechung, und wird randlich von Biotit und Chlorit begleitet.

Apatit: nach EDX-Analysen handelt es sich um Fluorapatit, Die farblosen isometrischen bis gelängten gerundeten Kristalle sind mit 0,2 bis 0,4 mm relativ groß. Zahlreiche winzigen Einschlüsse (Flüssigkeitseinschlüsse oder radiogene Spaltspuren), die die Kristalle manchmal „schmutzig“ erscheinen lassen, sind charakteristisch für Apatit.

Zirkon: kleine, farblose idiomorphe Kristalle, 0,0075 bis 0,04 mm

Titanit: bräunliche idiomorphe Kristalle, 0,02 bis 0,2 mm, die Kristalle sind stets länglich, z. T. in Form zugespitzter Doppelpyramiden

Hämatit: 0,22 mm, tritt in Form rötlich durchschimmernder Blättchen auf

Karbonat (ehemaliges): Bei den zahlreichen Löchern im Dünnschliff, die bevorzugt in quarzreicheren Lagen auftreten, handelt es sich möglicherweise um Stellen von herausgewittertem Fe-Karbonat, worauf randliche Anflüge von Fe-Hydroxidverfärbungen hinweisen könnten.

Probe Nr. 19/29: Pyrit und Magnetit führender Grünschiefer, retrograd überprägt

(Plag + Qu + Chl + Ep + Klz + Py +Mt)

- Probenlokalität: Puchgraben N Postmeister, an der Forststraße etwa 1250 m
Koordinaten (BMN M31) Rechtswert 550589
Hochwert 260970
- magnetische (Volums)Suszeptibilität $\kappa = 15 \times 10^{-3} \text{ SI} \times 10^{-3} \text{ SI}$

makroskopisch:

Es liegt ein mittel graugrüner, feinkörniger, eher massiger Schiefer vor. Eine Feinschichtung besteht aus einem Wechsel von sehr feinkörnigen und etwas gröberen Lagen. Die s-Flächen sind eher matt, besitzen einen mehr oder weniger durchgehenden Serizitfilm und sind fein gerunzelt. Das Gesamtbild prägen weiters große Quarzknuern und mehrere markante Klufflächen.

u. d M.:

Die ziemlich gleichkörnige und verfilzte Grundmasse besteht überwiegend aus Quarz, Epidot, Chlorit und Feldspat, wobei einzelne Lagen mehr Quarz und Feldspat, andere mehr Chlorit und Epidot führen. Die Matrix wirkt dicht und homogen, mit einer deutlichen s-Richtung, die durch insgesamt relativ straffe Einregelung von Chlorit und deutliche Längung von Quarz und Feldspat, definiert ist. Eine Längung von Epidot ist weniger deutlich ausgeprägt. Das ursprüngliche, wahrscheinlich tuffitische Gefüge ist durch Materialunterschiede öfters noch erkennbar. Bei einem 2 mm großen rundlichen Einschluss von farblosem Epidot/Klinozoisit mit einem Chlorit-Randsaum könnte es sich um einen Lapillus handeln. Es treten 1 bis 2 mm große Quarzlinsen, sowie Quarz-Chlorit-Biotit-Linsen auf, die möglicherweise rekristallisierte ehemalige Einsprenglinge darstellen. Undeutlich abgegrenzte Linsen sind etwas quarzreicher als die übrige Matrix, ihr Interngefüge von Chlorit und Epidot geht unmittelbar in das s der Umgebung über. Eine Scherflächenschar schneidet die Hauptschieferung in unterschiedlichen Winkeln von 15° bis 50°.

Quarz: Die Quarze der Grundmasse (zusammen mit Chlorit und Epidot) sind 0,015 bis 0,15 mm seltener bis 0,2 mm groß, und überwiegend mäßig bis stark undulös. Die Quarze in Quarzlinsen weisen Korngrößen von 0,17 bis 0,35 mm auf.

Plagioklas: Die Körnchen sind meist klar und weisen nicht allzu viele, sehr kleine Einschlüsse auf und sind zumeist unverzwillingt, manchmal einfach verzwillingt, selten auch polysynthetisch verzwillingt mit unscharf begrenzten Lamellen (ev. ein Schnitteffekt). Der optische Charakter ist zweiachsig negativ (Oligoklas). Sie treten zusammen mit Quarz im gleichkörnigen Gefüge der Matrix auf, die Korngröße entspricht der von Quarz (0,015 bis 0,15 mm), sodass der Plagioklas vielfach nur schwer von Quarz zu unterscheiden ist.

Chlorit: bildet mit Quarz und Epidot ein mehr oder weniger gleichkörniges Gefüge, die Korngröße beträgt 0,035 bis 0,22 mm. In Druckschattenhöfen an Pyriten treten einzelne größere Schuppen bis 0,45 mm auf. Der Pleochroismus ist gelblich bis erbsengrün, die anomalen Interferenzfarben wechseln zwischen olivbraun und stumpfen violett, der optische Zonencharakter ist negativ. In manchen Chloritkristallen treten parallel eingewachsen dünnste Lagen mit höherer Doppelbrechung und normalen Interferenzfarben auf, bei denen es sich um grünen Biotit handeln könnte.

Epidot: 0,015 bis 0,12 mm groß, zahlreiche Körnchen, meist zusammen mit Chlorit, sind im Schliff gleichmäßig verteilt und bilden einen essenziellen Anteil der Grundmasse. Die Kristalle sind zumeist rundlich bis subidiomorph kurzprismatisch, seltener auch länglich. Etliche Kristalle weisen Randsäume mit geringerer Licht- und Doppelbrechung auf.

Klinozoisit: (mit Übergängen zu Epidot): tritt in Form großer (bis zu 0,46 mm) idiomorpher bis rundlicher Kristalle mit manchmal unregelmäßigen Korngrenzen auf. Sie sind öfters einfach verzwillingt. Es finden sich fleckige Zonen, manchmal auch randliche Säume mit höherer Doppelbrechung, die Übergänge zu Epidot darstellen. Klinozoisit tritt immer in einer chloritreichen Umgebung auf.

Ein etwa 2 mm großer runder Einschluss besteht aus einer dichten gleichkörnigen Masse von kurzprismatischem farblosem bis leicht gelblichem Klinozoisit (0,02 bis 0,15 mm) mit einigen Chloritblättchen (0,02 bis 0,15 mm), sowie wenigen ungetrübten unverzwilligten Feldspäten (0,02 bis 0,7 mm, optisch zweiachsig negativ), und weist einen chloritreichen Randsaum auf. Der Einschluss könnte eine vulkanogene Reliktstruktur darstellen.

