



Masterarbeit

Montangeologische Aufnahme des Spatmagnetitvorkommens SW von Hinterthal/Salzburg

im Fach

Angewandte Geowissenschaften

eingereicht am

Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik

Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre

an der Montanuniversität Leoben

Vorgelegt von:

Daniel Moik, BSc.
0435137

Betreuer:

em.O.Univ.-Prof. Dr.phil. Fritz Ebner
Ass.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. mont. Heinrich Mali

Leoben, 19. 09. 2013

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

AFFIDAVIT

I declare in lieu of oath, that I wrote this thesis and performed the associated research myself, using only literature cited in this volume.

Datum 19.09.2013

.....

Daniel Moik

Matrikelnummer: 0435137

DANKSAGUNG

Großen Dank für die hervorragende Betreuung will ich an Herrn em.O.Univ.-Prof. Dr.phil. Fritz Ebner und an Herrn Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali aussprechen.

Mein größter Dank geht an Herrn Dipl.-Ing. Christoph Stranzl für sein Engagement, die enge Zusammenarbeit und ausgezeichnete Betreuung in allen Belangen dieser Arbeit und darüber hinaus. Danke Christoph, ich hätte keine bessere Unterstützung von Dir und der RHI AG erhalten können.

Ein großer Dank gilt Ing. Dipl.-Ing. Dipl.-Wirt Thomas Frömmer für die Möglichkeit und Unterstützung dieses Thema mit der RHI AG gemeinsam als Masterarbeit zu verwirklichen.

Des Weiteren gilt mein Dank Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Prochaska Walter und Herrn Dipl.-Ing. Dr.mont Thomas Unterweissacher, die mir bei der Isotopenanalytik hilfreich zur Seite standen.

Für die fachliche Unterstützung bei der Raman-Spektroskopie danke ich Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr. Ronald J. Bakker.

Ich möchte auch recht herzlich Herrn em.O.Univ.-Prof. Dipl.-Geol. Dr.rer.nat. Walter Vortisch und Herrn Ao.Univ.-Prof. Dipl.-Geol. Dr.rer.nat. Hans-Jürgen Gawlick vom Lehrstuhl für Erdölgeologie für Ihre Hilfestellung bei mikropetrographischen Belangen danken.

Ein ganz liebes Dankeschön gehört Frau Sabine Feuchter, die mir, besonders rund um die Dünnschliffherstellung, mit Rat und Tat zur Seite stand.

Vielen Dank an Herrn Ing. Norbert Lerchl, Herrn Dipl.-Ing. Franz Fischeneder und Frau Antonia Schwaiger vom Werk Hochfilzen der Veitsch Radex GmbH & Co OG für Ihre Unterstützung und Bemühung.

Ich danke auch meinem Kommilitonen Manfred Maxl, über den der Kontakt zur RHI AG und zu Christoph Stranzl erst möglich gemacht wurde.

Besonders will ich mich bei meiner Mama, Frau Franziska Moik, bedanken. Danke für Deine liebevolle Unterstützung und die Chance ein Universitätsstudium absolvieren zu können.

Besonderer Dank gilt auch meiner Freundin, Frau Apollonia Palz, die mir in allen Lebenslagen mit Liebe zur Seite steht.

Kurzfassung

Montangeologische Aufnahme des Spatmagnetitvorkommens SW von Hinterthal/Salzburg

In der Westlichen Grauwackenzone wurde E von Saalfelden im Gemeindegebiet von Maria Alm SW der Ortschaft Hinterthal ein Gebiet von ca. 2 km² im Maßstab 1:1.000 geologisch kartiert. Über silurischen Schiefen und Lyditen liegt hier das an altpaläozoische Dolomite gebundene Spatmagnetitvorkommen Entachen. Erschlossen wird das Vorkommen vor allem durch den 174 m langen Schurfstollen V, der im Maßstab 1:500 kartiert und strukturgeologisch aufgenommen wurde. Zur Definition der Magnetitqualitäten wurde der Schurfstollen von der Ortsbrust ausgehend mit Sammelproben über jeweils 5 m der Stollenstrecke systematisch beprobt. Zusätzlich wurden Stückproben im Mundlochbereich des Schurfstollens VI und von ausgewählten Aufschlüssen im Arbeitsgebiet genommen.

Insgesamt wurden 50 Magnetit-, 10 Dolomit- und 8 Nebengesteinsproben geochemisch auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Die Petrographie der Karbonate erbrachte drei Magnetit-Haupttypen mit insgesamt 18 Subtypen, drei Magnetit-Dolomit-Misch- bzw. Übergangstypen und 5 Dolomitstypen. Der Spatmagnetit weist eine Kristallitgröße von durchschnittlich 1 mm auf. Typisch für das Magnetitvorkommen in Hinterthal ist das mehrfache Auftreten von fleischrotem Magnetit und in vielen Fällen eine charakteristische Flaserung, die durch schichtparallele Schichtsilikatlagen erzeugt wird.

Die Magnetitqualität wurde entlang des Erkundungsstollens durch die geochemische Parameter MgO, SiO₂, CaO, Fe₂O₃ und Glühverlust bestimmt.

Die geologische Kartierung bestätigte die bereits bekannten 3 Magnetitlager. Der Hauptteil des Magnetitvorkommens wird vom größeren Entacher- und dem kleineren Pirnbachlager gebildet. Das Baleitenlager ist das dritte und kleinste der drei Teilvorkommen.

Der Magnetit ist deutlich im cm- bis dm-Bereich gebankt und fällt im Durchschnitt flach mit 12 Grad nach Norden ein. Tektonisch wird das Magnetitvorkommen vorwiegend von bankungsparallelen und steil stehenden E-W-streichenden Störungen betroffen. Der Übergang zum Nebengestein ist häufig durch tonig-letziges Material begleitet. Unmittelbar im Liegenden sind mehrmals obersilurische Lydite aufgeschlossen. Als weitere Nebengesteine finden sich Metasandsteine und Metapelite, welche im übrigen Arbeitsgebiet weite Verbreitung finden.

Gelände-, petrographische und geochemische Befunde deuten auf eine metasomatische Entstehung des Magnetitvorkommens.

Durch eine computergestützte geologische Modellierung wurden die Reserven des gesamten Rohmagnetitvorkommens SW von Hinterthal mengenmäßig erfasst.

Abstract

Mine geology of the Hinterthal sparry magnesite occurrence (Greywacke Zone, Eastern Alps, Austria)

In the Western Greywacke Zone E of Saalfelden in the municipal area of Maria Alm SW of the village Hinterthal an area of around two square kilometers was mapped geologically in the scale of 1:1.000. There the sparry magnesite occurrence of Entachen is hosted in dolomites above Silurian metapelites, metapsammities and lydites. The magnesite is developed by an exploration gallery of 174 m which was mapped in the scale of 1:500 and chip sampled. Every gross sample represents the quality of the magnesite along 5 m of the gallery. In addition further hand samples were taken from the surface of the mapping area. A total number of 50 magnesite, 10 dolomite and 8 host rock samples were geochemically investigated in respect to major and trace elements.

Petrographically 3 magnesite types with 18 subtypes, 3 magnesite-dolomite mixed or transition types and 5 dolomite types were determined from the carbonate rocks. The average crystal size of the sparry magnesite is about 1 mm. Typical for the Hinterthal magnesite are the frequently occurring red colour and flaserbedding produced by up to a few mm-thick layers of phyllosilicates parallel to the bedding of the carbonate rocks.

The quality of the magnesite was determined along the exploration gallery by geochemical parameters of MgO, SiO₂, CaO, Fe₂O₃ and LOI.

The geological mapping confirmed the 3 already known parts of the magnesite occurrence. The major part of the occurrence is formed by the big Entacher and smaller Pirnbach ore bodies. The Baleiten ore body is the smallest of all and separated by a valley from the other ones.

The magnesite has distinct bedding in the cm scale up to dm scale and dips flat to the north with 12 degrees on average. Typically, the ore body is affected by faults parallel to the bedding planes and a set of steep E-W striking faults. The transition to the country rock is often characterized by clayish material and gouge. Generally Late Silurian lydites are developed in the foot wall of the magnesite. The rest of the surrounding rocks are metasediments and metapelites forming vast areas of the mapped area.

Field evidence, petrography and geochemistry suggest a metasomatic origin of the magnesite.

The computer aided geological modelling determined the total amount of inferred resources for the magnesite occurrence.

Inhaltsverzeichnis

1	EINFÜHRUNG	1
1.1	Einleitung und Aufgabenstellung.....	1
1.2	Historie.....	3
1.2.1	Entachen	3
1.2.2	Pfannegg (Baleitenlager).....	3
2	METHODENBESCHREIBUNG.....	4
2.1	Geländearbeit und Probenahme	4
2.2	Petrographie	4
2.3	Raman Spektroskopie.....	4
2.4	Haupt- und Spurenelementuntersuchungen	5
2.5	Stabile Isotopen	6
2.6	Verwendete Software.....	6
3	DER GEOLOGISCHE RAHMEN DES MAGNESITVORKOMMENS.....	7
3.1	Grauwackenzone	7
3.1.1	Westliche Grauwackenzone	7
3.2	Magnesitvorkommen von Hinterthal.....	11
3.3	Magnesitgenese.....	14
4	GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG DES MAGNESITVORKOMMENS	15
4.1	Geologische Situation	15
4.2	Petrographie	16
4.2.1	Magnesittypen	16
4.2.1.1	Grauer Magnesit.....	17
4.2.1.2	Roter Magnesit	24
4.2.1.3	Weißer Magnesit	30
4.2.1.4	Magnesit-Dolomit-Übergangstypen	32
4.2.2	Dolomittypen.....	35
4.2.3	Nebengesteine	40
4.2.3.1	Lydit (Radiolarit)	40
4.2.3.2	Metasandstein	41

4.2.3.3	Metapelite	42
4.3	Strukturgeologie	44
4.3.1	Magnetit	44
4.3.1.1	Bankung	44
4.3.1.2	Klüfte	45
4.3.1.3	Störungen	46
4.3.2	Nebengestein	49
4.3.2.1	Schichtung und Schieferung	49
4.3.2.2	Klüfte	51
4.3.2.3	Störungen	52
4.4	Geochemie	53
4.4.1	Hauptelemente	53
4.4.2	Spurenelemente	56
4.4.3	Selten-Erd-Elemente	57
4.4.4	Stabile Isotopen	59
4.5	Geologische Modellierung	61
4.5.1	Geländemodell	61
4.5.2	Magnetitkörper	61
4.5.2.1	Entacher- und Pirnbachlager	61
4.5.2.2	Baleitenlager	64
5	DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	68
5.1	Petrographische Befunde	68
5.2	Strukturgeologie	69
5.3	Geochemie	70
5.4	Geologische Modellierung	72
5.5	Genetische Vorstellungen	73
5.6	Angewandte Aspekte	75
5.7	Montangeologische Konsequenzen und Anregungen	76
6	VERZEICHNISSE	80
6.1	Literatur	80
6.2	Abkürzungen	84
6.3	Tabellen	85

6.4	Abbildungen	86
ANHANG I:	GEOCHEMIE RFA-BREITENAU	I
ANHANG I:	GEOCHEMIE ACTLABS.....	IV
ANHANG II:	GEFÜGEDATEN SCHURFSTOLLEN V	VII
ANHANG II:	GEFÜGEDATEN OBERTAGE	XI
ANHANG III:	ISOTOPENDATEN.....	XIX
ANHANG IV:	PROBENÜBERSICHT	XXII
ANHANG IV:	XRD.....	XXV
BEILAGEN	XXVIII

1 Einführung

1.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Das Magnesitvorkommen liegt zwischen Saalfelden und Bischofshofen östlich der Gemeinde Maria Alm und südwestlich der Ortschaft Hinterthal am Fuße des Hochkönigs (Abb. 1).

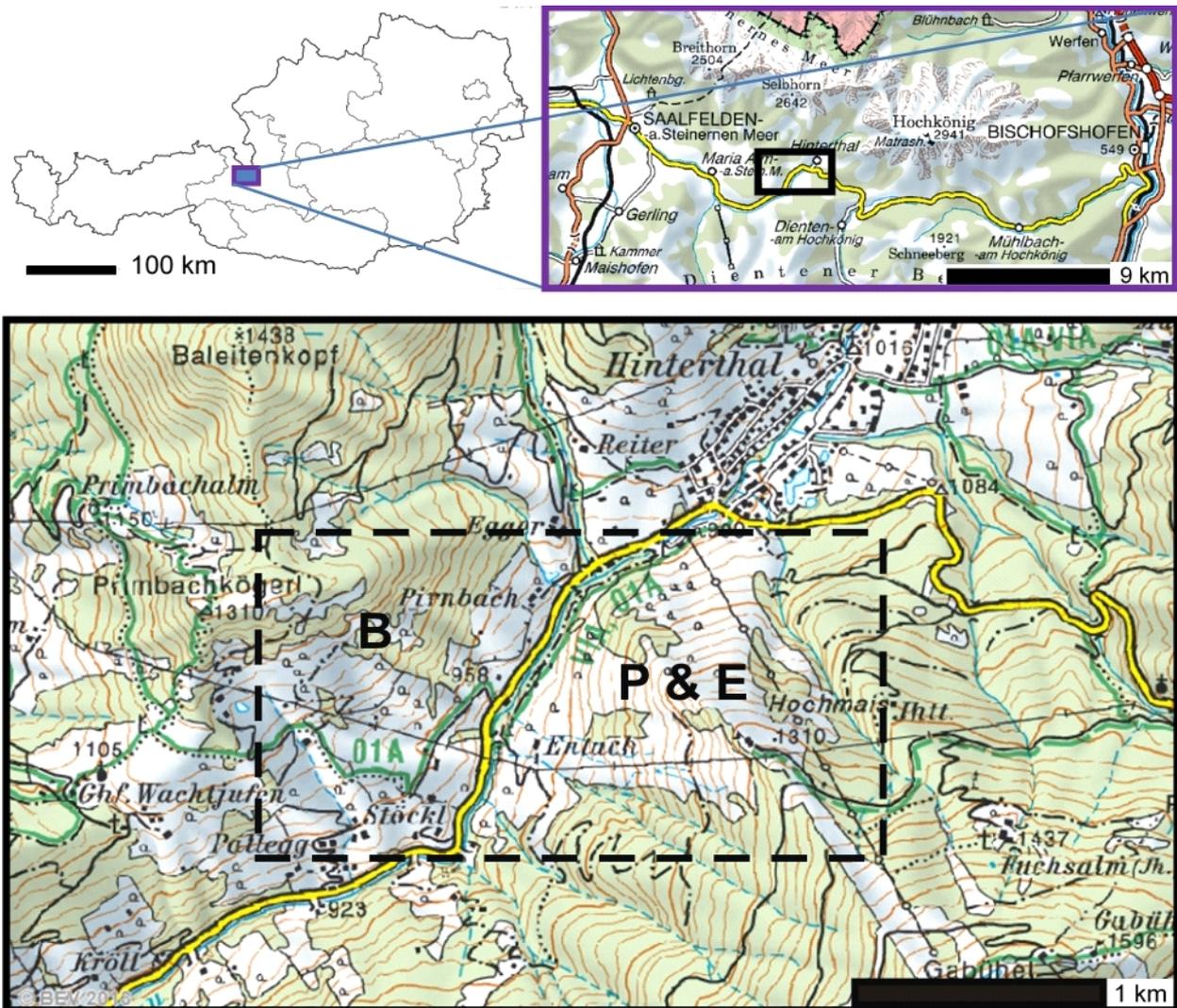


Abbildung 1: Lage des Arbeitsgebiets (gestrichelt) SW von Hinterthal in dem sich das Magnesitvorkommen mit dem Entacher- (E), Pirnbach- (P) und Baleitenlager (B) befindet (www.austrianmap.at, verändert, Zugriff am 04.05.2013; www.freytagberndt.at, verändert, Zugriff am 04.05.2013).

Ziel dieser Masterarbeit ist eine montangeologische Aufnahme des Magnesitvorkommens von Hinterthal, die auf einer detaillierten geologischen und strukturgeologischen Kartierung basiert.

Dieses Magnesitvorkommen umfasst das Entacher-, Pirnbach- und Baleitenlager. Die beiden ersten Lager, am orographisch linken Talgehänge des Urslautales, bilden den Großteil des

Vorkommens. Sie werden in älterer Literatur auch zusammengefasst als „Entachen“ oder „Entacheralm“ bezeichnet. Sie sind Teil einer auffallend breiten Geländerippe, die gegen den Gabühel hinauf zieht, auf der südlichen Talseite ein Stück SW der Ortschaft Hinterthal (Abb. 2). Die Kartierung zeigt, dass das Vorkommen über 800 m lang ist, bei ungefähr 1.000 m Seehöhe beginnt und bis 1.330 m Seehöhe hinauf reicht. Die beiden Magnesitlager sind auf dem Entacher-Rücken gut aufgeschlossen und beißen immer wieder vielfach in Form kleiner Felsrippen aus.