Biotit: Korngröße 0,1 bis 0,15 mm, zeigt einen Pleochroismus von blass bräunlich bis rehbraun, bildet einzelne Blättchen im Chloritgefüge und ist auch oft mit Chlorit parallelverwachsen. In quarzreichen Linsen ist Biotit oft genauso häufig wie Chlorit

Hellglimmer: ist in diesem Gestein nur ein Nebengemengteil (< 5%). Es finden sich einzelne Schuppen in Chloritlagen, die Korngröße ist 0,35 bis 0,15 mm. Hellglimmer sind auch oft mit Chlorit parallelverwachsen.

Titanit: bräunliche Kristalle mit manchmal deutlich dunklerem Kern, 0,02 bis 0,06 mm, sie sind länglich, z. T. idiomorph z. T. angerundet.

Pyrit: idiomorphe Kristalle, 0,05 bis 1,4 mm, sind randlich und entlang von Spaltrissen in Hämatit umgewandelt. An den großen Pyriten sind Druckschattenhöfe von Quarz und Chlorit ausgebildet. Die Pyrite sind prä- bis syndeformativ zur Hauptschieferung, und danach sekundär hämatitisiert.

Magnetit: idiomorphe Kristalle, 0,035 bis 0,26 mm, sind gleichmäßig im ganzen Schliff verteilt. Die Magnetitkörner sind randlich zu Hämatit umgewandelt.

Apatit: 0,5 bis 0,7 mm, idiomorph bis subidiomorph angerundet, die Kristalle sind Länglich (Länge : Breite = 2:1), und sind parallel zu s geregelt.

Zusammenfassende Ergebnisse

Es handelt sich bei den untersuchten Proben um recht unterschiedliche Lithologien, von stark vulkanogen beeinflussten Gesteinen (massige, z. T. porphyrische Grünschiefer) bis zu reinen Metapeliten (Hellglimmer-Chlorit-Quarzschiefer). Die älteste erfassbare Mineralparagenese weist mit dem Auftreten von Biotit, Epidot und Granat auf Bedingungen der höheren Grünschieferfazies hin. Die Gesteine sind durchwegs retrograd überprägt, wobei das Auftreten von Chlorit mit Epidot und Hellglimmer, sowie in einer Probe auch Stilpnomelan, Metamorphosebedingungen der unteren Grünschieferfazies anzeigt.

Die Intensität der Durchbewegung ist sehr unterschiedlich. Während im manchen Proben noch tuffitische Gefügerelikte erkennbar sind, sind andere extrem stark durchbewegt, weisen intensive Feinfältelung und Zerschering auf, sind z. T. völlig verknetet, mit Strukturen, die an Blastomylonite erinnern. Zumeist am Ende der Deformation eine gewisse Rekristallisation zu erkennen, das Gestein ist also postdeformativ und statisch eine Zeit lang erhöhten Temperaturen der unteren Grünschieferfazies ausgesetzt gewesen. Granat ist während der Abkühlung auf dieses letzte Temperaturniveau stabil geblieben. Biotit hingegen ist nur selten erhalten, manchmal teilweise chloritisiert, zumeist aber gänzlich zu Chlorit umgewandelt, der vielfach relativ spät rekristallisiert ist.

Karbonat ist noch spät im Metamorphose- und Deformationsablauf mobil, was auf Aktivität fluider Phasen bis zur endgültigen Abkühlung hinweist.

Der Magnetit ist stets idiomorph bis subidiomorph, nur selten rundlich. Er ist bezüglich der Hauptschieferung syn- bis postdeformativ gewachsen. An die Magnetite ansetzende Druckschattenhöfe von Quarz sind nur in einzelnen Schliffen ausgebildet. In all den unterschiedlichen Lithologien und bei sehr verschiedenen Deformationsgraden ist der Magnetit immer sehr ähnlich ausgebildet.

Die Grünschiefer-Serie in der Kurzen Teichen westlich des Jagdhauses Thon stellt eine bimodale Vulkanit-Serie dar, an deren Aufbau sich basische und saure Tuffe und Laven und umgelagertes

pyoklastisches Material beteiligen. Anhand dieser Serie konnten LOESCHKE et al. (1990) den Metamorphosegrad festlegen, der sich durch das Auftreten von barroitischer Hornblende, Albit und Granat ergibt. Danach gehört die Grünschiefer-Serie in den höheren Temperaturbereich der low-grade Metamorphose (WINKLER, 1979) bei ca. 475° und etwa 4 kb. Diese Druck-Temperaturbedingungen lassen sich auf die hier beschriebenen Gesteine, die in streichender Fortsetzung auftreten, übertragen. Auf die möglichen Anteile variszischer und alpidischer Metamorphose gehen LOESCHKE et al. (1990) nicht ein.

2. Messgebiet Gmünd

Das Messgebiet Gmünd wurde im Sommer 2014 mit einem Profilabstand von 100 m befliegen. Untersucht wurde im Wesentlichen der Bereich zwischen Gmünd, Litschau und Heidenreichstein (siehe Abb. 11). Mit Genehmigung der Regierung der Tschechischen Republik wurden auch Bereiche jenseits des österreichischen Bundesgebiets befliegen.

Das Untersuchungsgebiet liegt innerhalb der Böhmisches Masse, welche Teil des tief erodierten variszischen Orogens, eines metallogenetisch bedeutenden Gebirgsgürtels mit hohem Potential für kritische Rohstoffe, ist. Im moldanubischen Sektor sind v.a. hochdifferenzierte peraluminöse Gesteine der variszischen Spätphase, wie der Eisgarner Granit und damit vergesellschaftete Muscovitgranite mit Sn-, Nb-, Ta-, U- Anreicherungen und die Mauthausen Suite mit Mo-Vererzungen (BREITER, 2010) von metallogenetischem Interesse (SCHATTAUER et al., 2019).

2.1. Überarbeitung der aeromagnetischen Daten

Eine 3D-Modellrechnung stellt höhere Anforderungen an die Datenqualität als die sonst übliche Interpretation der Anomalien der magnetischen Totalintensität. Daher wurden die Daten im Messgebiet Gmünd einer Feinkorrektur unterzogen. Die Überarbeitung der Daten für das Messgebiet Gmünd konnte noch vor dem ersten Lock-Down (ab Mitte März 2020) durchgeführt werden.

Im Zuge dieser Überarbeitung wurden zunächst die richtungsabhängigen Einflüsse des Fluggerätes auf die Messwerte (Heading-Error) und der Taggang des Erdmagnetfeldes (anhand von Messungen eines Boden-Magnetometers) neu korrigiert. Da die Befliegung des Messgebiets in mehreren Messflügen durchgeführt wurde, ergaben sich Befliegungs-Abschnitte, welche zueinander leichte Niveau-Unterschiede aufwiesen. Für die Korrektur dieser Niveau-Unterschiede wurden die Magnetfeld-Daten auf eine einheitliche und „glatte“ Flugtopographie (Referenzfläche – siehe Abbildung 11) feldfortgesetzt. Erst danach können Niveau-Unterschiede zwischen verschiedenen Befliegungs-Abschnitten aneinander angepasst werden. Zur Feldfortsetzung wurde die Methode nach IVAN (1994) verwendet.

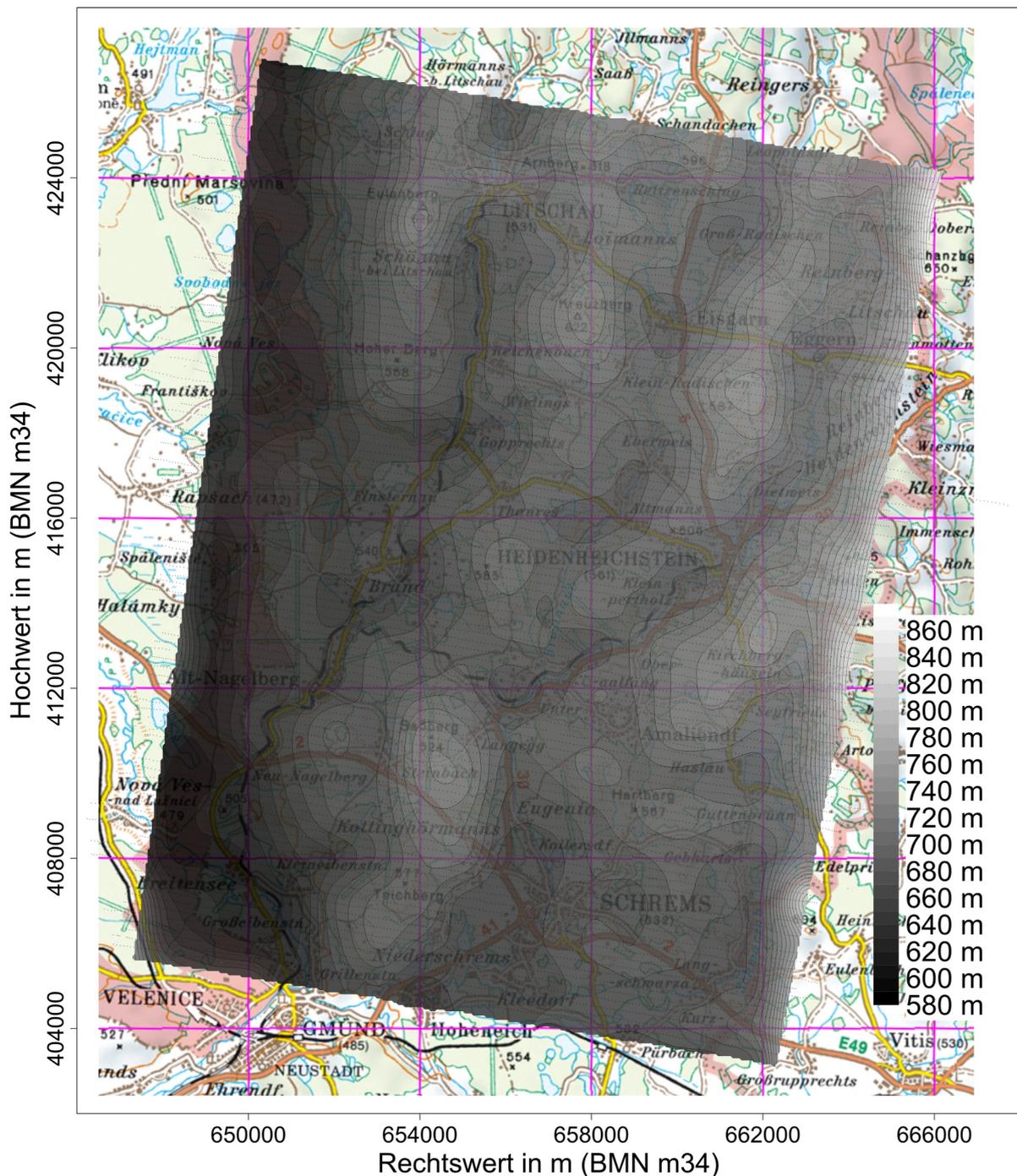


Abbildung 11: Einheitliche, "glatte" Flugtopographie des Messgebiets Gmünd. Auf diese Topographie wurde die Anomalie der magnetischen Totalintensität feldfortgesetzt.

Das Ergebnis dieser Überarbeitung der Daten ist ein sehr detailliertes Bild der Anomalie der magnetischen Totalintensität im Untersuchungsgebiets (siehe Abb. 12.) welches als Grundlage für die 3D-Modellierung der magnetischen Suszeptibilität im Untergrund diene.