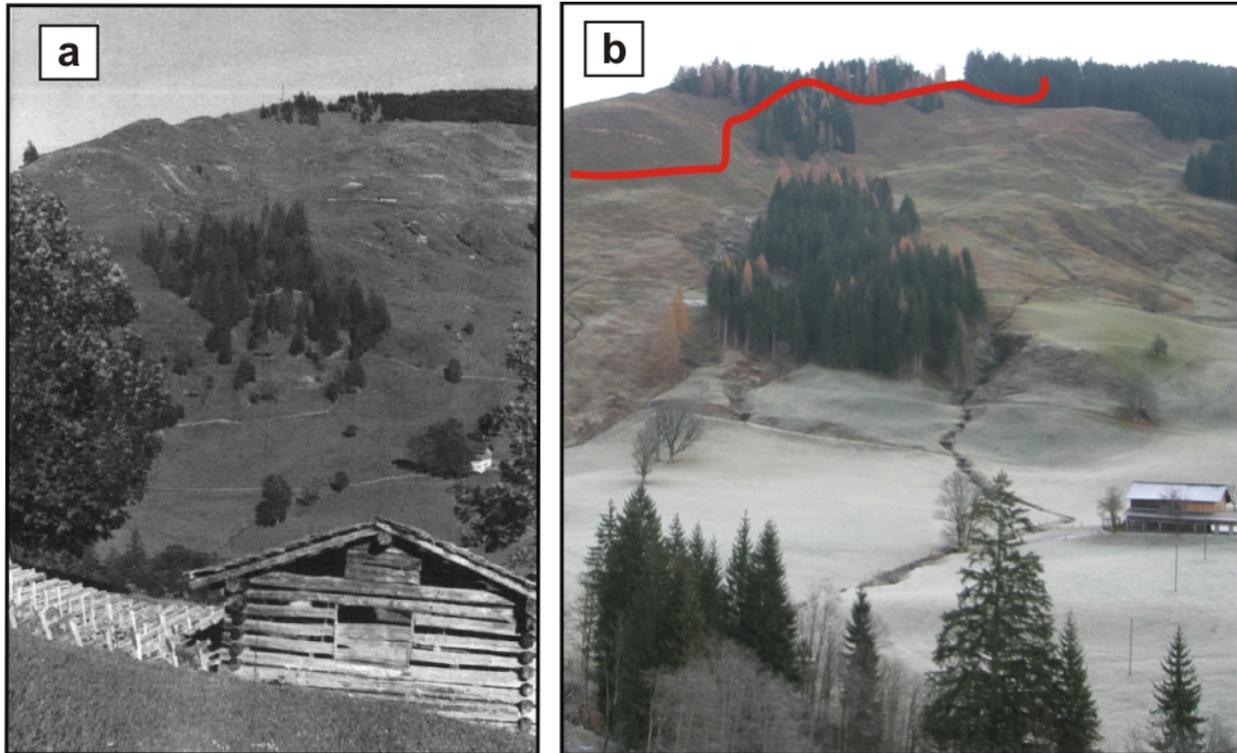


Abbildung 2: a) Entacheralm mit Aufschlusssituation 1944 (Foto: RHI AG - Archiv). b) Entacheralm mit dem Entacher-Hof im Herbst 2012; die rote Linie zeigt die Liegendgrenze des Entacherlagers (Foto: Moik).

Das Baleitenlager, auch „Pfanegg“ genannt, liegt nordwestlich der Entacheralm am orographisch rechten Talgehänge des Urslautales am Südhang des Pfaneggkogels bzw. des Primbachkögerls in ca. 1.200 m Höhe. Es handelt sich hierbei um ein vergleichsweise kleinräumiges Vorkommen.

Ein weiteres zentrales Bestreben dieser Arbeit ist die Entwicklung und Modellierung der geologischen Körper des Vorkommens mit dem Softwarepaket von GEOVIA Surpac™.

Litho-geochemische Untersuchungen sollen dabei helfen die unterschiedlichen Magnesittypen und die Magnesitqualität zu charakterisieren.

1.2 Historie

1.2.1 Entachen

Bereits 1908 war das Rohmagnesitvorkommen bekannt. Die Abbaurechte des Unternehmers Josef Weilguny aus Saalfelden wurden 1925 von der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit AG erworben. Durch insgesamt 6 Schurfstollen wurde das Rohmagnesitvorkommen von 1925 bis 1927 aufgeschlossen. Es wurden zwei Lager unterschieden: Ein unteres, genannt „Pirnbacherlager“, (auch Pirnbacher, Birnbacher oder Primbacher Lager) und ein oberes, genannt „Entacherlager“. Der Hutmann Andreas Egger aus Fieberbrunn leitete die Schurfarbeiten.

Die Alpenminen AG, ein Tochterunternehmen der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit AG, erwarb 1930 die Abbaurechte. 1940 war vorgesehen mit den Aufschlussarbeiten zu beginnen, aber kriegsbedingt wurde das Vorhaben erst 1943 in Angriff genommen. Die Planung sah den Bau, ausgehend vom Bahnhof Saalfelden, einer 11 Kilometer langen Materialeilbahn vor. Zudem war der Ausbau der bestehenden 16 Kilometer langen Zufahrtsstraße von Saalfelden nach Hinterthal durch das Urslautal geplant, ferner der Neubau einer 8 Kilometer langen Hochspannungsleitung, die Errichtung von Barackenlagern im Bereich des Bahnhofs Saalfelden und in Maria Alm, die 180 bis 190 bzw. 210 bis 220 Arbeitern Platz bieten sollten; schließlich die Errichtung einer Brecheranlage mit Schrägaufzug auf der Entacheralm und die Aufstellung von Siloanlagen beim Bahnhof Saalfelden. Mit einer Belegschaft von 87 Mann - darunter mehrere italienische, englische und russische Kriegsgefangene - wurde 1943 mit der Errichtung der Siloanlagen begonnen. Weiter 64 Mann waren mit dem Ausbau der Straße, dem Aufschluss des Rohmagnesitvorkommens und dem Bau einer Materialeilbahn beschäftigt. Vonseiten der I. G. Farbenindustrie in München war geplant, mit den Rohmagnesitsteinen aus Hinterthal die kriegswichtige Magnesiumherstellung in Moosbirbaum in Niederdonau zu betreiben. Im Herbst 1944 mussten allerdings sämtliche Bauarbeiten in Hinterthal und Saalfelden eingestellt werden (Paar & Wilhelm, 1995).

1.2.2 Pfannegg (Baleitenlager)

Bereits 1919 war dieses Vorkommen dem Unternehmer Josef Weilguny aus Saalfelden bekannt. Von ihm wurden die Abbaurechte erworben und er baute in den darauffolgenden Jahren das sogenannte „Baleitenlager“ in zwei nebeneinander liegenden Steinbrüchen ab. Den gewonnenen Rohmagnesit förderte eine kurze Materialeilbahn in das Urslautal neben dem Bauernanwesen Pirnbach. Des Weiteren wurden die Rohmagnesitsteine auf der ungefähr 16 Kilometer langen Straße mit Lastkraftwagen oder Pferdefuhrwerken zum Bahnhof nach Saalfelden geschafft und mit der Bahn an die Brohltal AG für feuerfeste Steine nach Koblenz geliefert. Im Jahr 1938 hat der Grubenunternehmer Hans Sandrik aus der Tschechoslowakei die Abbaurechte gepachtet und bis 1942 Rohmagnesit abgebaut (Paar & Wilhelm, 1995).

2 Methodenbeschreibung

2.1 Geländearbeit und Probenahme

Das geologisch kartierte Gebiet SW von Hinterthal umfasst ca. zwei Quadratkilometer. Es wurde obertägig im Maßstab 1:1.000 und untertage im Maßstab 1:500 kartiert. Die Kartierungsarbeiten untertage haben sich nur auf den etwa 174 m langen Schurfstollen V im Nordteil des Entacherlagers beschränkt. Als Kartengrundlage dienten Laserscandaten des Arbeitsgebiets vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Der gesamte Schurfstollen V wurde systematisch in 5-m-Intervallen durch Pickproben mit dem Hammer beprobt, wobei ein Intervall einer Karbonatsammelprobe mit einer Probenmenge von etwa 5 kg entspricht. Der Schurfstollen VI kam nur auf den ersten 5 Streckenmetern zur Beprobung, danach ist der Stollen VI verbrochen. Um eine repräsentative Probenahme auch für diesen Schurfabschnitt zu gestalten, wurden etwa 20 kg Probenmaterial für geochemische Untersuchungen aus dem Stollen- und Mundlochbereich entnommen. Die Probenahme obertage betraf nur ausgewählte Karbonat- und Nebengesteinstypen. Die Einteilung in die unterschiedlichen Magnesit-, Dolomit- und Nebengesteinstypen fand erst nach der Durchsicht des ganzen Probenmaterials im Labor und den nachgeschalteten lithochemischen Untersuchungen statt. Auf Basis der montangeologischen Aufnahme wurde die geologische Karte im Maßstab 1:1.000 des Gebiets SW von Hinterthal mit dem Entacher-, Pirnbach- und Baleitenlager erstellt. Von der Schurfstrecke V wurde eine strukturgeologische Karte im Maßstab 1:500 entworfen.

2.2 Petrographie

Die Gesteinsproben wurden im Labor makroskopisch beschrieben und fotografiert. Des Weiteren wurden von allen Magnesit- und Dolomittypen und von ausgewählten Nebengesteinen für mikropetrographische Untersuchungen Dünnschliffe angefertigt. Die Betrachtung der Dünnschliffe fand mit einem Olympus BX 40 Mikroskop am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre im Durchlicht statt, begleitet von Fotodokumentation. Da sich eine Unterscheidung von Magnesit und Dolomit im Durchlicht als äußerst schwierig gestaltet, wurden für eine bessere Qualifizierung und Quantifizierung der Karbonate ramanpektroskopische Untersuchungen unternommen. Zudem erwies sich eine Ätzung des Dünnschliffs mit zehnprozentiger Salzsäure als ausgesprochen hilfreich für die Unterscheidung von Dolomit und Magnesit. Die dolomitischen Partien im Dünnschliff bildeten beim Kontakt mit der Salzsäure Gasbläschen und ließen sich so gut vom Magnesit, der keine Reaktion zeigt, unterscheiden.

2.3 Raman Spektroskopie

Die Raman Spektroskopie half bei der Unterscheidung von Magnesit und Dolomit, da diese beiden Karbonatminerale im Durchlichtmikroskop nur schwierig bis gar nicht zu unterscheiden sind.

Raman Spektroskopie ist die Messung der Wellenlänge und Intensität von inelastisch gestreutem Licht von Molekülen. Das Raman-gestreute Licht tritt bei Wellenlängen, welche vom einfallenden Licht abweichen, auf, ausgelöst durch die Energie molekularer Vibrationen. Typische Anwendungen liegen in der Strukturbestimmung, der qualitativen Multikomponenten-Analyse und der quantitativen Analyse. Raman-Spektroskopie ist grundsätzlich berührungs- und zerstörungsfrei und wird zur Identifikation einer breiten Palette von Materialien, inklusive Minerale und Edelsteine, verwendet (Hope et al. 2001). Raman-Spektroskopie ist eine sensitive Technik mit minimaler Probenpräparation und kann für massive Erzproben bis zu feinem Pulver und Flüssigkeiten verwendet werden.

Die Raman-Spektroskopischen Untersuchungen wurden mit einem LABRAM (ISA Jobin Yvon) Gerät am Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie des Departments für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik an der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Der Laserstrahl wird durch ein Olympus BX 40 Mikroskop, auf das zu untersuchende Objekt, fokussiert unter Verwendung einer 40- oder 100-fachen Vergrößerung mit einer konfokalen optischen Anordnung, welche eine räumliche Auflösung im 1-cm³-Bereich erlaubt. Die Apparatur verfügt über einen 100 mW Doppelfrequenz-Nd-YAG-Laser mit 532 nm Wellenlänge, welche am gemessenen Objekt auf 38 mW reduziert wird. Ein Teil des gestreuten Lichts wird durch das Mikroskop gebündelt und auf ein Beugungsgitter fokussiert. Das Gitter selektiert den gewünschten Bereich des Raman-Spektrums und reflektiert diesen auf einen Peltier-gekühlten CCD Matrix Detektor.

2.4 Haupt- und Spurenelementuntersuchungen

Die Hauptelementuntersuchungen wurden zur Bestimmung der Magnesitqualitäten herangezogen. Die Analysen der Spurenelemente und Selten-Erd-Elemente dienen generell der Dokumentation dieser Elemente und deren Verteilung in den Magnesiten und einer Interpretation der Magnesitgenese.

Im Qualitätssicherungslabor der RHI AG in Breitenau wurden 50 Magnesit-, 10 Dolomit- und 8 Nebengesteinsproben röntgenfluoreszenzanalytisch mit einem Philips PW 2400 sequentiellen Röntgenspektrometer-System auf Hauptelemente untersucht. Davon stellen 35 Karbonatproben Sammelproben aus der Schurfstrecke V dar. Die übrigen Proben sind im Wesentlichen Karbonat- und Nebengesteinseinzelproben in Form von Handstücken. Für eine Charakterisierung der Magnesit- und Dolomittypen durch Spurenelementgehalte wurden 24 Karbonatproben von Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) in Ancaster, Ontario analysiert. Dafür wurden diese Proben vorzerkleinert und in einer Wolfram-Karbid-Kugelmühle des Departments für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik zu einem feinen Pulver (< 200 µm) aufgemahlen und nach Kanada verschickt. Dort wurden die Proben auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Das verwendete Analysepaket war „4E-Expl“ und die Analysemethoden umfassten Instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA), Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS) und induktiv gekoppeltes Plasma (FUS-ICP & ICP-OES) samt Säureaufschluss.

2.5 Stabile Isotopen

Die Untersuchung der stabilen Isotope soll Hinweise auf die Magnesitenstehung liefern. Die Messungen der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse der Karbonate fanden am Stabilen-Isotopen-Labor der Montanuniversität Leoben statt. Die Proben wurden mit einem Mini-Bohrer bearbeitet und das Gesteinsmehl in „autosampler vials“ verschlossen. Die Analysen wurden an einem Thermo Fischer Delta V Massenspektrometer mit einer Finnigan Gas Bench II, nach den Anleitungen von Spötl & Vennemann (2003) durchgeführt. Die Proben (0,2 - 0,3 mg) wurden mit wasserfreiem H_3PO_4 (Dichte $1,91 \text{ g/cm}^3$) in einer druckbeaufschlagten Heliumatmosphäre, bei $70 \text{ }^\circ\text{C}$ und einer Dauer von 8 Stunden, gelöst. Bei Mehrfachmessungen eines hauseigenen Kalzitstandards kann eine Genauigkeit der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen von $\pm 0,07$ und $\pm 0,05$ (1s, n-180) erreicht werden. Die Kohlenstoff- und Isotopendaten sind relativ zu Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) bezogen.

2.6 Verwendete Software

Für die strukturgeologischen Auswertungen und Projektionen in der Lagenkugel wurde mit einer Demoversion von **TectonicsFP** gearbeitet.

Die Zeichnung der geologischen Karten erfolgte mit **AutoCAD 2007** von Autodesk.

Die Modellierung der Magnesitkörper wurde mit **GEOVIA Surpac™** Version 6.1 durchgeführt.

Text- und Tabellenbearbeitungen wurden mit **Microsoft Word** und **Excel** erledigt.

3 Der geologische Rahmen des Magnesitvorkommens

3.1 Grauwackenzone

Die Grauwackenzone (GWZ) ist in den Ostalpen Teil des oberostalpinen Deckenstockwerkes (Tollmann, 1977; Schmid et al., 2004) und bildet, bei allerdings meist tektonisch überprägtem Verband, das primäre Basement von Teilen (Tirolikum) der Nördlichen Kalkalpen. Der WSW-ENE gerichtete Streifen paläozoischer Gesteine gliedert sich in eine Westliche Grauwackenzone (W-GWZ) in Tirol und Salzburg und eine Östliche Grauwackenzone (E-GWZ), ausgehend von Mandling bis St. Martin am Grimming, tektonisch durch die Ennstalstörung stark reduziert, und von St. Martin am Grimming ununterbrochen nach E bis nach Gloggnitz in Niederösterreich. Im Basement des Wiener Beckens wird die östliche Fortsetzung von paläo- und neogenen Gesteinen überdeckt (Schönlaub & Heinisch, 1993)

Neben alpiner Überschiebungstektonik beinhaltet die GWZ auch varizische Deckenstrukturen. Die Schichtfolge setzt innerhalb des Ordoviziums ein und reicht bis ins Oberkarbon. Generell sind die Gesteine geschiefert und bis in den Bereich der oberen Grünschieferfazies metamorph überprägt. Die GWZ liegt tektonisch oberostalpinen Kristallineinheiten (Silvretta Seckauer System) auf (Schmid et al., 2004). Zwischen den tektonisch hangenden Teilen der GWZ und den Nördlichen Kalkalpen ist jedoch ein primärer Sedimentationsverband gegeben und es befindet sich hier trotz zahlreicher Abschiebungen keine Deckengrenze (Schönlaub, 1979). Die niedrigst bis niedriggradige Metamorphose der GWZ besitzt ein alpidisch-kretazisches Alter (Rantitsch & Judik, 2009).

Typisch für die GWZ sind zahlreiche Spatmagnesit Lagerstätten und Vorkommen. In der W-GWZ liegen der Magnesit Bezirk Hochfilzen (Bürgelkopf und Weißenstein) und der Magnesit-(Eisenkarbonat-) Bezirk Dienten (u. a. Entachenalm). In der E-GWZ befindet sich der Magnesit-(Talk-)Bezirk Veitscher Decke (u. a. Hohentauern und Wald/Schoberpaß). Andere bekannte ostalpine Spatmagnesitlagerstätten liegen gebunden an silurisch/devonische Dolomite im Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum (Lagerstätte Breitenau) oder in Marmoreinschaltungen des Radentheiner Kristallins (Weber, 1997 a, b).

3.1.1 Westliche Grauwackenzone

MOSTLER (1974) gliedert die Tiroler und Salzburger Grauwackenzone in 4 variszische Faziesdecken. Ausgehend von Untersuchungen im Bereich zwischen Kitzbühel und Saalbach revidiert Heinisch (1986, 1988) diese Gliederung und unterscheidet zwei Faziesbereiche bzw. werden drei neue variszisch angelegte tektonische Großeinheiten in der W-GWZ festgelegt. Diese Faziesbereiche sind in zwei Decken erhalten und heißen Wildseeloder- und Glemmtal-Einheit. Getrennt werden diese beiden Einheiten durch einen breiten tektonischen Schollenteppich, die Hochhörndler Schuppenzone (Abb. 3). Die Fortsetzung der von Heinisch (1986) aufgestellten Gliederung der Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Saalbach nach E ist allerdings problematisch, da diese Einheiten dort noch nicht detailliert erkannt sind.

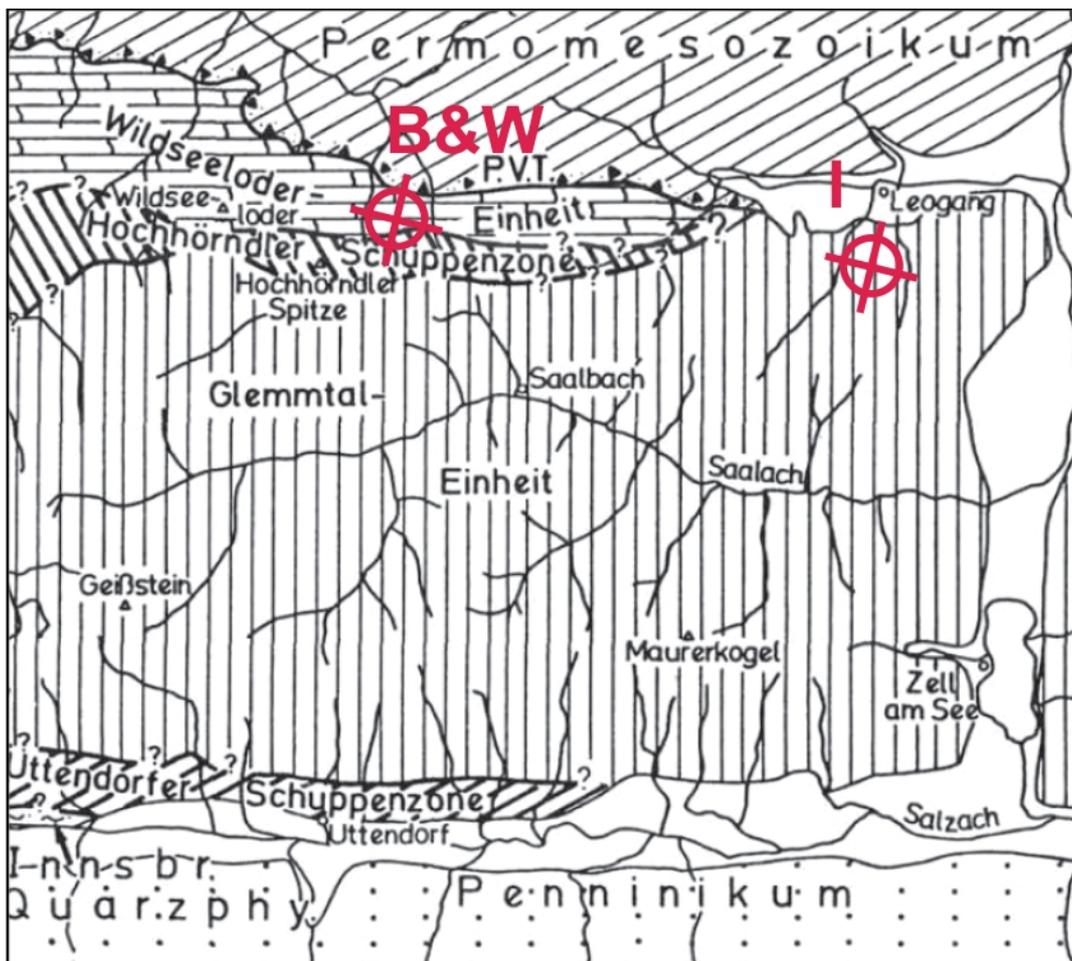


Abbildung 3: Decktektonische Gliederung der GWZ zwischen Kitzbühel und Zell am See mit dem Magnesitbezirk Hochfilzen und den dazu gehörigen Vorkommen Bürgelkopf (B), Weißenstein (W) und Inschlagalpe (I) aus WEBER (1997 a, b); verändert nach Heinisch (1986).

Die Wildseeloder-Einheit ist durch mächtige oberordovizische Porphyroide, abgelagert als subaerische Ignimbrite, und unterschiedliche pelagische Karbonate, wie die mächtigen Spielbergdolomite, charakterisiert, welche sich im Silur und Devon entwickelt haben (Abb. 4).

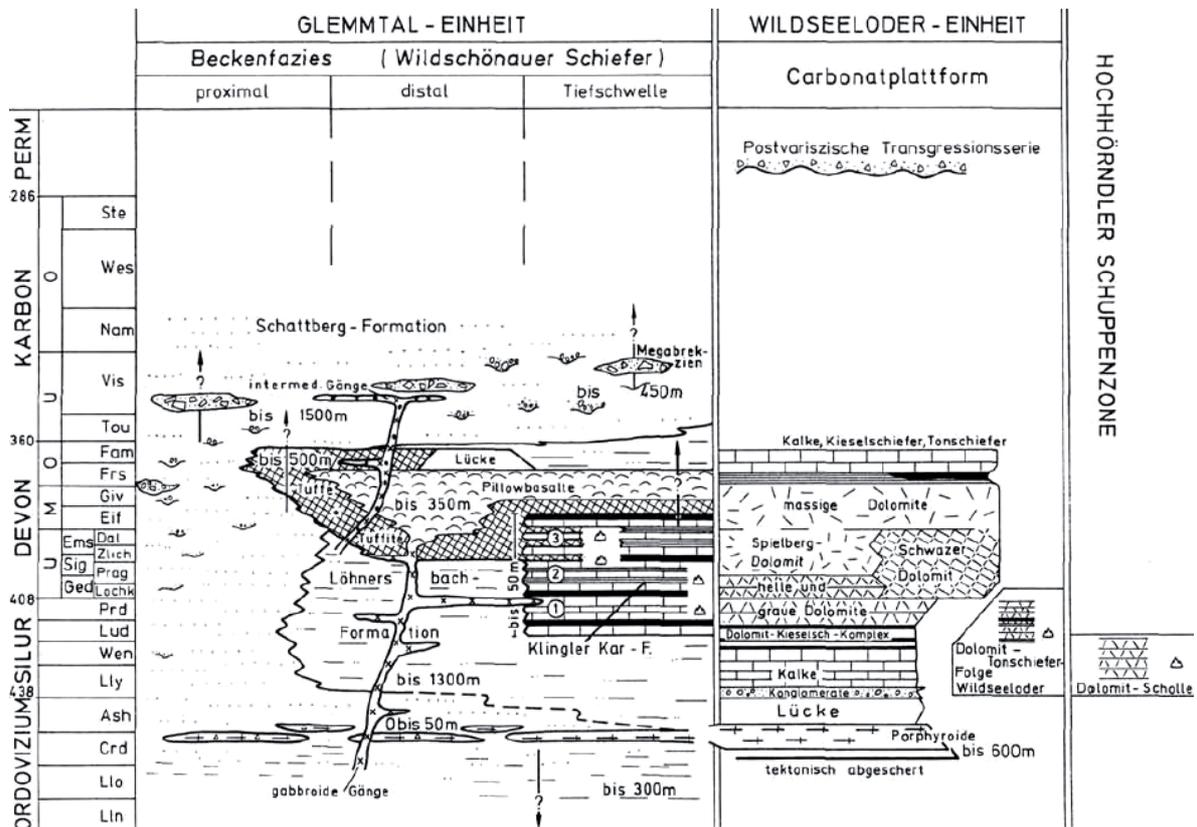


Abbildung 4: Neue stratigraphisch-fazielle Gliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone (Heinisch, 1986).

Die Glemmtal-Einheit besteht im Wesentlichen aus mächtigen Sequenzen siliziklastischer Wildschönauer Schiefer. Diese klastischen Abfolgen wurden bisher in höhere und tiefere Wildschönauer Schiefer unterteilt und zusammen mit den eingeschalteten basischen Vulkaniten größtenteils ins Ordoviz gestellt (MOSTLER, 1968) (Abb. 5). Neue biostratigraphische Daten von HEINISCH (1986) belegen, dass die Hauptmächtigkeiten der Wildschönauer Schiefer im Silur - Devon und entstanden und möglicherweise bis in das tiefere Karbon hinaufreichen. Für die stratigraphisch über dem Blasseneck Porphyroid auftretenden Anteile der Wildschönauer Schiefer westlich von Zell am See wurden durch Heinisch (1986), nach faziellen Kriterien und biostratigraphischen Befunden, drei neue Formationen definiert:

- Schattberg-Formation: Mächtige, proximale klastische Turbiditsequenz;
- Löhnersbach-Formation: Mächtige distale Turbiditabfolge;
- Klingler-Klar-Formation: Pelagische Tiefschwellenentwicklung mit kondensierten Karbonat-Lydit-Abfolgen.

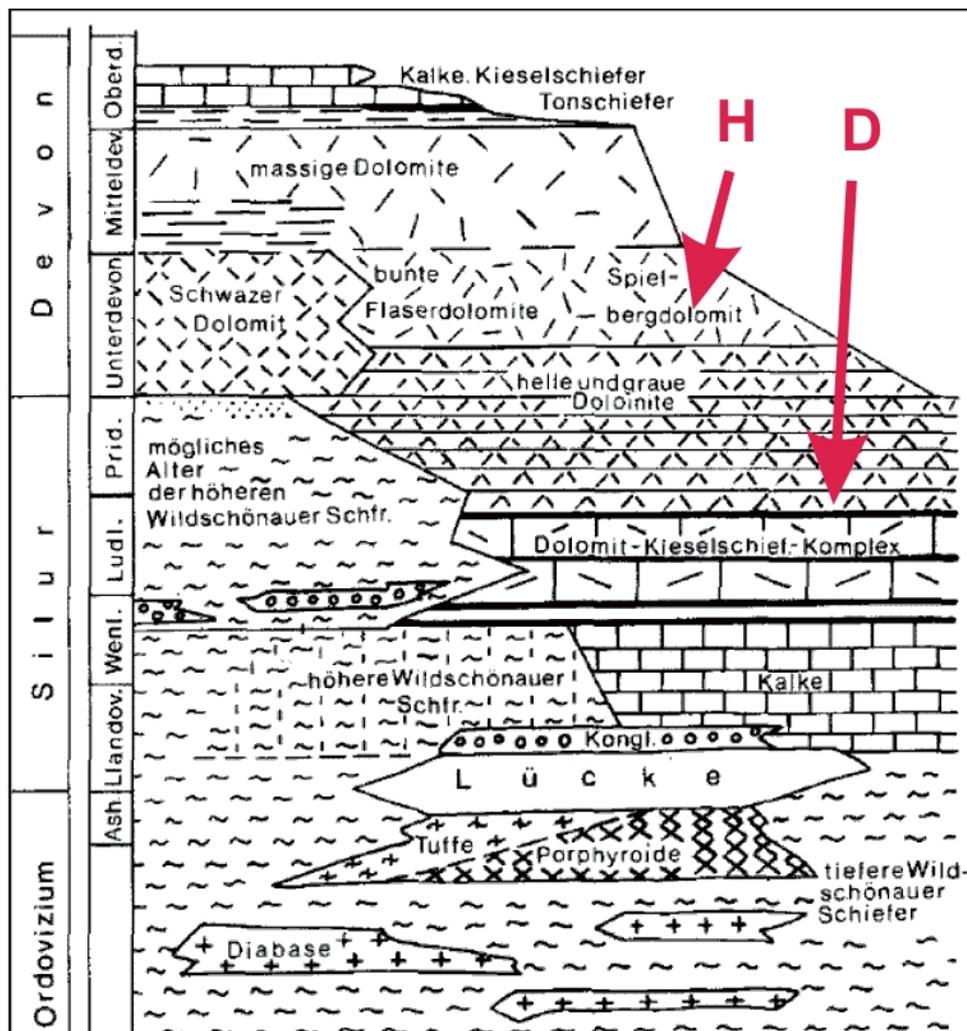


Abbildung 5: Stratigraphische Abfolge und Fazieschema der Tiroler Grauwackenzone mit den Positionen des Magnesitbezirks Hochfilzen (H) und des Magnesit-(Eisenkarbonat-) Bezirks Dienten (D) aus WEBER (1997 a, b); verändert nach Mostler (1968).

Die Wildschönauer Schiefer setzen sich sedimentologisch aus proximalen bis distalen Turbiditen mariner Rinnenfächer zusammen. Zusätzlich treten gering-mächtige, pelagische Karbonat- und Lyditfolgen auf. Höchst wahrscheinlich zeitgleich mit den Ignimbriten der Wildseeloder-Einheit tritt auch hier Porphyrmaterial auf, jedoch in Form gering-mächtiger, umgelagerter Vulkaniklastika. Ein wesentliches Merkmal der Glemmtal-Einheit ist der basische Magmatismus (HEINISCH, 1988).

Den mafischen Vulkanismus in der Glemmtal-Einheit kennzeichnen bis zu 350 m mächtige ehemals blasenreichen Pillowbasalte, sowie bis zu 500 m mächtige Metatuff- und Metatuffit-Lagen mit einem Chemismus der alkalischen Intraplatten-Charakter ergab. Die Förderung der basischen Vulkanite erfolgte größtenteils im Silur und Devon (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

3.2 Magnesitvorkommen von Hinterthal

Die Magnesite der Entachenalm und des Primbachkögerls befinden sich im Hangenden des Dolomit-Kieselschiefer-Komplexes (Mostler, 1966a) (Abb. 6) und an der Basis der "Dolomite mit Magnesiteinschaltungen" (Al-Hasani & Mostler, 1969).

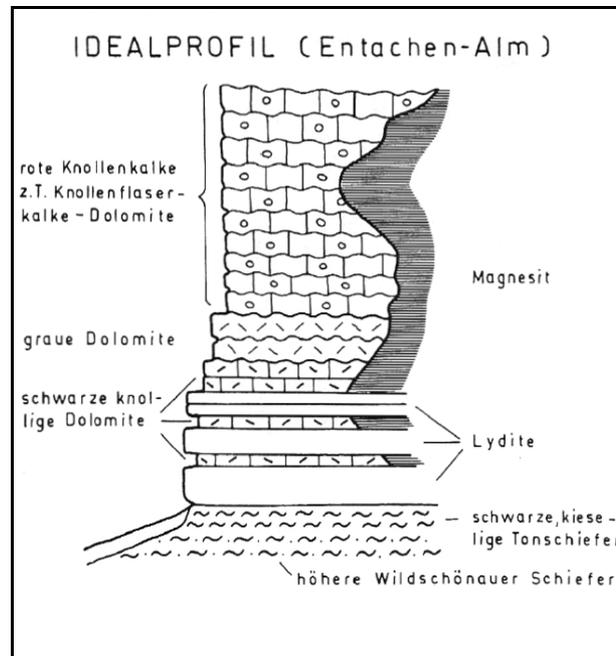


Abbildung 6: Idealprofil der Entachenalm mit den Lyditen im Liegenden und den roten Knollenkalken nebst Magnesit im Hangenden (Haditsch & Mostler, 1979).

Die Lydite, inklusive silurischer Graptolithen, liegen in schwarzen Schiefen und Phylliten. Dum et al. (2012) entwerfen für diese lithostratigraphische Einheit den Begriff der Dienten-Fazies (Abb. 7). Diese schwarzen Phyllite unterscheiden sich von den weit verbreiteten Wildschönauer Schiefer durch ihre schwarze, graphitische Erscheinung.