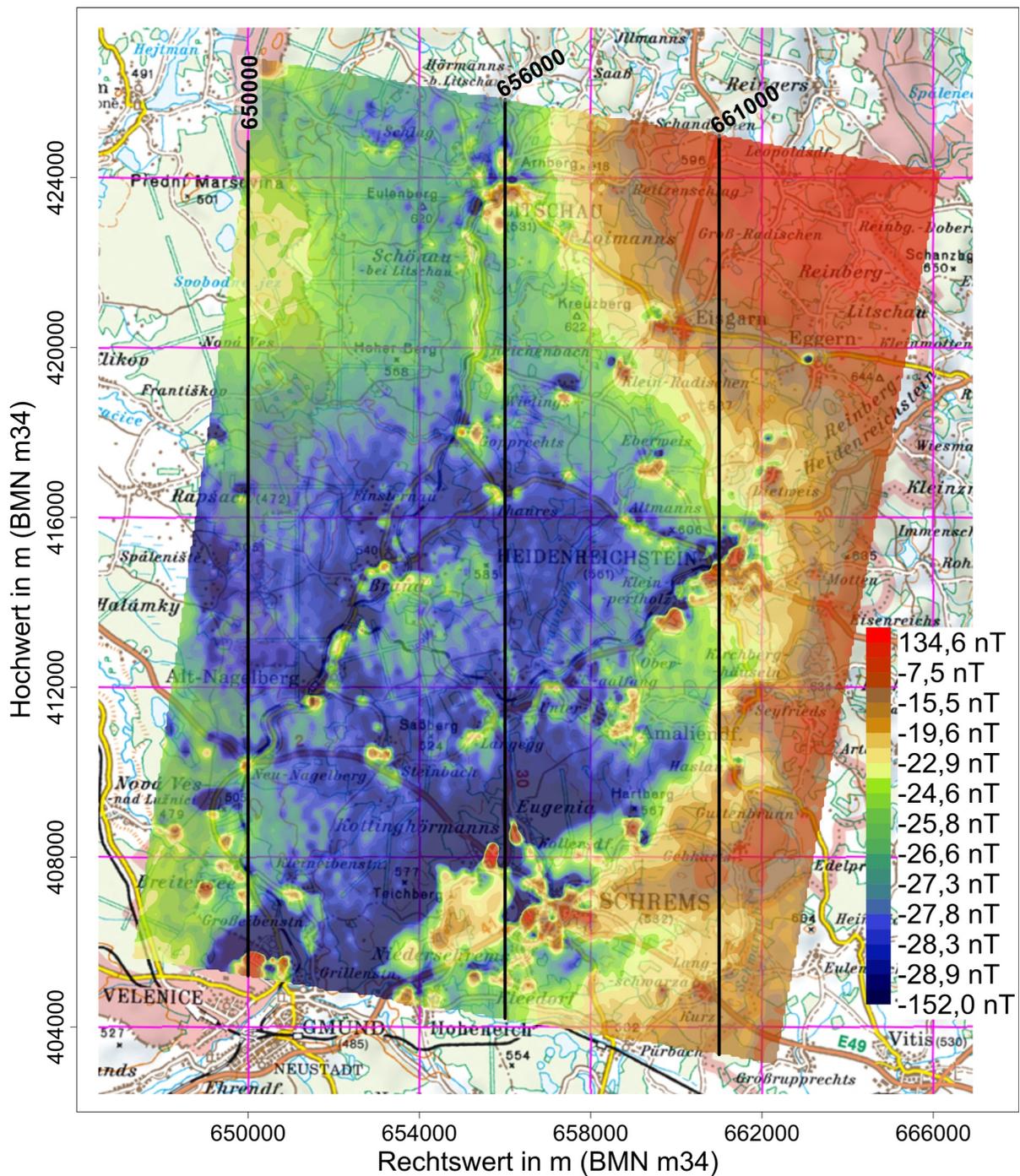


Abbildung 12. Neu bearbeitete gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität auf der in Abbildung 11 dargestellten Referenzfläche. Die Abbildung zeigt auch die Lage von drei S-N-Profileschnitten (vgl. Abb. 14 bis 16).

2.2. 3D-Modellrechnung der magnetischen Suszeptibilität im Messgebiet Gmünd

Aufgrund der Corona-Pandemie musste die 3D-Modellrechnung der magnetischen Suszeptibilität im Messgebiet Gmünd zur Gänze 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 letztlich eine 3D-Modellierung der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt werden. 3D-Darstellungen der Ergebnisse sind zum jetzigen Zeitpunkt jedoch leider nicht möglich. Für die Darstellung der 3D-Modelle wird in diesem Bericht daher auf Profilschnitte (siehe Abb. 12 und Abb. 14 bis 16) zurückgegriffen.

Im Zuge der 3D-Modellierungen des Messgebiets Gmünd wurden die Möglichkeiten der Software "Mag3D" zur Beeinflussung des Ergebnisses weiter untersucht. Eine Möglichkeit zur Beeinflussung ist die Veränderung der sogenannten "modell objective function coefficients" (siehe JONES, 2006 "mag3d-manual, Seite 33"). Mit Hilfe dieser Parameter kann beeinflusst werden, inwieweit das resultierende 3D-Modell glatt bzw. gleichmäßig (engl. smooth) sein soll. In diesem Bericht werden zwei unterschiedliche 3D-Modelle dargestellt: **Modell C** wurde mit Parametern berechnet, welche ein tendenziell weniger gleichmäßiges Modell liefern. Im Unterschied zu Modell C wurde **Modell D** mit Parametern berechnet, welche ein tendenziell mehr gleichmäßiges Modell liefern.

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.

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 hilfreich. 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 des Messgebiets Eisenerz eine kaskadenartige Vorgangsweise bewährt hat, wurde auch bei Messgebiet Gmünd so vorgegangen (vgl. ÜLG-073/19 Jahresbericht 2019). Dabei wurde sowohl der zu modellierende Bereich (siehe Abb. 13), als auch die Kubengröße, schrittweise verkleinert.

Ausgehend von der Karte der gemessenen Totalintensität im Messgebiet Gmünd (Abb. 12) wurde zunächst ein zu modellierender Bereich festgelegt, der deutlich über das Messgebiet hinausgeht und in bis zu -13,5 km Tiefe reicht (Bereich 1 in Abb. 13). Der Modell-Bereich 1 für das Messgebiet Gmünd hat eine O-W-Erstreckung von 43 km, eine S-N-Erstreckung von 48 km und eine Tiefen-Erstreckung von 14,6 km. Dieser Bereich wurde in 3.766.800 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 resultierten die Modelle 200C und 200D (siehe Abb. 14 bis 16). Aus diesen 3D-Modellen, wurde je ein zentraler Bereich mit einer O-W-Erstreckung von 27 km, einer S-N-Erstreckung von 32 km und einer Tiefen-Erstreckung von 6,6 km entfernt und danach die theoretischen magnetischen Totalintensitäten neu berechnet.

Die daraus resultierenden Restfelder wurden in der Folge in dem deutlich kleineren zentralen Bereich (Bereich 2 in Abb. 13), welcher dem Ausschnitt aus den Modellen 200C bzw. 200D entspricht, mit Hilfe von Kuben mit 100 m Seitenlänge modelliert (5.702.400 Kuben). Dabei wurden die aus den Modellen 200C bzw. 200D herausgeschnittenen Bereiche in Kuben mit 100 m Seitenlänge unterteilt und als Start- bzw. Referenzmodelle für die nächste Inversion mit Mag3D verwendet. Die Ergebnisse dieser Inversionen (Modelle 100C bzw. 100D) mit der Software Mag3D sind in den Abbildungen 14 bis 16 dargestellt.