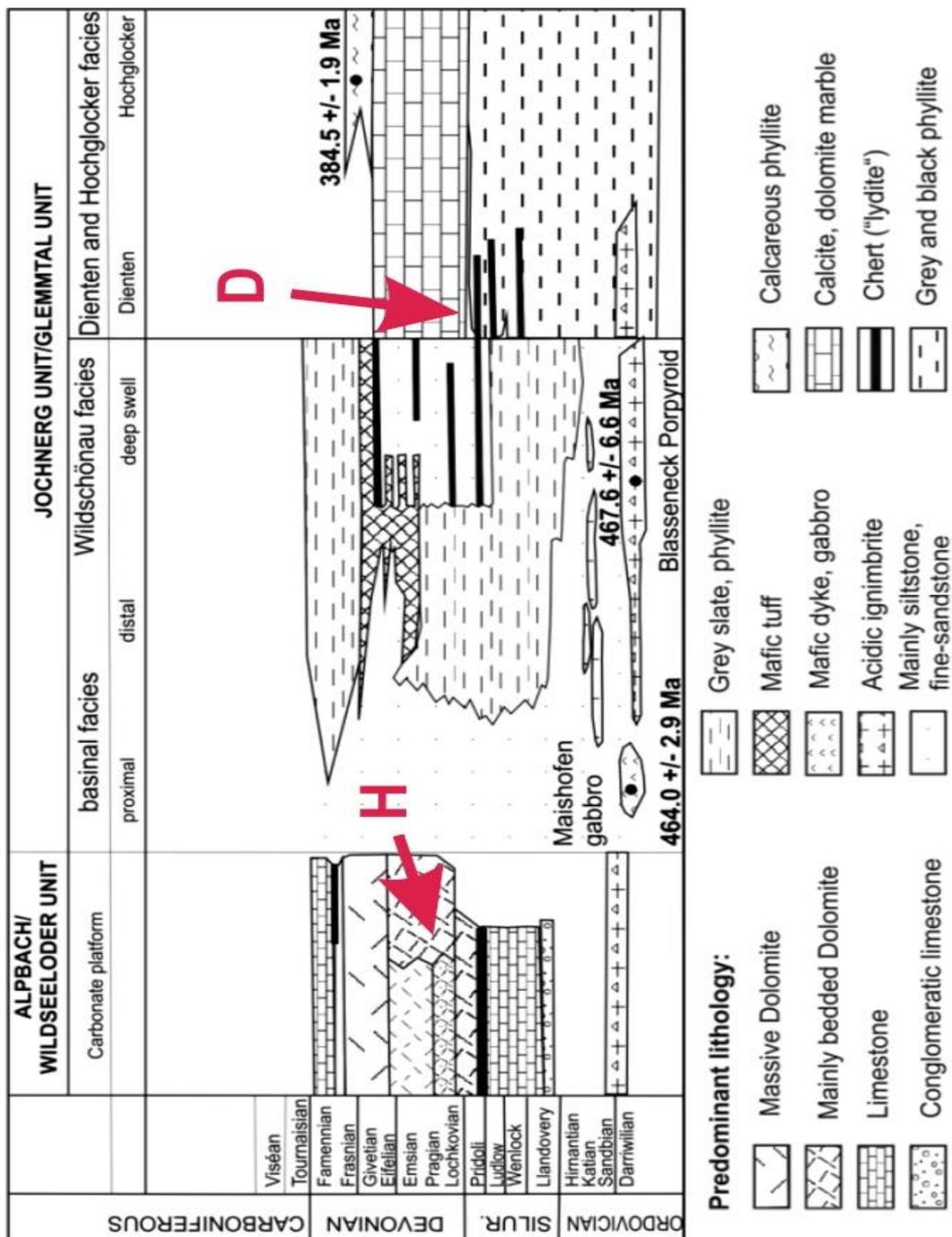


Abbildung 7: Stark veränderte und ausgeweitete lithostratigraphische Einheiten der W-GWZ nach Heinisch (1988) modifiziert nach Dong et al. (in press) und Dum et al. (2012) mit den Positionen des Magnesitbezirks Hochfilzen (H) und des Magnesit-(Eisenkarbonat-) Bezirks Dienten (D) aus WEBER (1997 a, b).

Nach Jaeger (1978) entstanden im Gebiet der Entachenalm die dortigen Graptolithenschiefer in einem tieferen Meeresgebiet, wobei die obersten 3 m bis zum Magnesit das höhere Wenlock und einen großen Teil des Unterludlows vertreten, bzw. die Graptolithen-Zonen 30 (29?) bis 34 / 35 (Abb. 8). Im Ludlow leitet in weiterer Folge ein überregionaler Fazieswechsel eine geschlossene Karbonatsedimentation ein.

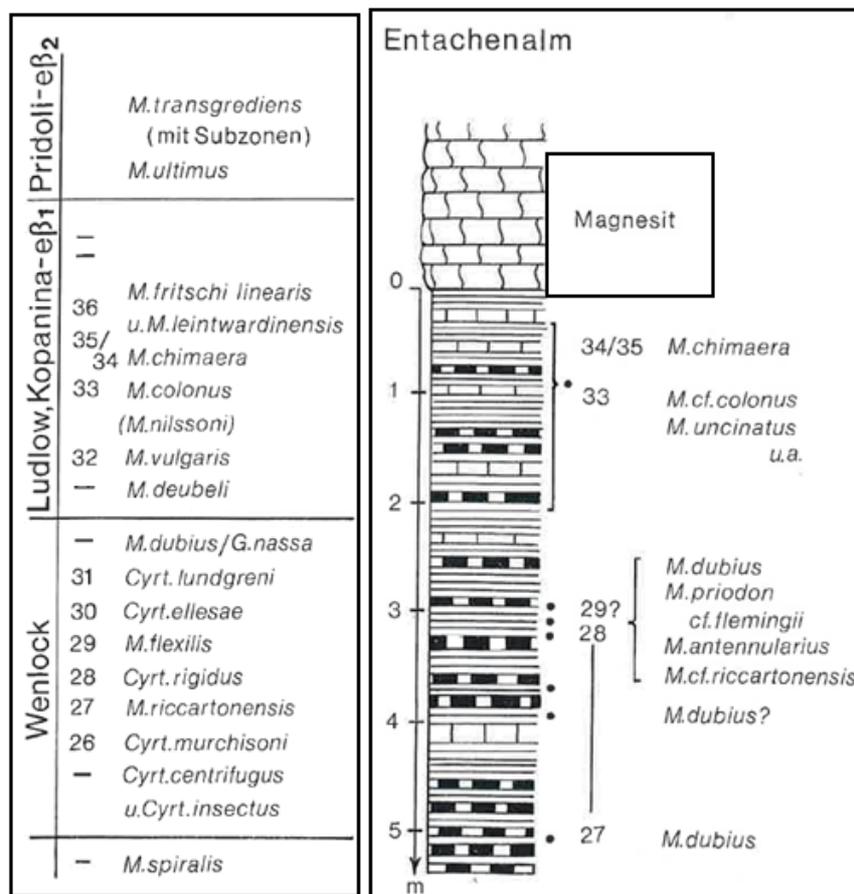


Abbildung 8: Schematisches Profil durch die Graptolithen-führenden Schichten von der Entachenalm (Jaeger, 1978; verändert).

Ein Großteil der prä-alpidischen Grundgebirgseinheiten wird dem Noric Composite Terrane (NCT) zugeordnet. Die paläozoischen Gesteine der W-GWZ und der Norischen Decke der E-GWZ gehörten im Paläozoikum diesem NCT an (Frisch & Neubauer, 1989). Das NCT wiederum war Bestandteil des paläozoisch-europäischen Hun Terreanes (HT). Nach Loslösung vom Gondwana-Kontinent im Silur wird das HT nach N-gerichteten Driftphasen im tiefen Karbon dem damaligen europäischen Kontinent in der Finalphase der variszische Orogenese angegliedert (Frisch & Neubauer, 1989).

Die Wirtsgesteine der Magnesitbezirke Hochfilzen, der Magnesit-(Eisenkarbonat-)Bezirk Dienten (inkl. Entachenalm), der Magnesit-Scheelit-Bezirk Tux, der Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum und die Magnesitlagerstätte Radenthein gehören somit ebenso zum NCT (Ebner, 1998; Weber, 1997 a, b). Die karbonen Magnesit-Wirtsgesteine der Veitscher Decke wurden dagegen in einer marinen Vortiefe nach einer im tieferen Unterkarbon kulminierenden tektonischen variszischen Gebirgsbildungsphase gebildet (Ebner et al. 2008).

Paläogeographisch und sedimentologisch lässt sich die Plattform-Fazies der Wildseeloder-Einheit einer Beckenfazies in der Glemmtal-Einheit gegenüberstellen. Die siliziklastischen Gesteinsabfolgen der Wildschönauer Schiefer können in proximale und distale

Faziesbereiche eines marinen Rinnenfächer-Systems eingeteilt und unterschieden werden. Die primäre Position beider Faziesbereiche zueinander ist unbekannt. (Heinisch 1986, 1988).

3.3 Magnesitgenese

Die Magnesite aus dem Raum Hinterthal sind fein- bis grobkörnig, mit marinen Karbonaten assoziiert und zählen zu den Spatmagnesiten vom Typ „Veitsch“ (Redlich, 1909).

Die Bildung von Spatmagnesiten ist das Ergebnis unterschiedlicher geologischer Prozesse, welche zu einer Magnesium-Metasomatose von kalkigen oder dolomitischen Ausgangsgesteinen führen. Epigenetische und hydrothermale, oder sedimentäre bis frühdiagenetische, niedrigtemperatur Abläufe im marinen Milieu sind mögliche Akteure (Pohl, 2011).

Die Diskussion zur Entstehung der ostalpinen Spatmagnesite wurden in den vergangenen hundertvierzig Jahren äußerst kontroversiell geführt, beginnend mit Rumpf (1873), der erstmals die Hypothese einer primär sedimentären Entstehung formulierte. Koch (1893) schlug erstmalig eine epigenetisch-metasomatische Verdrängung des Ca in Karbonaten durch Mg-hältige hydrothermale Lösungen zur Erklärung der Magnesitentstehung vor. Seit damals ist das Lager der Geowissenschaftler geteilt. Die einen bevorzugen syngenetische, die anderen epigenetische Modellvorstellungen. Das Alter der Vererzungen ist nach wie vor problematisch. Für die ostalpinen Spatmagnesite mehrten sich in junger Vergangenheit Hinweise auf ein permisches bis obertriadisches Alter der Magnesitbildung (AZIM ZADEH, 2009, HENJES-KUNST & PROCHASKA, 2010). Diesen Altersdaten stehen variszische Bildungsalter gegenüber, die für die W-GWZ aus roten Magnesiten vom Typus Entachen aus permischen Basalbrekzien der Nördlichen Kalkalpen abgeleitet wurden (Schramm, 1973).

Die Genese der Magnesite von Hinterthal bzw. Entachen ist ebenso weiterhin unklar. Die jüngste Arbeit betreffend Entachen, von Schroll (2002), geht, basierend auf Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopie, von einer Bildung in salinarem Environment aus. Morteani (1989) hingegen schließt einen einfachen sedimentären Prozess mit oder ohne späterer metamorpher Rekristallisation, aufgrund des SEE-Gehalts der Spatmagnesite, aus. Arbeiten von Azim Zadeh (2009) und Gallhofer (2010) weisen auf eine metasomatische Bildung der Spatmagnesite von Hohentauern und der Breitenau.

Für die ? silurischen bis mitteldevonen Trägergesteine der Magnesite auf der Entachenalm, wie auch für die übrigen Spatmagnesitvorkommen der sog. „Südfazies“ in Tirol und Salzburg, kommt ein Ablagerungsraum der Wirtsgesteine im Becken- und Tiefschwellenbereich in Frage. So sprechen auf der Entachenalm für die Lydite mindestens 200 m und für die roten Knollenkalke noch 50 m Meerestiefe (HADITSCH & MOSTLER, 1978).

4 Geologische Beschreibung des Magnesitvorkommens

4.1 Geologische Situation

Das Magnesitvorkommen auf der Entacheralm ist auf ungefähr 800 m zu verfolgen und streicht NNW-SSE. Das Entacherlager als größter Teilkörper des Magnesitvorkommens ist auf der Entacheralm, der SW-Seite des Vorkommens, rund 80 m mächtig (vom Liegenden ins Hangende) aufgeschlossen. Das N darunter liegende Pirnbachlager besitzt eine vertikale Aufschlussmächtigkeit von 10 m und das kleine Baleitenlager auf dem gegenüberliegenden Hang rund 15 m.

Die Dolomiteinschaltungen beschränken sich auf kleine Bänke auf der SW-Seite des Entacherlager, die wenige Meter im Streichen zu verfolgen sind, und gehen unscharf in den Magnesit über. Kleinere Linsen können generell unregelmäßig nach allen Richtungen in den Magnesit übergehen.

Im Liegenden des Magnesitvorkommens, gut aufgeschlossen im Schurfstollen V, ist ein tektonisch überprägter stratigraphischer Kontakt von Nebengestein und Magnesit festzustellen. Hier befindet sich der in älterer Literatur als „schwarzer Magnesit“ bezeichnete Kieseliefer. Weiter ins Hangende folgt ein grobspätiger, kavernöser Magnesit und schließlich der eigentliche Magnesitkörper (Abb. 9). Am Übergang vom Nebengestein zum Magnesit ist das Nebengestein zusehens mit epigenetischen grobkristallinen Magnesit- und Dolomitgängen durchsetzt.

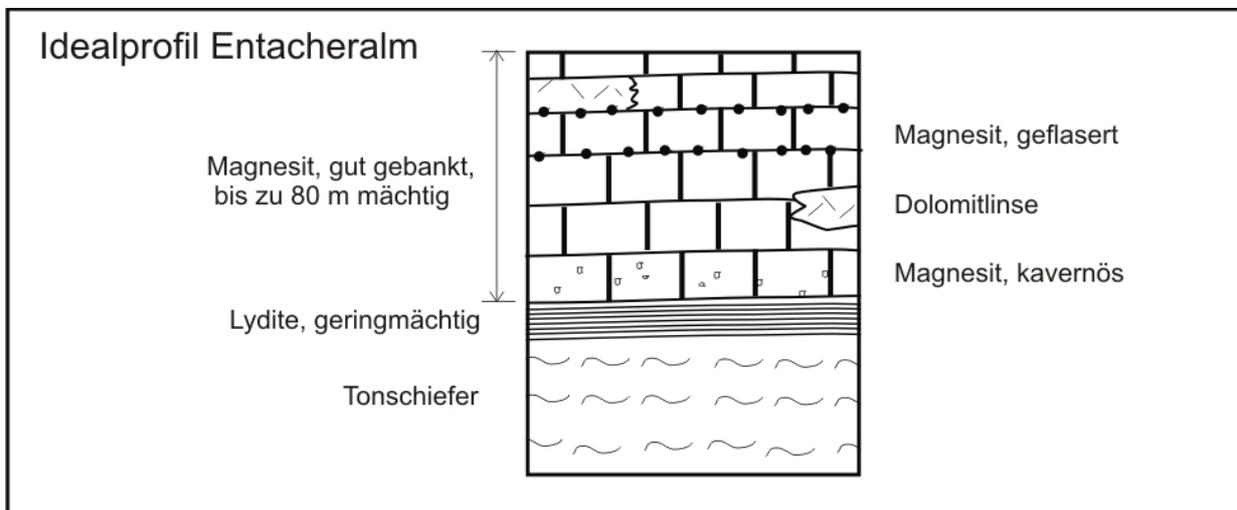


Abbildung 9: Idealprofil der Entacheralm aus dem Schurfstollen V. Das Hangende ist im Stollen nicht aufgeschlossen, aus der regionalen Situation heraus sind jedoch Metasedimente zu erwarten.

Das Hangende des Magnesitkörpers ist nicht aufgeschlossen. Im Streichenden sind die Kontakte zum Nebengestein relativ scharf. Der Übergang ist mehrfach durch tonig-lettinges

Material gekennzeichnet. Zudem markieren Wasseraustritte und Vernässungszonen den Übergang vom Magnesitkörper in das Nebengestein recht klar.

Im Norden des Arbeitsgebiets überlagert das Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen diskordant die Schiefer der Grauwackenzone.

4.2 Petrographie

4.2.1 Magnesittypen

Es wurden drei Magnesit-Haupttypen mit insgesamt 18 Subtypen ausgeschieden. Das sind zehn graue, sechs rote und zwei weiße Haupttypen. Diese Einteilung erfolgte primär auf Basis der Farbgebung im Handstück. Die weitere Unterteilung beruht auf durchschnittliche, im Handstück erkennbare, relative Kristallgrößenzusammensetzung und speziellen Gefügemerkmalen. Als feinkörnig (fk) sind Kristallkörner kleiner als 0,10 mm, als mittelkörnig (mk) Körner zwischen 0,10 mm und 1,00 mm und als grobkörnig (gk) Kristallkörner größer als 1,00 mm bezeichnet. Jeder der drei Haupttypen ist exemplarisch durch eine bestimmte Probe mit dem Präfix „HTDA“ beschrieben. Zusätzlich sind die Werte der chemischen Analyse für MgO, CaO, SiO₂, Fe₂O₃ und Al₂O₃ der jeweiligen Probe zu Beginn einer jeden Magnesittypbeschreibung angeführt. Die Angaben beziehen sich auf Massenprozent, sind inklusive Glühverlust zu betrachten und basieren auf den von Actlabs gemachten lithochemischen Untersuchungen der Magnesitproben. Die kompletten Analyseergebnisse von ActLabs befinden sich im Anhang I.

Zu den drei Haupttypen werden noch drei Magnesit-Dolomit-Misch- bzw. Übergangstypen, ein braun/grau-, ein rot/grau- und ein rot/rot-Typ, angeführt. Diese zeigen charakteristische Übergänge von farblichen, chemischen oder kristallgrößenspezifischen Homogenbereichen.

Die wesentlichen Mineralgesellschaften der Magnesithaupttypen umfassen Magnesit, Dolomit, Quarz und Schichtsilikate in variierenden Anteilen. Röntgendiffraktometrische Untersuchungen der RHI AG in Leoben von Schichtsilikatproben aus den Magnesiten ergaben folgende Schichtsilikate: Illit, Muskovit und Lizardit. Die Röntgendiffraktogramme der Schichtsilikatproben sind in Anhang IV beigefügt. Des Weiteren sind Pyrit, Dolomit, weitere nicht identifizierbare opake Phasen, Hämatit und Limonit zu finden. Die Analysenwerte der Magnesit-Typusproben von MgO schwanken zwischen 33,96 % und 45,22 %, von CaO zwischen 0,26 % und 5,14 % und von SiO₂ zwischen 1,62 % und 17,28 %. Ein erhöhter CaO-Gehalt in den Magnesiten ist meistens auf Gangdolomit zurückzuführen. Von den Übergangstypen wurden keine RFA-Analysen realisiert.

Alle drei Magnesithaupttypen kennzeichnet ein meta- bis granoblastisches bzw. Pflastergefüge. Je nach Orientierung der bis zu 5 mm mächtigen Schichtsilikatlagen treten schichtparallele Lagen-Texturen hinzu. Darüber hinaus sind in vielen Fällen Drucklösungserscheinungen in Form von Stylolithen ausgebildet. Die Kristallkorngrenzen der Magnesite sind eben bis verzahnt geformt. Quarz ist entweder als Einschluss in den

Karbonatmineralen, an deren Korngrenzen bzw. in deren Kristallkornzwischenräumen angereichert und unterschiedlich stark mit dem Karbonat verwachsen. Zudem tritt der Quarz auch in Dolomit-Quarz-Gängen, hier häufig randlich angereichert, auf. Winzige Schichtsilikate können den Magnesit ebenfalls durchsetzen und diesen an Kristallrändern verdrängen.

Die mechanische Überprägung reicht von einem nahezu ungestörten körnigen Gefüge bis sichtbarer Scherung mit dominant lagiger Textur.

Das Charakteristische fast aller roten Magnesite ist die Erhaltung oder der Abdruck präexistenter Dolomitgefüge. In den meisten Fällen ist dies ein Dolomit mit Lagengefüge und eingeschwemmten Ostracodenschalen. Dieses Gefüge liegt nun als Magnesit in rekristallisierter Form vor. Bei den weißen und grauen Magnesiten sind nur mehr selten Lagengefüge in Form rhythmischer hell-dunkel-Wechselagerung zu erkennen.

Die farblichen Übergänge der Magnesite im Feld folgen keinem Trend. Einerseits wechselt die Farbe an der Grenze von einer Bank zur nächsten, andererseits sind Farbwechsel auch innerhalb derselben Bank mit unregelmäßigen Frontverläufen beobachtbar.

Im Großen und Ganzen ist nur eine (Haupt-) Magnesitgeneration zu beobachten. Selten schlagen kleine später entstandene Magnesitgänge durch das Gestein. Vereinzelt sind Magnesitkristalle in Hohlräumen gewachsen.

4.2.1.1 Grauer Magnesit

Der graue Magnesit ist neben dem roten Magnesittyp der weit verbreitetste im Arbeitsgebiet. Alle drei Magnesitlager führen diesen Typ. Allgemein bildet der Magnesit von Hinterthal im Gelände einen bräunlich angewitterten Härtling. Der graue Magnesittyp als solcher ist erst im frischen Bruch erkennbar. Relative Korngrößenunterschiede lassen sich bereits im angewitterten Zustand gut erkennen. Eine Unterscheidung in Subtypen ist allerdings erst im Handstück mit frischem Bruch und in weiterer Folge im Durchlichtmikroskop möglich.

Magnesit, braun-grau, kavernös, mk-gk

HTDA_008

(MgO = 45,22 % CaO = 0,51 % SiO₂ = 1,62 % Fe₂O₃ = 1,94 % Al₂O₃ = 0,40 %)

Der Magnesittyp befindet sich im Liegenden des Hauptlagers (Entacherlager). Diese Probe stammt von Streckenmeter 20-25 ausgehend von der Ortsbrust des Schurfstollens V (siehe Beilage C). Das auffälligste Merkmal ist ein granoblastisches Gefüge, welches kavernös oder drusig ist. Diese Hohlräume im Magnesit sind offen. Der Korngrößenbereich spannt sich von 0,10 mm bis über 2,00 mm und liegt im Durchschnitt bei 1,00 mm. Korngrenzen und Spaltflächen werden von einem ockerfarbenen Schleier, vermutlich Limonit, umhüllt. Die Korngrenzen sind größtenteils eben bis leicht verzahnt. In die Hohlräume wachsen hypidiomorphe Magnesitkristalle (Abb. 10), welche eine jüngere Magnesitgeneration

darstellen. Die Kornzwischenräume sind zum Teil mit Quarz angereichert. Feinkörnige (ca. 0,01 mm), opake, idiomorphe Mineralphasen, wahrscheinlich Pyrite, sind entlang von amöboiden Korngrenzen bzw. Stylolithen konzentriert. Diese Suturen münden in geringmächtige Schichtsilikatlagen, flachen dabei aus und verlieren ihre ausgeprägte Sinuosität.

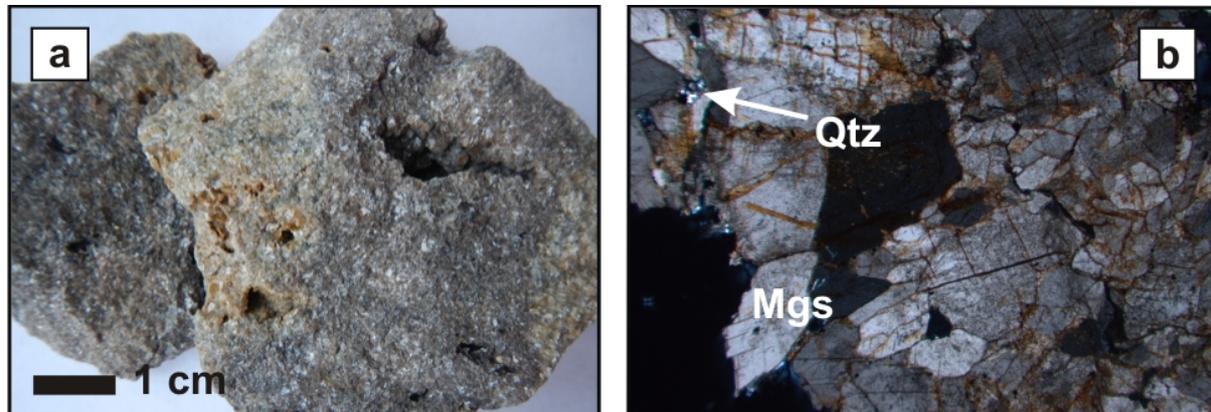


Abbildung 10: a) Ausgeprägte Hohlräumbildung im braun-grauen Magnesit der Probe HTDA_008, im Liegenden des Entacher-Lagers. b) Überblick des kavernen Gefüges. Korngrenzen und Spaltflächen sind limonitisiert. Im linken unteren Bildteil ragt ein hypidiomorpher Magnesitkristall (Mgs) in den Hohlraum. Der Quarz (Qtz) ist vereinzelt in Magnesitkornzwickel bzw. -korngrenzen angereichert (BB=7,08 mm; +N).

Magnesit, bräunlich grau, mk-gk

HTDA_009

(MgO = 41,57 % CaO = 2,73 % SiO₂ = 2,73 % Fe₂O₃ = 1,92 % Al₂O₃ = 0,60 %)

Dieser Typus unterscheidet sich im Wesentlichen vom vorhergehenden durch ein akzentuierteres Pflastergefüge, mit ebenen bis leicht verzahnten Korngrenzen (Abb. 11). Weitere Abweichungen sind vermehrte Anreicherungen von Quarz an Korngrenzen, dem Fehlen von Drusen und Hohlräumen und der intensiven Limonitierung. Dolomit ist sporadisch in xenomorpher Ausbildung mit unruhigen Korngrenzen und undulosem Auslösen sichtbar. Diese Dolomitkörner sind möglicherweise eine spätere Hohlräumfüllung. Stylolithen sind schwach ausgebildet. Die Korngrößen liegen innerhalb 0,10 mm und 3,00 mm und betragen im Durchschnitt 1,00 mm. Sehr vereinzelt durchziehen kleine Magnesitgängchen das Gestein.

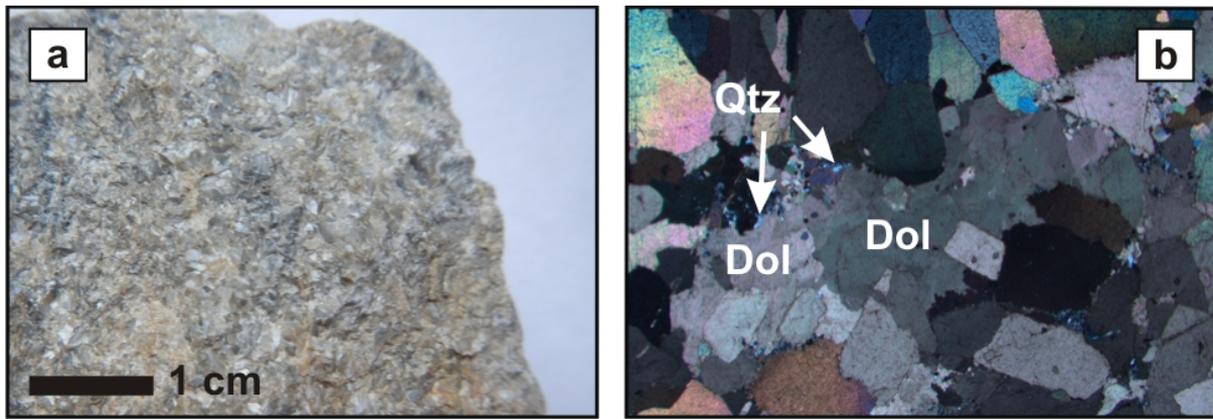


Abbildung 11: a) Handstück des bräunlich-grauen, mittel- bis grobkörnigen Magnesits. b) Dolomitmikroskopische Aufnahme mit unregelmäßigen Korngrenzen samt Quarz eingebettet in das magnesitische Pflastergefüge (Probe: HTDA_009; BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, schwärzlich grau, gk

HTDA_010

(MgO = 41,18 % CaO = 1,42 % SiO₂ = 5,67 % Fe₂O₃ = 3,44 % Al₂O₃ = 0,97 %)

Diese Magnesitprobe ist der Probe HTDA_009 in Mineralogie und Gefügeentwicklung recht ähnlich. Die Korngrößen können allerdings 3,00 mm sichtbar überschreiten. Hinzukommend sind häufiger Stylolithen mit verstärkter Pyritanreicherung vorhanden. Im Handstück sind Reste größerer Pyrite noch als rotbraune Rostflecken vorhanden (Abb. 12). Besonders die größeren Magnesitkristalle zeigen undulöse Auslöschung und tragen feine, dispers-verteilte Quarz- und größere Karbonateinschlüsse. Ferner ist diese Magnesitprobe von Dolomit-Quarz-Gängen durchzogen. Bereichsweise sind die Schichtsilikate gehäuft vorhanden und scheinen die umgebenden Karbonatkörner, welche gerundet wirken, zu umfließen.

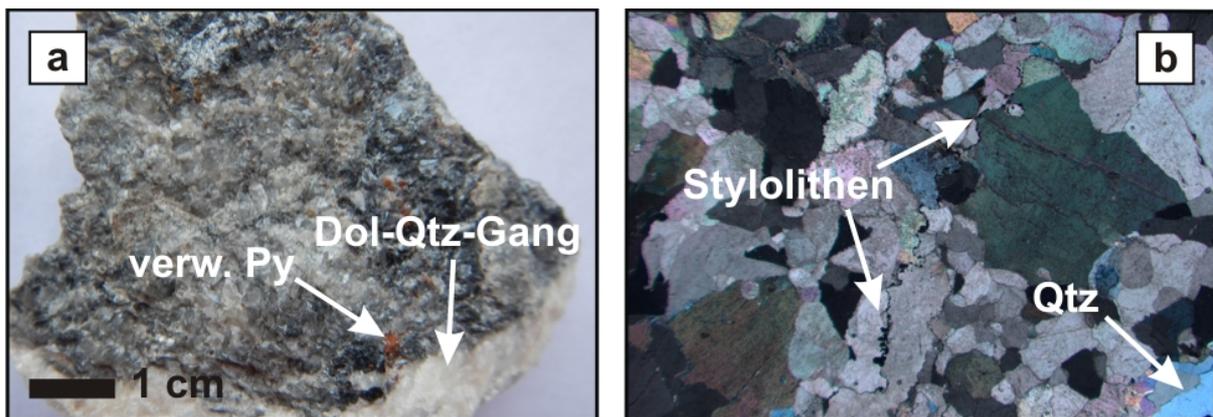


Abbildung 12: a) Schwärzlich grauer Magnesit der Probe HTDA_010 mit einem Dolomit-Quarz-Gang. Die rostigen Flecken sind ehemalige Pyrite. b) Stylolithen, mit feinkörnigen, idiomorphen Pyriten entlang der Drucklösungsflächen, durchziehen den Magnesit. Rechts unten ist ein größeres Quarzkorn sichtbar, welches Teil eines Dolomit-Quarz-Ganges ist (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, beige-grau, gk

HTDA_013

(MgO = 43,35 % CaO = 1,52 % SiO₂ = 2,35 % Fe₂O₃ = 2,43 % Al₂O₃ = 0,55 %)

Dieser Magnesit besitzt ein überwiegend grobkörniges, granoblastisches Gefüge. Die Körner können durchaus eine Größe von 5,00 mm erreichen. Auffallend bei dieser Probe ist die tektonische Beanspruchung. Sichtbar wird diese durch undulöse Auslöschung der, vor allem grobkörnigen, Magnesit- und teilweise der mittel- bis feinkörnigen Quarzkörner, durch brekziierte Areale und Drucklösungssäume (Abb. 13). Die Matrix im brekziierten Abschnitt wird von Dolomit dominiert. Vereinzelt tragen die Magnesitkornränder limonitische Alterationen. Opake, feinkörnige, xenomorphe Körner, mit wenigen hypidio- bis idiomorphen Pyriten und schwarzem Pigment, sind in wolkigen Lagen parallel angeordnet und lassen wieder den stromatolithischen Charakter des Ausgangskarbonats zum Vorschein kommen. Stylolithen gehen teilweise in Schichtsilikatlagen über. Einzelne kleinere Dolomitmörner mit amöboiden Korngrenzen sind mit Quarz und Magnesit verwachsen bzw. haben diese eingeschlossen.

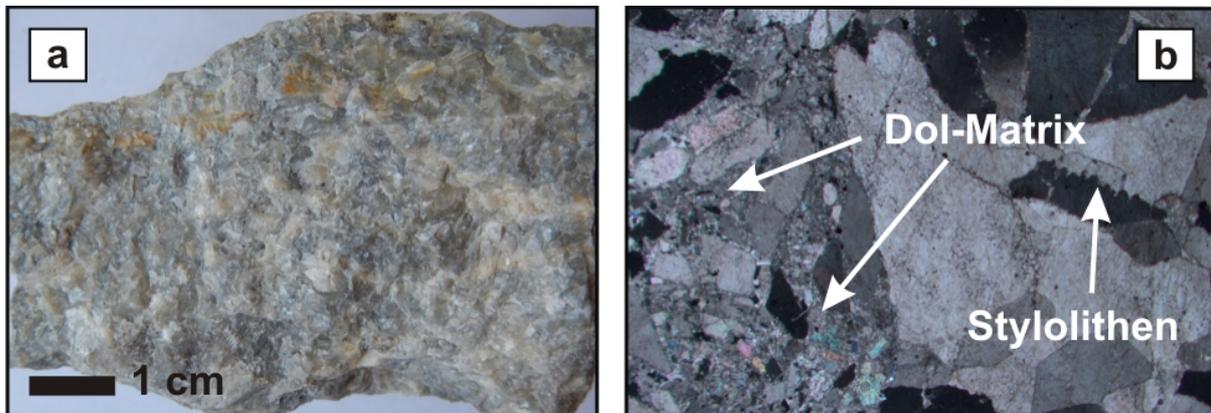


Abbildung 13: a) Beige-grauer, grobkristalliner Magnesit der Probe HTDA_013. b) Der linke Bildteil zeigt einen deutlich brekziierten Abschnitt mit dolomitischer Matrix im Magnesit. In der oberen Hälfte des linken Bildteils ist ein Dolomitgängchen in einem Magnesitkorn erkennbar (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, rötlich grau, mk

HTDA_015

(MgO = 39,53 % CaO = 5,14 % SiO₂ = 2,26 % Fe₂O₃ = 2,78 % Al₂O₃ = 0,30 %)

Dieser Typ weist ein deutliches Pflastergefüge auf, mit durchschnittlichen Korngrößen von 0,40 mm, und trägt stellenweise porphyroblastische Züge (Abb. 14). Die Kristallisation der fein- und grobkörnigen Fraktionen scheint, ungefähr zeitgleich entstanden, demselben Event anzugehören. Die Magnesitkorngrößen sind ziemlich gerade. Quarz sprießt bevorzugt an Mineralgrenzen und dringt in das Karbonat ein. Bemerkbar ist die Abwesenheit von ausgeprägten Drucklösungserscheinungen und Schichtsilikaten. Idiomorphe, feinkörnige Pyrite sind bevorzugt entlang von Korngrenzen angereichert. Ab und zu sind Dolomitmörner mit Quarz verwachsen zu finden. Der Magnesit zeigt im Durchlicht abschnittsweise graue

Schleier, welche den fossilreichen, dolomitschen Vorläufer abbilden könnten. Damit wäre diese Probe auch den roten Magnesittypen verwandt.