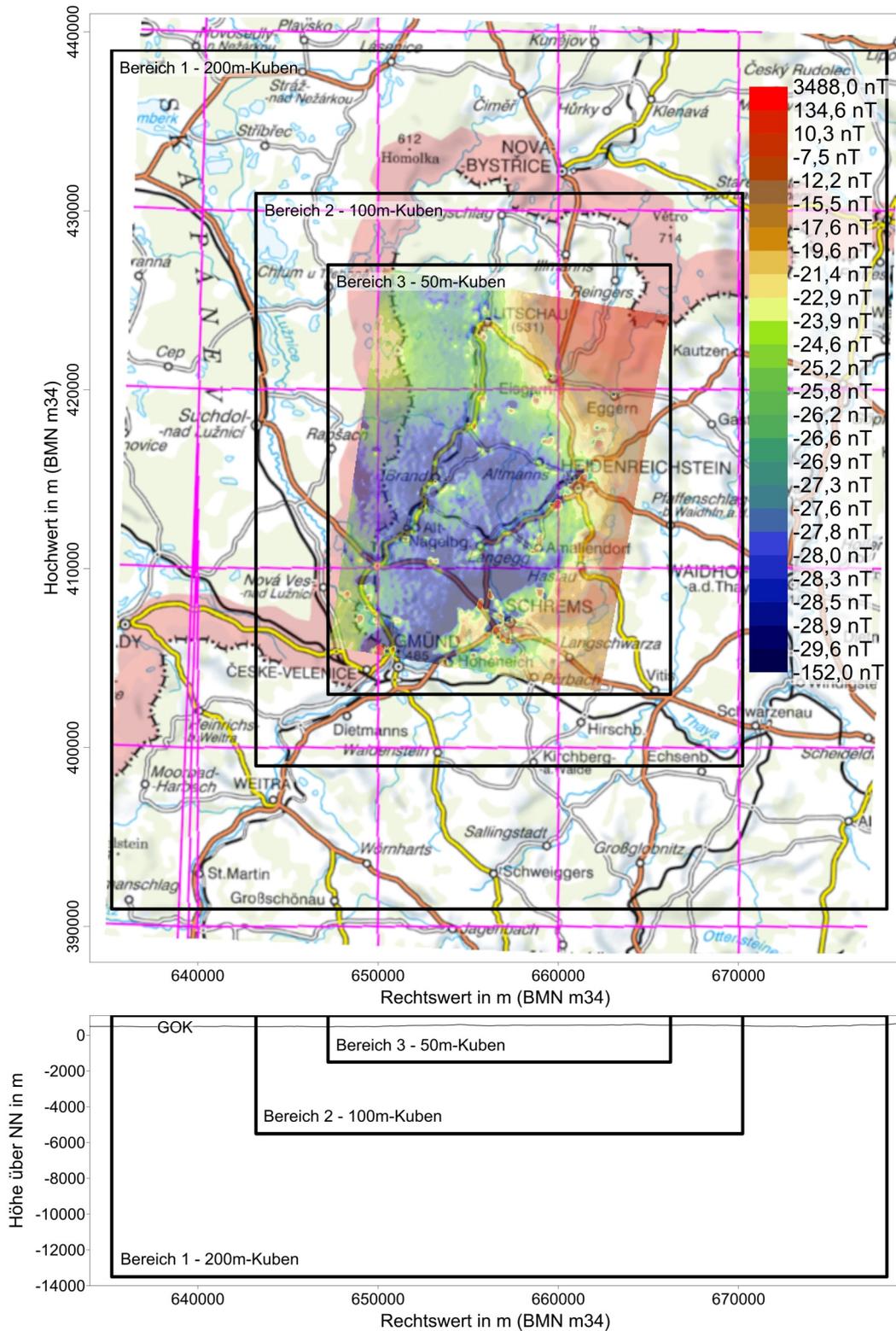


Abbildung 13: Neu bearbeitete gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität auf der in Abbildung 11 dargestellten Referenzfläche. Dargestellt sind auch die Ausdehnungen der verschiedenen Modell-Bereiche, sowie die Seitenlängen der in diesen Bereichen verwendeten Kuben.

Auch aus diesen 3D-Modellen, wurde ein zentraler Bereich mit einer O-W-Erstreckung von 19 km, einer S-N-Erstreckung von 24 km und einer Tiefen-Erstreckung von 2,6 km entfernt und die entsprechenden theoretischen magnetischen Totalintensitäten berechnet.

Setzt man die Modelle 200C, 100C und 50C bzw. 200D, 100D und 50D zusammen, so erhält man 3D-Modelle der magnetischen Suszeptibilität, deren theoretische magnetische Totalfeldstärken der gemessenen magnetischen Totalfeldstärke entspricht. Zieht man die berechneten magnetischen Totalintensitäten für die Modelle 200C bzw. 200D und für die Modelle 100C bzw. 100D 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 den Modellen 100C bzw. 100D herausgeschnittenen Bereich entspricht (Bereich 3 in Abb. 13), mit Hilfe von Kuben mit 50 m Seitenlänge modelliert (9.484.800 Kuben). Dieser Bereich umfasst im Wesentlichen das Messgebiet selbst. Dabei wurde der aus den Modellen 100C bzw. 100D herausgeschnittene Bereich in Kuben mit 50 m Seitenlänge unterteilt und jeweils als Start- bzw. Referenzmodell für die nächste Inversion in Mag3D verwendet (Modelle 50C bzw. 50D, Abb. 14 bis 16).

Letztlich wurden die magnetischen Feldwirkungen der Modelle 200C, 100C und 50C bzw. 200D, 100D und 50D vom gemessenen Magnetfeld abgezogen und so die entsprechenden Restfelder. Eine statistische Analyse dieser Restfelder zeigt, dass an ca. 98% aller Messpunkte der Fehler kleiner als ± 0.5 nT ist. Der Medianwert der Fehler liegt bei 0.00018 nT (Modell C) bzw. 0.00070 nT (Modell D). Der maximale bzw. der minimale Fehler liegt bei ca. ± 15 nT (Modell C: Minimum=-12.617 nT; Maximum= 14.557 nT; Modell D: Minimum=-14.607 nT; Maximum= 14.956 nT). Die größten Abweichungen zwischen gemessenem um berechnetem Magnetfeld treten in oder in der Nähe von Ortschaften auf. Diese Tatsache ist leicht nachvollziehbar, da für antropogene Ursachen von Anomalien des Magnetfeldes eine Kubengröße von 50x50x50 m oft zu groß ist um diese korrekt abzubilden. Hier werden dann nur die langwelligen Anteile der magnetischen Anomalien abgebildet und die hochfrequenten Anomalie-Anteile bleiben als Restfehler übrig.