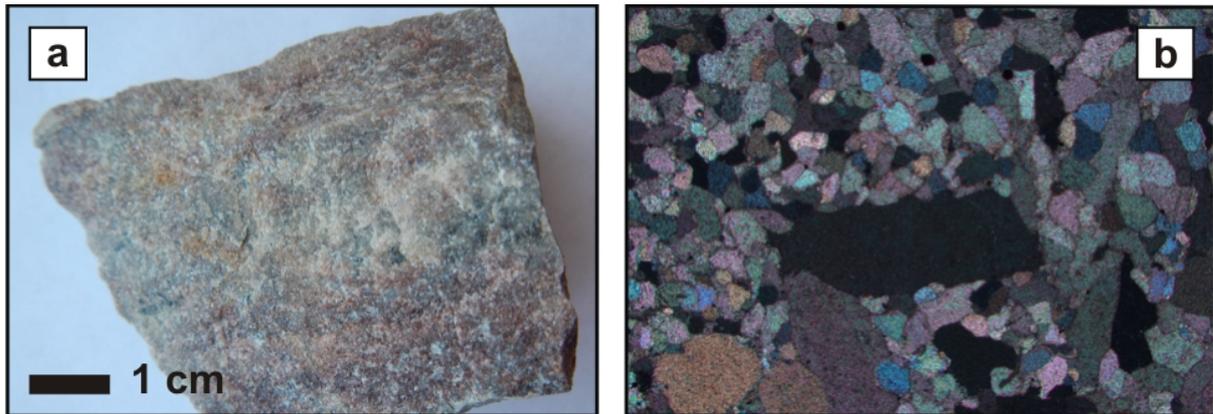


Abbildung 14: a) Grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_015 mit roten Farbeinschlägen. b) Gefügeabschnitt mit Porphyroblasten aus Magnesit (BB: 1,77 mm; +N).

Magnesit, grau, mk

HTDA_046

(MgO = 40,59 % CaO = 3,08 % SiO₂ = 4,05 % Fe₂O₃ = 2,72 % Al₂O₃ = 0,73 %)

Das Gestein präsentiert ein meta- bis granoblastisches Gefüge mit vergleichsweise ebenen Korngrenzen. Die feineren Körner liegen zwischen 0,05 mm bis 0,10 mm und die großen innerhalb 1,50 mm und 2,00 mm (Abb. 15). Die Körner mit geringerer Größe ragen teilweise hypidiomorph in die größeren Kristalle bzw. sind als Einschlüsse in diesen vorhanden. Jedoch kann, ähnlich wie bei HTDA_015, keine eindeutige Aussage über die Altersfolge gemacht werden. Quarz ist nur spärlich an Magnesitkorngrenzen angereichert. Mehr Quarz ist randlich in Dolomit-Quarz-Gängen konzentriert. Dort löscht der Quarz undulös aus, ist elongiert und vermittelt abschnittsweise den Eindruck eines unitaxialen Faserwachstums (PASSCHIER & TROUW; 2006). Feinkörnige, idiomorphe Pyrite und ein geringer Anteil an Schichtsilikaten sind entlang zaghaft entwickelter Drucklösungssäume vorhanden.

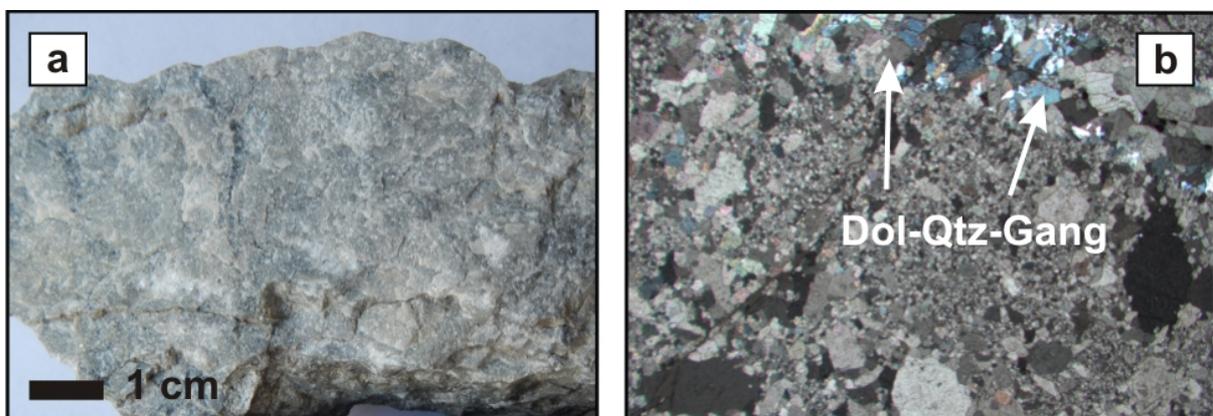


Abbildung 15: a) Grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_046 in der Übersicht. b) Gefügeüberblick im Durchlicht; die obere Bildhälfte dominiert ein Dolomit-Quarz-Gang (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, hellbräunlich-grau, mk

HTDA_047_1

(MgO = 42,71 % CaO = 2,14 % SiO₂ = 1,94 % Fe₂O₃ = 2,94 % Al₂O₃ = 0,52 %)

Der Magnesit lässt am Dünnschliff ein heterogenes, metablastisches Gefüge erkennen (Abb. 16). Die geringsten Korngrößen liegen unter 0,05 mm, mittlere Korngrößen zwischen 0,10 mm und 0,20 mm und die größten Minerale erreichen 1,50 mm bis 2,00 mm. Die mittleren bis feinen Magnesitkörner dringen dabei erneut in die großen Körner vor und sind in diesen enthalten. Quarz und Karbonate löschen in einigen Fällen undulös aus. Dolomitgänge und feine Karbonatgängchen, wahrscheinlich Dolomitgängchen, und Stylolithlagen sind ungefähr parallel angeordnet. Ein Teil der Quarze signalisiert, ein auf diese Struktur, schräg gerichtetes längliches Wachstum. Die kräftigeren Drucklösungssuturen führen wieder feinkörnigen Quarz, Schichtsilikate und idiomorphe Pyrite. Des Weiteren taucht Quarz, mit einer geringen Menge Schichtsilikaten und in Kombination mit Dolomit, vereinzelt gehäuft auf.

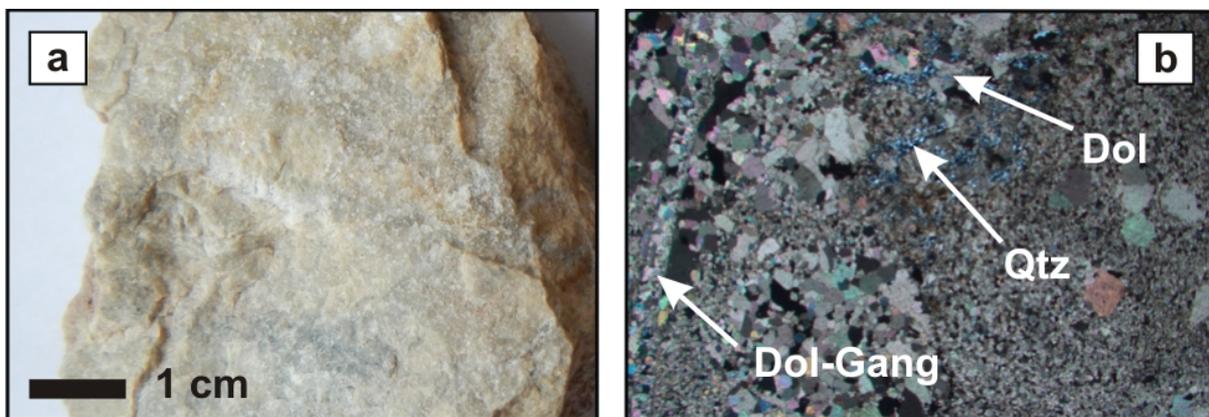


Abbildung 16: a) Hellbräunlich-grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_047_1 im Handstück. b) Überblick über das heterogene Gefüge des Magnesits mit Dolomitgängen, Quarznestern und vereinzelt Dolomiten (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, dunkelgrau, mk

HTDA_081_2

(MgO = 37,61 % CaO = 3,01 % SiO₂ = 2,64 % Fe₂O₃ = 8,62 % Al₂O₃ = 0,74 %)

Die Magnesitprobe bringt ein unscharfes, „schmutziges“, metablastisches Gefüge zum Ausdruck (Abb. 17). Die kleinen Korngrößen liegen um 0,10 mm und die größeren Körner sind im Mittel 1,00 mm groß. Die Magnesitkorn Grenzen sind in einigen Fällen stark verzahnt und verwachsen. Die Magnesite löschen zudem teils verhalten undulös aus. Das Gestein wird von ca. 5,00 mm mächtigen Dolomitgängen durchwachsen. Selten zeigen sich wieder Dolomite mit amöboiden Kornformen samt Quarz. Idiomorphe bis 0,20 mm große Pyrite sind vielfach verzwilligt und in den Karbonaten und an deren Korngrenzen verteilt.

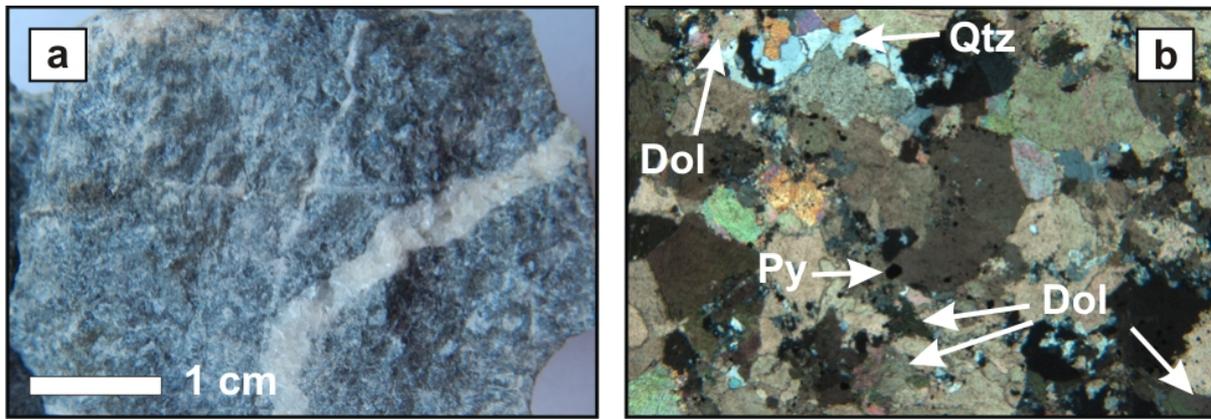


Abbildung 17: a) Handstück des dunkelgrauen, mittelkörnigen Magnesits, welches von Dolomitgängen durchzogen wird. b) Die Probe HTDA_081_2 besitzt im Durchlicht ein unscharfes Pflastergefüge. Vereinzelt ist der Magnesit mit Dolomitkörnern, des öfteren in Nachbarschaft zu Quarz, bestückt (BB: 3,54 mm; +N).

Magnesit, beige-schwarz-grau, mk

HTDA_079

(MgO = 43,31 % CaO = 1,04 % SiO₂ = 4,02 % Fe₂O₃ = 2,39 % Al₂O₃ = 0,71 %)

Diese Probe ist leicht geflasert und zeigt ein metablastisches Gefüge mit Korngrößen kleiner als 0,05 mm und Korngrößen von 0,20 mm bis 0,40 mm. Zusätzlich sind wenige große Magnesitkörner vorhanden, die eine Ausdehnung von knapp 5,00 mm erreichen können (Abb. 18). Diese zeigen an der Oberfläche limonitische Alterationen, verfügen über kleine Karbonat- und wenige Quarzeinschlüsse und werden augenscheinlich von diesen und von feinkörnigeren Magnesitmineralen im Allgemeinen verdrängt. Die Probe ist von geringmächtigen Dolomit-Magnesit-Quarz-Gängen durchzogen, deren Minerale normal auf das Gangstreichen ausgelängt sind bzw. ein Faserwachstum erkennen lassen. Drucklösungserscheinungen, samt Quarz, Schichtsilikate und Pyrite, sind weniger ausgeprägt vorhanden.

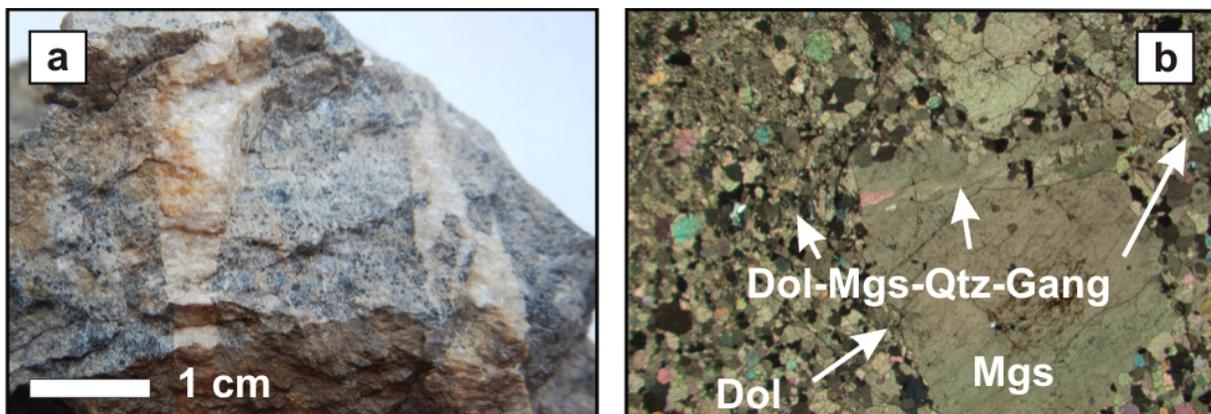


Abbildung 18: a) Beige-schwarz-grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_079 mit Dolomit-Magnesit-Quarz-Gängen. b) Magnesitgroßkorn, mit dolomitischen Partien am Kornrand und in Rissen, in der ansonsten fein- bis mittelkörnigen Magnesitkornmatrix. Ein

kleinerer Dolomit-Magnesit-Quarz-Gang ist, ungefähr in Bildmitte von links nach rechts, zu sehen (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, beige-hellgrau, mk

HTDA_064

(MgO = 39,73 % CaO = 0,33 % SiO₂ = 8,56 % Fe₂O₃ = 3,27 % Al₂O₃ = 3,18 %)

Der Magnesit verrät ein „beanspruchtes“ Pflastergefüge mit Korngrößen von 0,20 mm bis 2,00 mm. Die Mineralkörner wirken zerrüttet bzw. zerbrochen. Einzelne Körner erscheinen mit einer netzartigen Oberfläche. Die Magnesite löschen zum Teil verhalten undulös aus. Die Magnesitkorn Grenzen sind in einigen Fällen fein verzahnt. Eine ausdrucksstarke Flaserung wird durch ausgedehnte, olivfarbene Schichtsilikatlagen, die in dieser Probe teils über 1,50 mm Mächtigkeit anschwellen, erzeugt (Abb. 19). In diesen Schichtsilikatlagen, in denen die Schichtsilikate auch gebogen auftreten, „schwimmen“ abermals gerundete Karbonatkörner. Diese Beobachtungen lassen auf eine Scherbeanspruchung schließen. Streckenweise sind Karbonat, Quarz und Hellglimmer entlang von Strukturen etwas gelängt, welche in Verbindung mit den Schichtsilikatlagen und Stylolith-ähnlichen Suturen stehen. Außer in den Schichtsilikat-Häuten, ist feinverteilter Quarz wieder in Kornzwischenräumen zu finden.

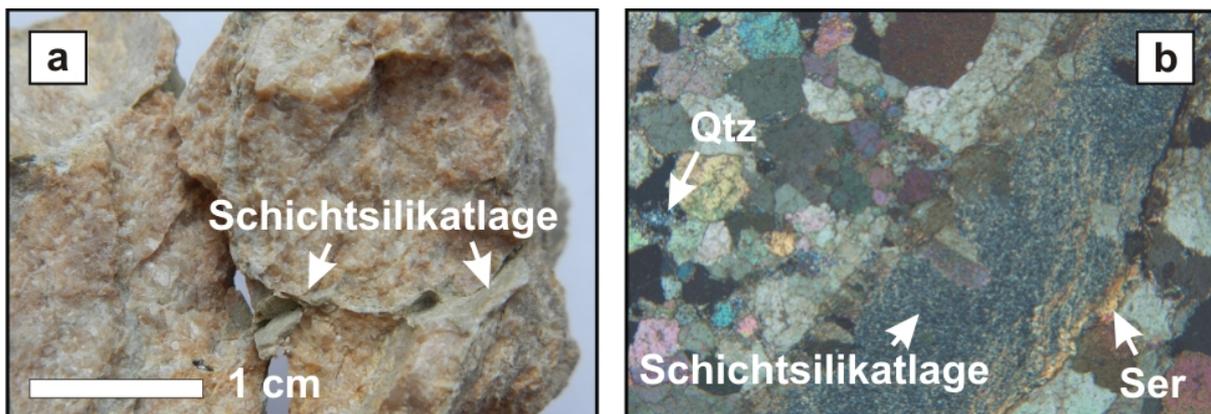


Abbildung 19: a) Bereits im Handstück des Magnesits der Probe HTDA_064 sind die olivfarbenen Schichtsilikatlagen klar zu erkennen. b) Unter dem Mikroskop scheinen die Schichtsilikatlagen mit serizitischem Charakter angrenzende Magnesitkörner zu umfließen. Feinkörniger Quarz ist unter anderem in Magnesitkornzwischenräumen konzentriert (BB: 3,54 mm; +N).

4.2.1.2 Roter Magnesit

Der rote Magnesit ist nach dem grauen der zweithäufigste Typ im Magnesitvorkommen von Hinterthal und besonders im Entacherlager stark vertreten. Intensiv rot gefärbte und grobkörnige Typen sind im Gelände bereits in einigen Metern Entfernung als solche zu identifizieren. Alle weiteren Unterscheidungen und Zuordnungen sind wie beim grauen Magnesittyp erst bei genaueren Betrachtungen möglich.

Magnesit, rot, gk

HTDA_011

(MgO = 41,73 % CaO = 0,47 % SiO₂ = 2,44 % Fe₂O₃ = 3,92 % Al₂O₃ = 0,70 %)

Neben den bisher bei den grauen Magnesiten auftretenden Merkmalen granoblastischer Gefüge mit Drucklösungserscheinungen, ist noch der Abdruck eines Magnesitvorläufers, ein lagiger Dolomit, deutlich sichtbar. In der Probe HTDA_012 (siehe dort), ein Dolomit wenige Meter im Hangenden von HTDA_011, offenbart sich das Magnesitvorgängergestein am sichtbarsten. In Bereichen stärkerer Farbgebung von HTDA_011 sind die Fossilquerschnitte am klarsten erkennbar. Das Korngrößenspektrum reicht von 0,20 mm bis knapp 10,00 mm. Dort wo ein feinkörniges Schichtsilikat-Quarz-Gemisch mit größeren idiomorphen Pyriteinsprenglingen hervortritt, sehen die Magnesitkristallkanten wieder gerundet aus (Abb. 20).

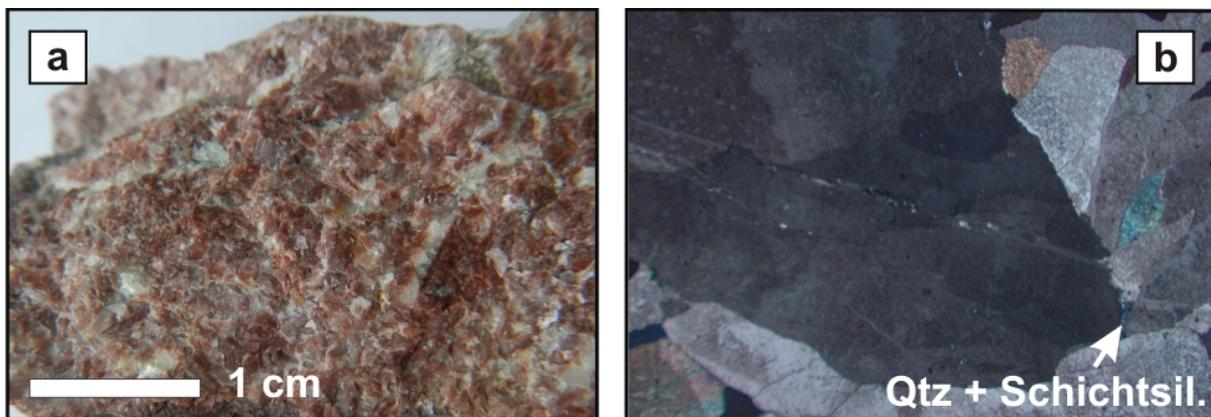


Abbildung 20: a) Nahaufnahme des roten, grobkörnigen Magnesits der Probe HTDA_011. b) Das Bild wird von einem großen Magnesitkorn dominiert. Dieses verfügt über gerundete Korngrenzen und geringe Quarz und Schichtsilikanreicherungen an denselbigen. Das Korn ist intensiv rot gefärbt und weist reichlich Fossilien, hauptsächlich Ostracoden, auf (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, rot, mk

HTDA_027

(MgO = 43,72 % CaO = 0,83 % SiO₂ = 1,96 % Fe₂O₃ = 3,17 % Al₂O₃ = 0,84 %)

Diese Probe verfügt über eine „knotige“, geflaserte Oberfläche und stellt einen umgewandelten, ostracoden-führenden, lagigen Dolomit dar. Allgemein reichen die Magnesitkorngrößen von 0,10 mm bis 0,20 mm. Die Korngrenzen, soweit sie durch den vermutlich hämatitischen Schleier durchscheinen, sind recht eben. Ein dominanter grobkörniger Dolomit-Quarz-Gang durchdringt diese Probe. Der Dolomit löscht schwach undulös aus. Der Quarz ist randlich im Gang angereichert. Außerhalb davon tritt er selten als Einschluss im Magnesit auf. Des Weiteren durchschlagen geringmächtigere Magnesitgänge das Gestein. Diese sind relativ älter als die Dolomit-Quarz-Gänge. Idiomorphe Pyrite existieren stellenweise nur mehr reliktsch und sind stark mit Karbonatkristallkörnern durchsetzt (Abb. 21). Es sind keine Drucklösungserscheinungen erkennbar.

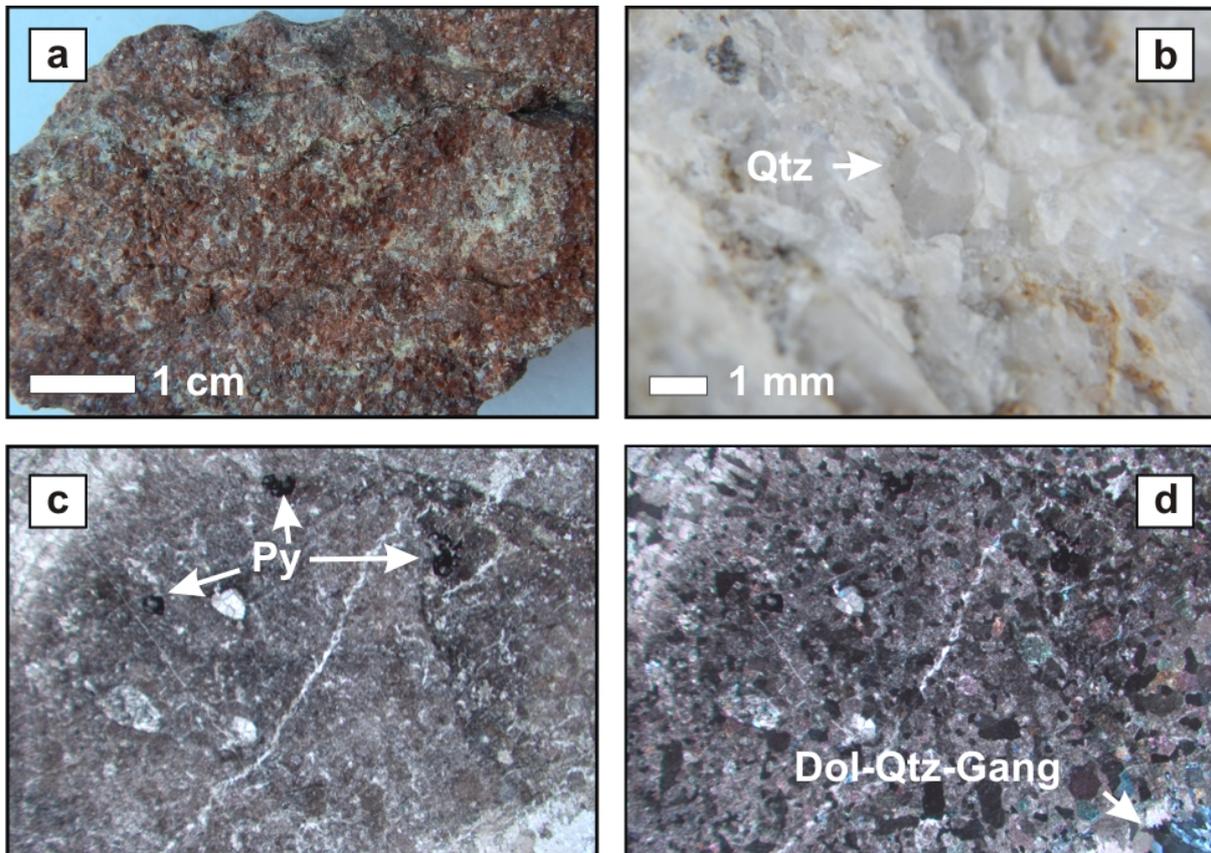


Abbildung 21: a) Mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_027 mit ziegelroter Färbung. b) Idiomorpher Quarzkristall in einem Dolomit-Quarz-Gang. c) Fossilreicher Ausschnitt des Magnesits mit „angenagten“, ehemals idiomorphen Pyriten (BB: 7,08 mm; ||N). d) Derselbe Bildteil wie in c), nur mit gekreuzten Polarisatoren; rechts unten ist der Teil eines Dolomit-Quarz-Gangs sichtbar.

Magnesit, bräunlich-grau-rot, fk-mk

HTDA_081_3

(MgO = 41,47 % CaO = 1,08 % SiO₂ = 3,32 % Fe₂O₃ = 4,51 % Al₂O₃ = 1,16 %)

Diesen Magnesit kennzeichnet ein heterogenes Pflastergefüge, mit Korngrößen von 0,05 mm bis annähernd 2,00 mm, und eine schwache undulöse Auslöschung der Magnesite. Die feinkörnigen Magnesite drängen in die grobkörnigeren Bereiche vor. In diesen Abschnitten sind vermehrt Pyrite konzentriert. Die Kristallisationsfront der feinkörnigeren Magnesite scheint die Sulfide vor sich „herzuschieben“. Pyrite sind daneben auch wieder in Stylolithen angereichert. Die Magnesitkorn Grenzen sind stellenweise verzahnt und limonitisiert. Schichtsilikate, wahrscheinlich Serizite, sind gemeinsam mit feinkörnigem Quarz immer wieder in die Matrix des feinkörnigen Magnesits eingestreut und dringen vereinzelt entlang von Korngrenzen in die grobkörnigen Mineralfraktionen vor. Quarz ist mitunter ebenso in der fein- bis mittelkörnigen Mineralmatrix zu finden. Die auf Abb. 22 erkennbaren dunklen Lagen zeigen sich unter dem Mikroskop durch Bereiche mit feinkörnigen, xenomorphen, opaken Phasen. Ab und zu sind Dolomitmörner mit äußerst unregelmäßigen Korngrenzen und Quarzeinschlüssen zu finden.

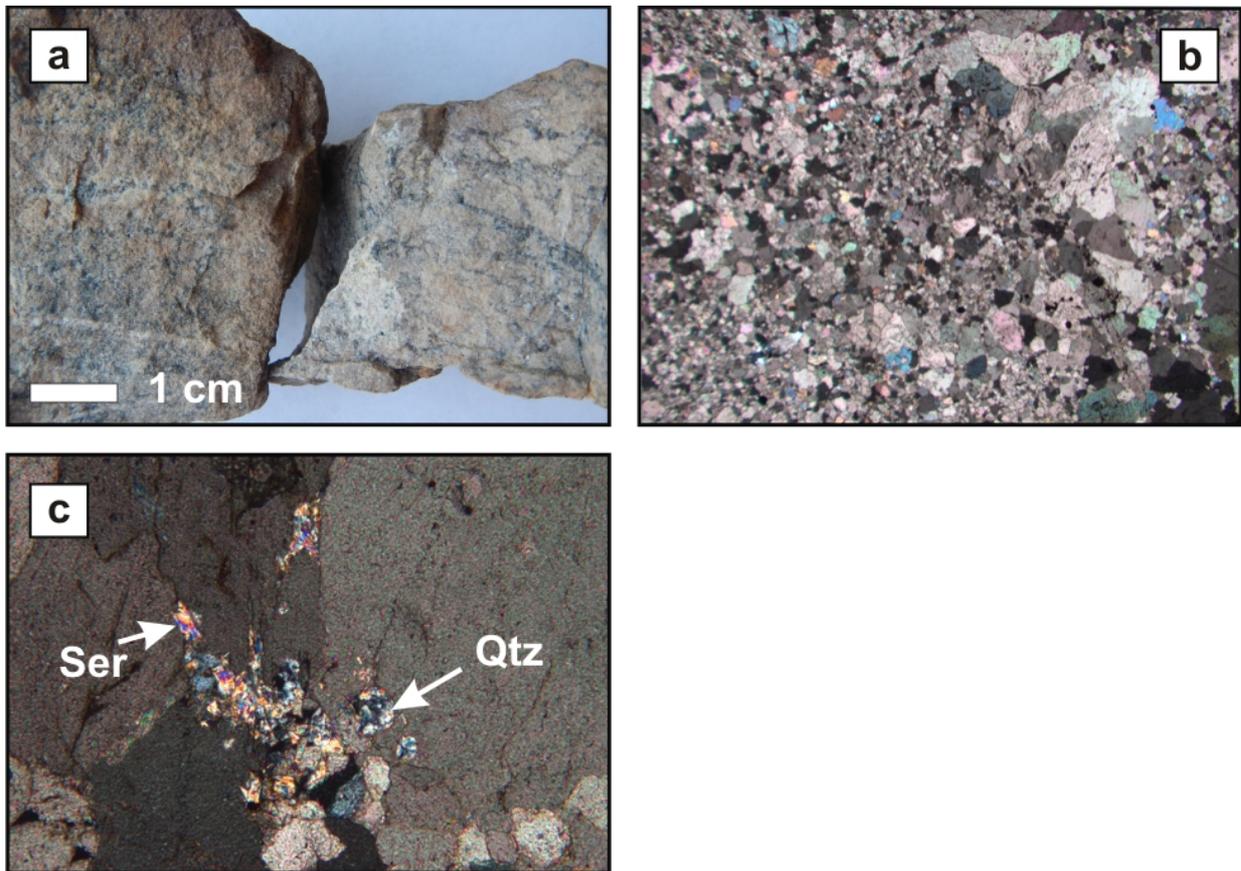


Abbildung 22: a) Bräunlich-grau-roter Magnesit mit dunkleren Lagen. b) Überblick über das Gefüge der Probe HTDA_081_3 (BB: 7,08 mm; +N). c) Quarz und Serizit dringen an Magnesitkornengrenzen vor und verdrängen das Karbonat (BB: 0,885 mm; +N).

Magnesit, beige-rot, mk

HTDA_071

(MgO = 42,32 % CaO = 0,61 % SiO₂ = 4,37 % Fe₂O₃ = 3,61 % Al₂O₃ = 1,00 %)

Das Handstück erzeugt den Eindruck einer „Block-in-Matrix“-Textur, von roten Klasten in einer beige Matrix (Abb. 23). Dieses Kennzeichen drückt sich im Durchlicht allerdings nur durch bereichsweise dichtere, rötlich-pigmentierte Areale aus. In diesen sind Fossilquerschnitte erkennbar, welche unter anderem wieder eingeschwemmte Ostracoden zeigen. Schichtsilikatlagen schaffen eine charakteristische Flaserung. Dieser Magnesittyp äußert ein relativ schönes Pflastergefüge mit recht ebenen, nur hin und wieder schwach verzahnten, und mäßig limonitisierten Kornengrenzen. Die Karbonatminerale erreichen eine Größe von 0,10 mm bis 0,50 mm. Bisweilen sind Drusen, welche von Quarz und hypidiomorphen Magnesiten randlich besetzt sind, vorhanden. Quarz wird des Weiteren, zusammen mit Dolomit, in kleinen Nestern und Lagen sichtbar, die an Magnesitkornengrenzen vorrücken. Dabei lagert sich der Quarz randlich an und der Dolomit bildet den Kern. Pyritkörner fehlen beinahe gänzlich und Drucklösungsstrukturen sind nur zart entwickelt. Obendrein ist die Probe von wenigen, limonitisierten Rissen durchzogen.

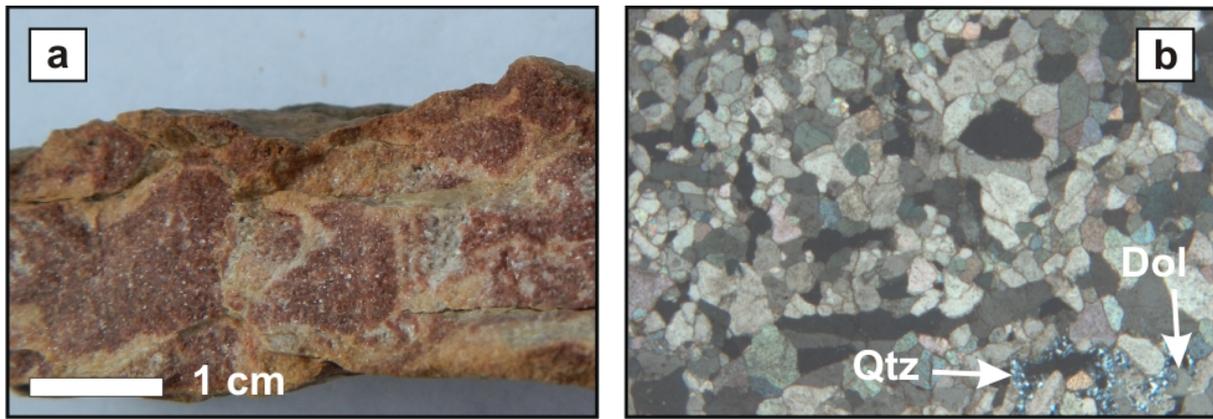


Abbildung 23: a) Mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_071 mit intensiv rot gefärbten Partien in beige-farbener Umgebung. b) Relativ klares Pflastergefüge mit sporadisch auftretenden Quarz-Dolomit-Nestern (BB: 3,54 mm; +N).