Eine geologische Interpretation der 3D-Modelle der magnetischen Suszeptibilität sollte natürlich nur innerhalb jenes Gebietes erfolgen, in dem das Magnetfeld gemessen wurde. Diese Interpretation soll im Projektjahr 2021 erfolgen.

Die Suszeptibilitätsverteilungen der Modelle C und D werden in diesem Bericht in drei S-N-Profilschnitten dargestellt (siehe Abb. 14-16). Die Modellbereiche unterhalb von -1500 m über NN wurden transparent dargestellt um zu verdeutlichen, dass eine Interpretation der Modelle in diesen Tiefen zunehmend problematisch wird. Die Lage der hier gezeigten Profilschnitte kann Abbildung 12 entnommen werden.

Wie man an den Profilschnitten deutlich erkennen kann, weichen die Suszeptibilitätsverteilungen der beiden 3D-Modelle in Tiefen unter -2000 m deutlich voneinander ab. Die oberflächennahen Suszeptibilitätsverteilungen der Modelle C und D weisen an den drei dargestellten Profilschnitten jedoch Ähnlichkeiten auf.

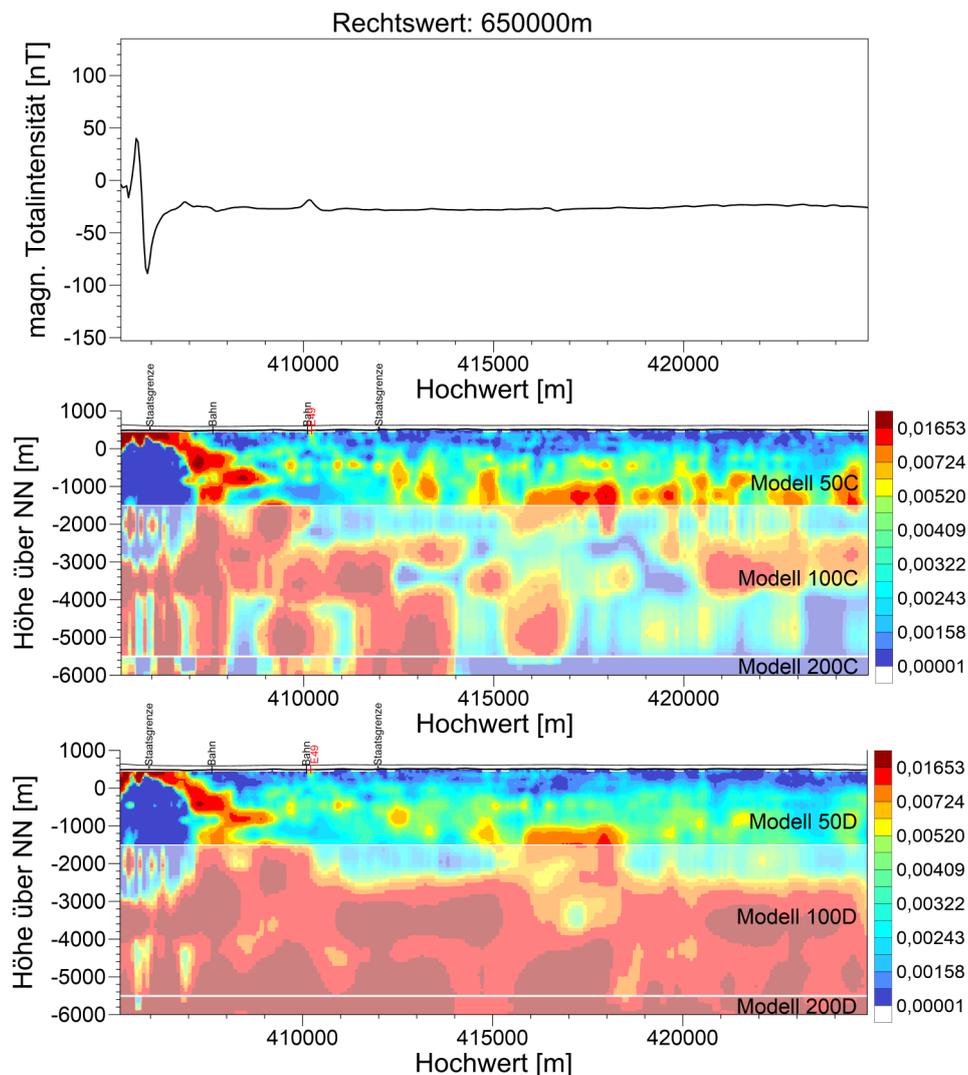


Abbildung 14: S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 650000 (vgl. Abb. 12). Das obere Bild zeigt die Anomalie der magnetischen Totalintensität entlang des Profilschnittes. Das mittlere Bild zeigt die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell C, das untere Bild die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell D. Bereiche unter -1500 m über NN sind transparent dargestellt.

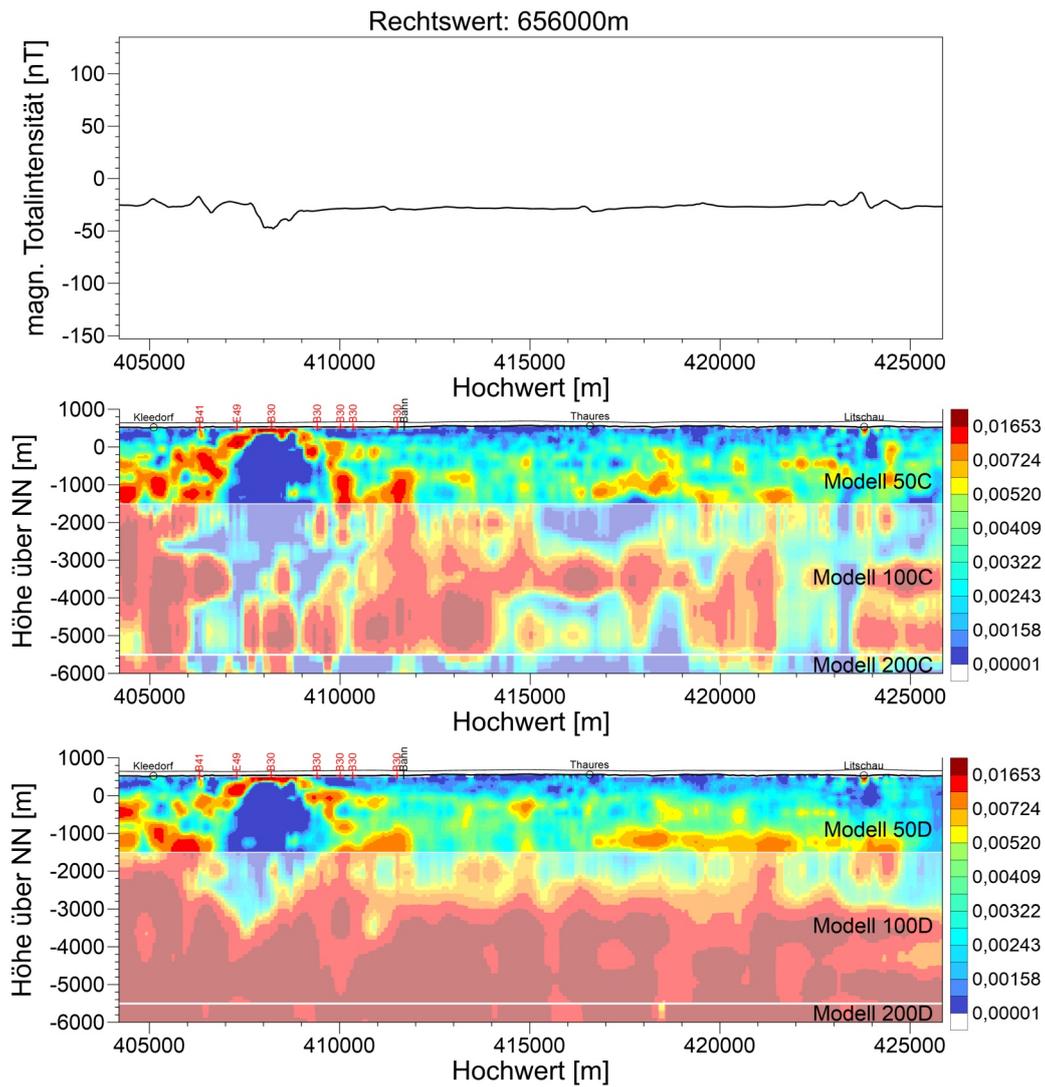


Abbildung 15: S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 656000 (vgl. Abb. 12). Das obere Bild zeigt die Anomalie der magnetischen Totalintensität entlang des Profilschnittes. Das mittlere Bild zeigt die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell C, das untere Bild die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell D. Bereiche unter -1500 m über NN sind transparent dargestellt.

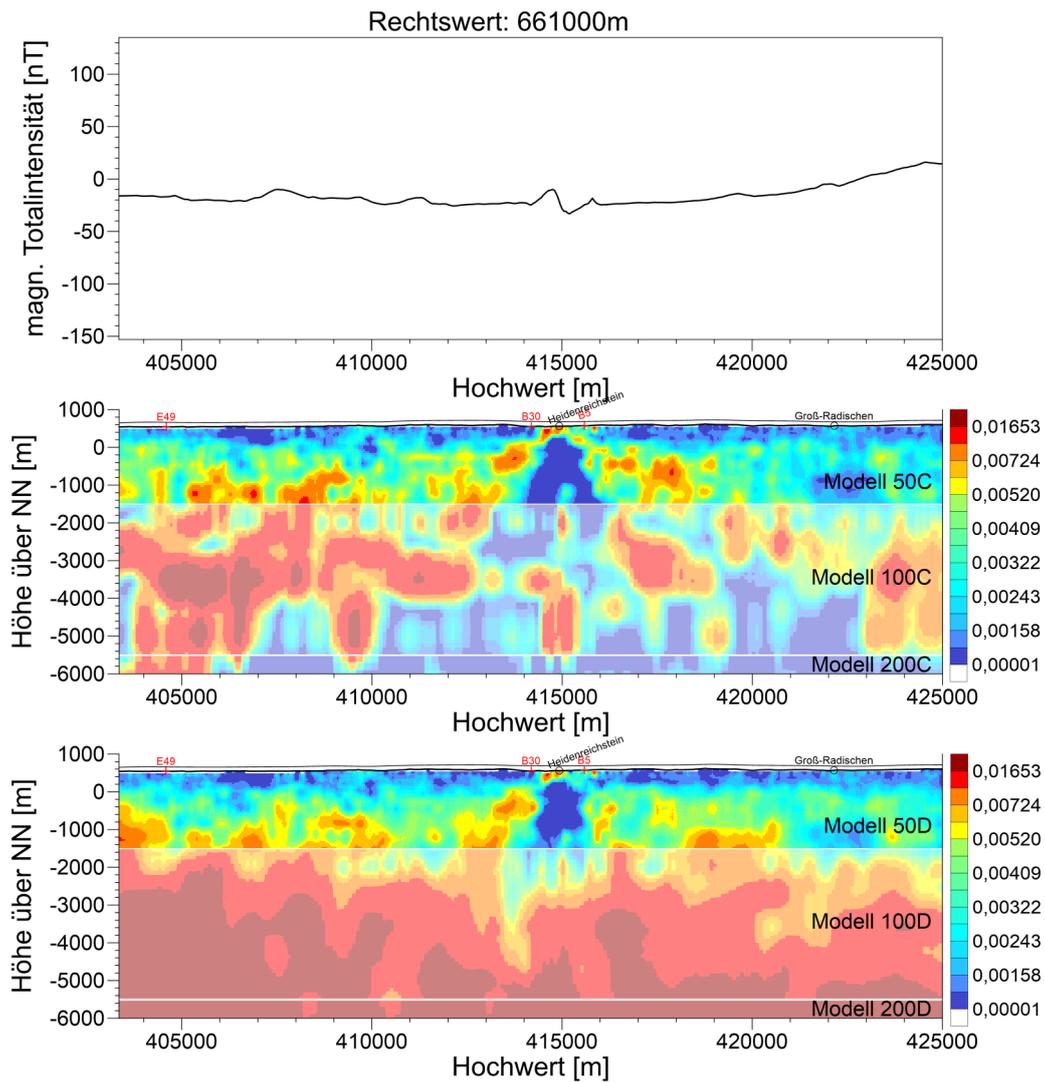


Abbildung 16: S-N verlaufender Profilschnitt bei Rechtswert 661000 (vgl. Abb. 12). Das obere Bild zeigt die Anomalie der magnetischen Totalintensität entlang des Profilschnittes. Das mittlere Bild zeigt die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell C, das untere Bild die berechnete Verteilung der magnetischen Suszeptibilität von Modell D. Bereiche unter -1500 m über NN sind transparent dargestellt.

3. Ausblick

Auf Grund der Corona-Pandemie und den damit verbundenen Einschränkungen konnte im Projektjahr 2020 die 3D-Modellrechnung des Messgebietes Eisenerz (1999 und 2000) nicht zur Gänze abgeschlossen werden. Vor allem die Geländearbeiten waren aufgrund der eingeschränkten Bewegungsfreiheit nicht möglich. Diese Geländearbeiten sollen im Projektjahr 2021 nachgeholt werden.

Im Zuge der Fortsetzung des begonnenen Projekts soll im Projektjahr 2021 die 3D-Modellrechnung des Messgebietes Gmünd (2014) mit besonderer Unterstützung des Geologen Dr. Slapansky abgeschlossen werden.

Parallel zu den Arbeiten an den Messgebieten Eisenerz und Gmünd soll ein Ausschnitt aus dem Messgebiet Kärnten (Befliegung 2003 bis 2006) bearbeitet werden. Dieser Ausschnitt umfasst den Bereich zwischen Kötschach-Mauthen im Westen, Feistritz a.d.Gail im Osten, Weißbriach im Norden und der Staatsgrenze zu Italien im Süden. Hier ist vor allem das Gailtalkristallin von rohstoffrelevantem Interesse. Die Arbeiten an diesem Messgebiet sollen mit besonderer Unterstützung der Geologin Tanja Knoll, MSc. durchgeführt werden. Auch in den Messgebieten Gmünd und Kärnten sind Geländearbeiten geplant.

4. Literaturverzeichnis

- AHL, A., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., PIBER, A., SEIBERL, W., ZECHNER, M. & MAURITSCH, H. J. (2007):
Regional Distribution of Magnetic Susceptibilities and 3 D Modelling of Aeromagnetic Anomalies in the Central Eastern Alps (Western Tauern Window), Austria. - Austrian Journal of Earth Sciences, **100**, 138-151, Wien.
- BREITER, K. (2010): Geochemical classification of Variscan granitoids in the Moldanubikum (Czech Republic, Austria). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, v. 65, p. 19 – 25.
- CANAVAL, R. (1895): Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. - Mittheilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 31, 3-109, Graz.
- CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. - In: Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens: eine Auswahl, Carinthia II (1953), 67-92, Klagenfurt.

- GRUBER, W., SACHSENHOFER, R. F., KOFLER, N. & DECKER, K. (2004): The Architecture of the Trofaiach Pull-Apart Basin (Eastern Alps): An integrated geophysical and structural study. - *Geologica Carpathica*, 55, 281-298, Bratislava.
- HAUSER, L. (1940): Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe - P. 1996 bei Wald (Obersteiermark). - **Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1**, 221-236, Wien.
- 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.
- LINZER, H.-G., DECKER, K., PERESSON, H., DELL'MOUR, R. & FRISCH, W. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. - *Tectonophysics* 354, 211-237, Amsterdam.
- LOESCHKE, J., KRETZSCHMAR, TH., LANGER, V & STRECK, M. (1990): Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone / Österreich). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 133, 345-363, Wien.
- MAURITSCH, H. J. (1987): Bodengeophysikalische Identifizierung von aeromagnetischen Anomalien im Bereich der östlichen Grauwackenzone sowie der Fischbacher Alpen. - Endbericht 1987. - Unveröffentlichter Bericht Projekt St-C-027/86, 23 Bl., Leoben.
- METZ, K. (1940): Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – *Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1*, 161-220, Wien.
- METZ, K. (1978): Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. - *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 69, 27-47, Wien.
- METZ, K. (1981): Geophysikalische, geologische und lagerstättenkundliche Studien in der Rannachserie des Liesingtales, Stmk. - Bericht zu Projekt P 29 der Steiermärkischen Landesregierung ("Schwerminerale Rannachserie - Wald "), - *Mitteilungsblatt Abteilung Geologie, Paläontologie und Bergbau, Landesmuseum Joanneum, 42*, 95-102, Graz.
- METZ, K., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. & WEBER, F. (1980): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen. - *Mitteilungen der Österreichischen geologischen Gesellschaft*, 71/72, 213-259, Wien.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, D. R., DUNKL I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. - *Tectonophysics* 242, 79-98, Amsterdam.

- NIEVOLL, J. (1985): Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (Östliche Zentralalpen, Österreich). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 127, 643-671, Wien.
- PROCHASKA, W. & EBNER, F. (1989): Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. - Sitzungsberichte Österreichische Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse: Abteilung I, 197, 191-205, Wien.
- SCHÄFFER, U. & TARKIAN, M. (1984): Die Genese der stratiformen Sulfidlagerstätte Kalwang (Steiermark), der Grünsteinserie und einer assoziierten silikatreichen Eisenformation. - Tschemaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **33**, 169-186.
- SCHATTAUER, I. et al. (2019): Endbericht Projekt: Pilotstudie zur Entwicklung einer integrativen Prospektionsstrategie für kritische Metalle (Nb, Ta, W, SEE, Sn, Mo) in der Böhmisches Masse. Wien.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum. - Abhandlungen Geologische Bundesanstalt, 43, 149 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124, 361-423, Wien.
- SCHUSTER, R. (2016): Grauwackenzone und Veitsch-Silbersberg-Deckensystem. - Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld, Mitterdorf im Mürztal 21.–25. September 2015, 2. Auflage, 38–43, Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000.000 (Isanomalien der Totalintensität). – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- STÜCKLER, P. (2010): Geophysikalische Prospektion im Raum der heimgesagten Sideritlagerstätte am Hüttenberger Erzberg. – Masterarbeit Montanuniversität Leoben, 72 S. + Anhang, Leoben.
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks (5th edition). - 348 S., New York (Springer).
- ZEISSL, W. (1986): Geologische und geochemische Untersuchungen im Raum Wald am Schoberpass (Steiermark). – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 170 Bl., Leoben.