Magnesit, beige-hellrot, mk

HTDA_068

(MgO = 40,22 % CaO = 0,88 % SiO₂ = 7,35 % Fe₂O₃ = 3,09 % Al₂O₃ = 2,50 %)

Das heterogene granoblastische Gefüge des Magnesits besitzt im Dünnschliff einen rötlich-grauen Schleier mit stellenweise netzartiger Oberfläche. Die Größe der Magnesitkörner variiert von 0,20 mm bis 2,00 mm. Die Spaltflächen und Korngrenzen sind mit Limonit versehen. In den rötlicheren Abschnitten lassen sich noch Fossilreste erkennen. Das Gestein ist reichlich mit Schichtsilikatlagen durchzogen und erhält somit zusätzlich eine parallele, geflaserte Textur (Abb. 24). Lagen mit normal zur Flaserung ausgelängten Magnesitkristallen sind zum Teil von Schichtsilikatlagen begrenzt. Quarz ist, gemeinsam mit Schichtsilikaten, vermehrt in Magnesitkornzwischenräumen und als Karbonateinschluss präsent. Außerdem erscheint der Quarz mancherorts an nicht pigmentierten, undulös auslöschenden Dolomiten ringsum angereichert. Kleine, xenomorphe Dolomitfragmente sind auch innerhalb und am Kornrand von Magnesitkristallen, zum Teil abermals mit Quarz vereint, zu finden. Pyrit fehlt wieder annähernd komplett.

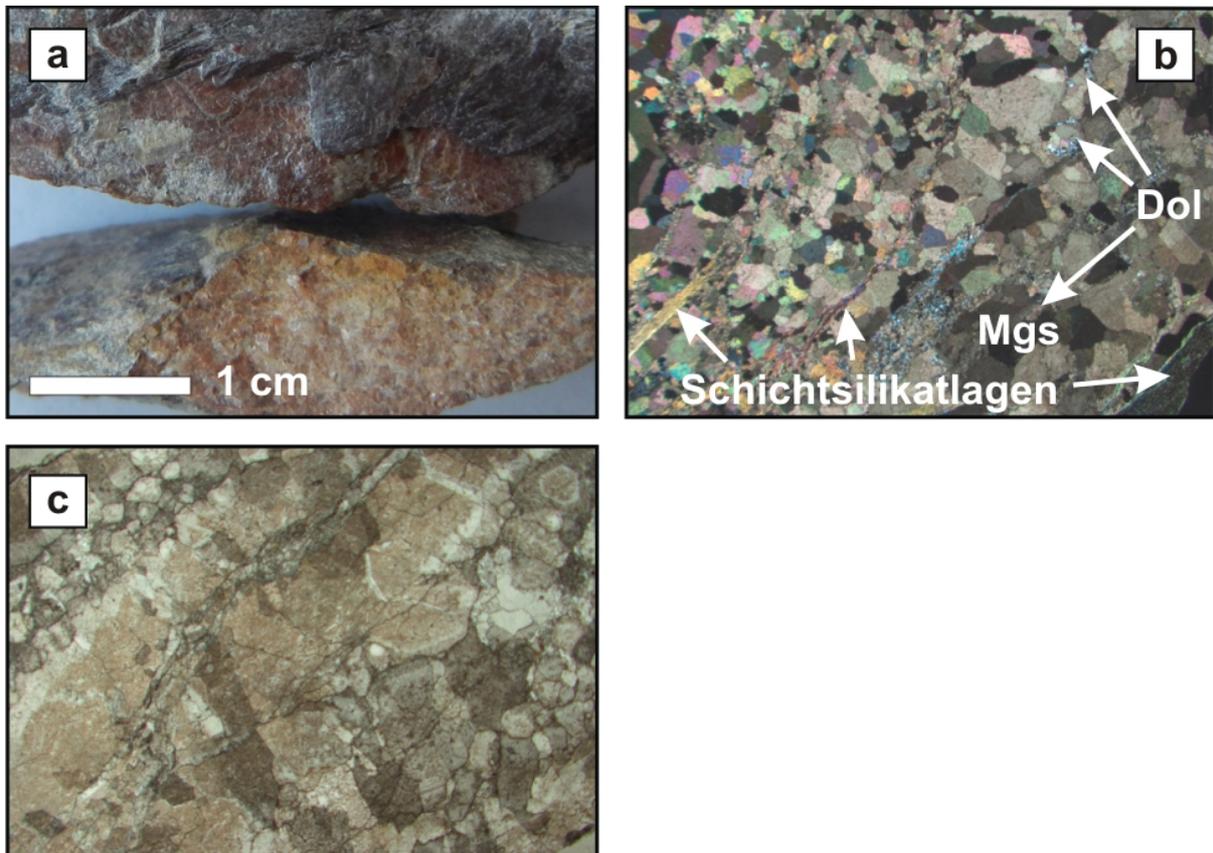


Abbildung 24: a) Dieser rote Magnesittyp besitzt eine ausgeprägte Flaserung, hervorgerufen durch einen starken Durchsatz mit Schichtsilikatlagen. b) Gefügeüberblick der Probe HTDA_068 im Durchlicht. Die Schichtsilikatlagen sind schicht- bzw. schieferungsparallel orientiert; zum Teil sind Magnesitkörner senkrecht dazu etwas ausgelängt gewachsen. Vereinzelt Dolomite sind unregelmäßig in das Gefüge eingestreut (BB: 7,08 mm; +N). c) In den rötlicheren Bereichen sind noch klar Fossilquerschnitte zu sehen (BB: 7,08 mm; || N).

Magnesit, weinrot, mk-gk

HTDA_078

(MgO = 33,96 % CaO = 0,26 % SiO₂ = 17,28 % Fe₂O₃ = 3,90 % Al₂O₃ = 4,84 %)

Diese Probe hat einen starken Durchsatz von Schichtsilikaten inne, mit nur wenigen eingestreuten, feinkörnigen Pyriten. Diese Schichtsilikate sind einerseits in ungefähr parallelen Lagen, teils absätzig und scharf vom Magnesit getrennt (Abb. 25). Dadurch bekommt der Magnesit, zusätzlich zum heterogenen Pflastergefüge, eine Lagentextur. Teils ist an diesen abgesetzten Schichtsilikatlagen sekundäres bzw. Druckschatten-Wachstum von Schichtsilikaten ersichtlich. Andererseits bilden die Schichtsilikate, hier weniger faserig ausgebildet, wiederum eine Matrix in der sie Magnesitkörner umfließen. Diese Merkmale verweisen wieder auf tektonische Überprägung bzw. Zerschierung des Gesteins. Die Magnesitkorngrößen betragen ungefähr zwischen 0,20 mm und 5,00 mm mit unscharfen Korngrenzen. Kleine, zum Teil intensiv undulös auslöschende, nesterförmige Quarzaggregate und Schichtsilikate verdrängen den Magnesit. Abermals durchziehen Lagen mit ausgelängten Magnesitkörnern, parallel zu den Schichtsilikatlagen, das Gestein. Es sind keine Fossilien zweifelsfrei erkennbar.

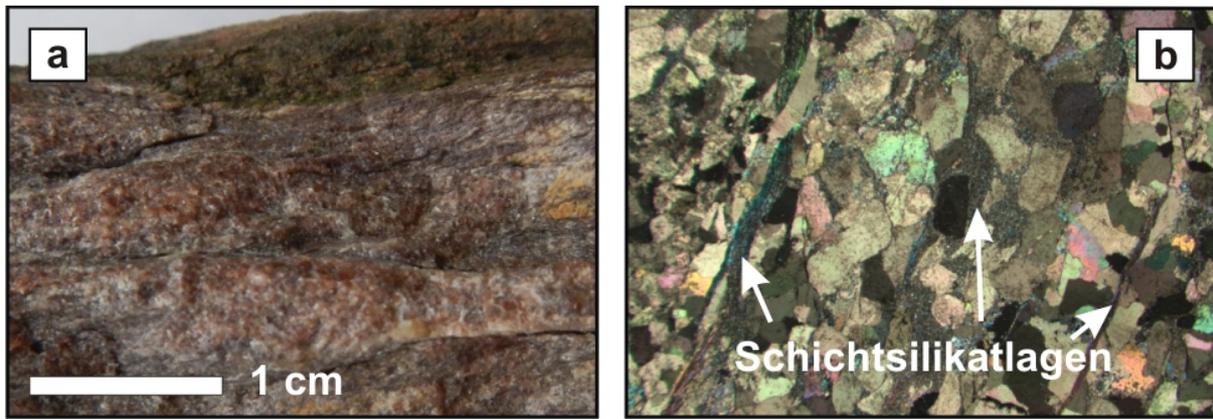


Abbildung 25: a) Weinroter, mittel- bis grobkörniger Magnesit der Probe HTDA_078 mit gut entwickelter Flaserung. b) Gefügeübersicht dieses Typs; in Bildmitte zeigt sich wieder ein Magnesitkorn, das von Schichtsilikatlagen umflossen wird (BB: 7,08 mm; +N).

4.2.1.3 Weißer Magnesit

Der weiße Magnesit tritt selten auf und ist nur im Entacherlager zu finden. Im Gelände ist dieser Typ rötlich-braun gefärbt. Die kräftige weiße Farbe offenbart sich dem Betrachter erst am frischen Bruch. Eine Unterscheidung der beiden Subtypen ist bereits im Gelände am frischen Bruch erreichbar.

Magnesit, hellgrau- weiß, fk

HTDA_30_1

(MgO = 43,11 % CaO = 0,64 % SiO₂ = 5,42 % Fe₂O₃ = 2,56 % Al₂O₃ = 0,73 %)

Dieser Typus besitzt ein gleichmäßiges, feinkörniges, granoblastisches Gefüge. Die Größe der Magnesitkörner liegt innerhalb 0,05 mm und 0,10 mm. Etwas feinkörnigerer Quarz ist bereichsweise eingestreut und formiert unscharfe parallele Lagen. Die Probe wird von einem grobkörnigen Magnesitgang mit normal auf das Gangstreichen elongierten Magnesitmineralen und mittel- bis feinkörnigen Magnesit-Quarz-Gängen durchschlagen (Abb. 26). Ferner taucht in dieser Probe ein grobkörniger Dolomit-Quarz-Gang auf. Dolomit ist überdies, mit Quarz und Magnesit, etwas ausgelängt in einem Abschnitt nahe dieses Dolomit-Quarz-Ganges, in xenomorpher Ausbildung, gehäuft und sehr vereinzelt, in die feinkörnige Magnesitgrundmasse eingestreut, zu beobachten. Pyrite treten nur vereinzelt auf. Sie tragen eine hypidiomorphe Tracht, können bis zu 0,40 mm groß werden und bergen feinkörnige Karbonateinschlüsse. Wiederum sind bis zu 0,50 mm mächtige Schichtsilikatlagen eingeschmiert.

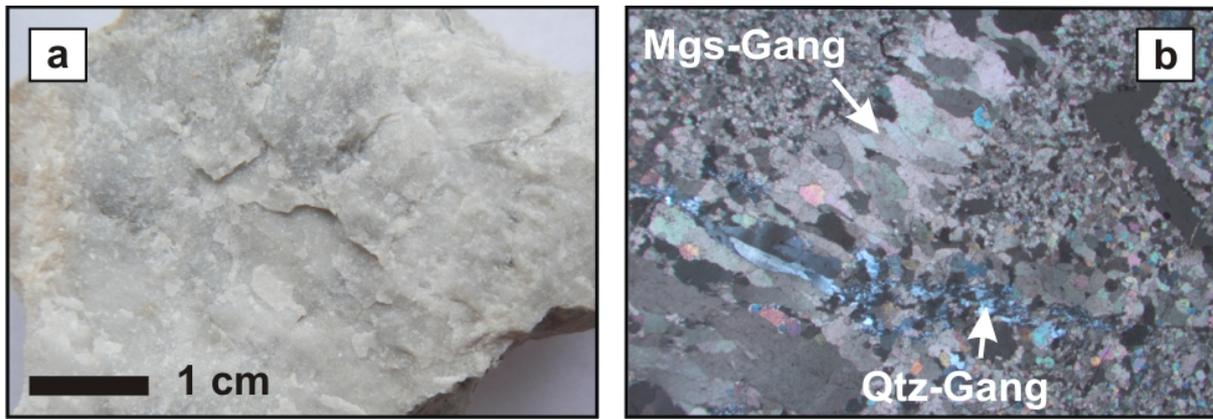


Abbildung 26: a) Hellgrau-weißer, feinkörniger Magnesit der Probe HTDA_030_1. b) Gefüge dieses Typs mit sich kreuzenden Magnesit- und Quarzgängen (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, beige-weiß, mk

HTDA_077

(MgO = 42,24 % CaO = 2,64 % SiO₂ = 3,54 % Fe₂O₃ = 2,14 % Al₂O₃ = 0,74 %)

Der Magnesit hat ein granoblastisches Gefüge, mit unregelmäßigen Korngrenzen und Korngrößen zwischen 0,50 mm und 1,00 mm. Zudem sind kleine Drusen mit hypidiomorphen Magnesitkristallen entwickelt. Drucklösungserscheinungen sind nur schwach ausgeprägt, mit wenigen Schichtsilikaten darin eingelagert. Quarz und Dolomit verdrängt den Magnesit. Der Dolomit dringt dabei an Korngrenzen bzw. -zwickel, kleinen Gängen und an Rissen ins Magnesitkorn vor (Abb. 27). Die Magnesitkörner führen teilweise karbonatische (welche, auch Magnesit ist Karbonat) Einschlüsse und löschen selten schwach undulös aus. Es finden sich keine Pyrite.

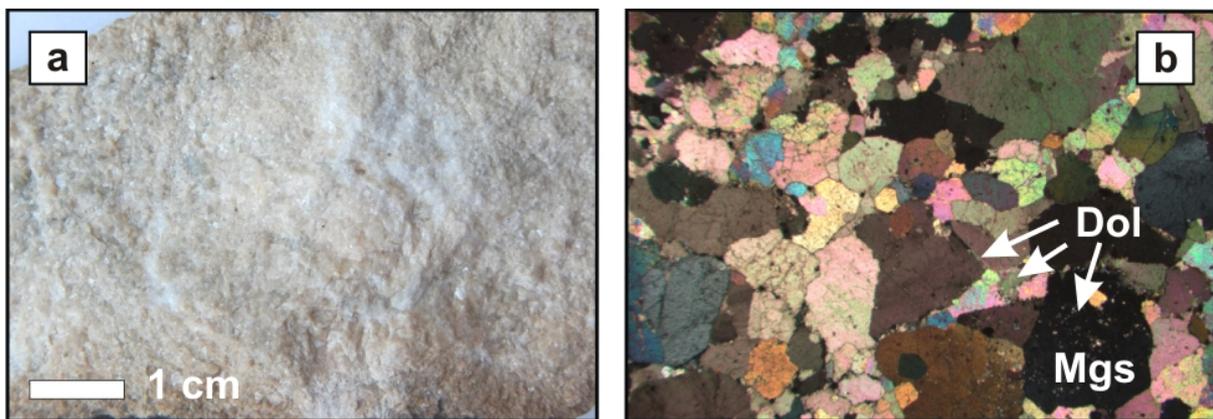


Abbildung 27: a) Mittelkörniger, beige-weißer Magnesit der Probe HTDA_077. b) Vereinzelt durchsetzen Dolomite das granoblastische Gefüge des Magnesits und die Magnesitkristalle selbst und dringen bevorzugt an Magnesitkorngrenzen vor (BB: 7,08 mm; +N).

4.2.1.4 Magnesit-Dolomit-Übergangstypen

Die Übergangs- bzw. Mischtypen der Karbonate finden geringe Verbreitung und sind nur im Entacherlager aufgeschlossen. Besonders im Schurfstollen V sind vereinzelte unregelmäßige farbliche Übergänge gut erschlossen. Im Fall von großen Kristallkorngrößenunterschieden sind solche Karbonattypen bereits im angewitterten Zustand gut erkennbar.

Magnesit, braun/grau, mk

HTDA_056_2

Das Handstück kennzeichnet das Übergreifen einer hellbraunen Front in einen grauen Bereich unter Erhaltung des Gefüges (Abb. 28). Im Durchlicht ist dies nur durch eine schwache Limonitisierung sichtbar. Des Weiteren offenbart sich ein heterogenes granoblastisches Gefüge, welches stark durchädert ist. Die Matrix besteht aus feinkörnigen, 0,05 mm bis 0,10 mm großen Magnesiten. Darin liegen Magnesitkristalle mit einer durchschnittlichen Korngröße von 0,40 mm. Das auffallendere Korngrößenspektrum wird von Magnesiten gebildet, die Durchmesser bis 7,00 mm erlangen. Die Kristallgrenzen der größeren Magnesite sind eben bis leicht verzahnt. Obendrein haben diese Minerale Karbonate und Quarz eingeschlossen und löschen schwach undulös aus. Quarz ist ansonsten noch vereinzelt in Gängen vorhanden und dringt gemeinsam mit Schichtsilikaten an Mineralgrenzen der größeren Körner vor. Sporadisch tauchen Verzwilligungen der Karbonate auf. Die Ausbildung der Karbonatgänge ist vielgestaltig. Stellenweise sehen sie syntektonisch bzw. leicht absetzig aus, teils tritt Faserwachstum auf und mehrere Ganggenerationen durchkreuzen sich. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Magnesitgänge. Dolomit kommt im Handstück deutlich sichtbar als milchig-weiße zentrale Gangfüllung vor. Ansonsten kommen Dolomitekristalle nur in kleineren Gängen, in Magnesitkornzwickel und als Ausheilung, von kleinen Spalten und Rissen im Magnesit zum Vorschein. Dabei werden diese Dolomitsäume von jüngeren Magnesitgängen durchschlagen. Opake Phasen, mitunter wahrscheinlich feinkörnige Pyrite, sind in einigen Fällen innerhalb der größeren Karbonatkristalle konzentriert. Zudem ist Pyrit wieder entlang von Drucklösungssuturen aufgefädelt.

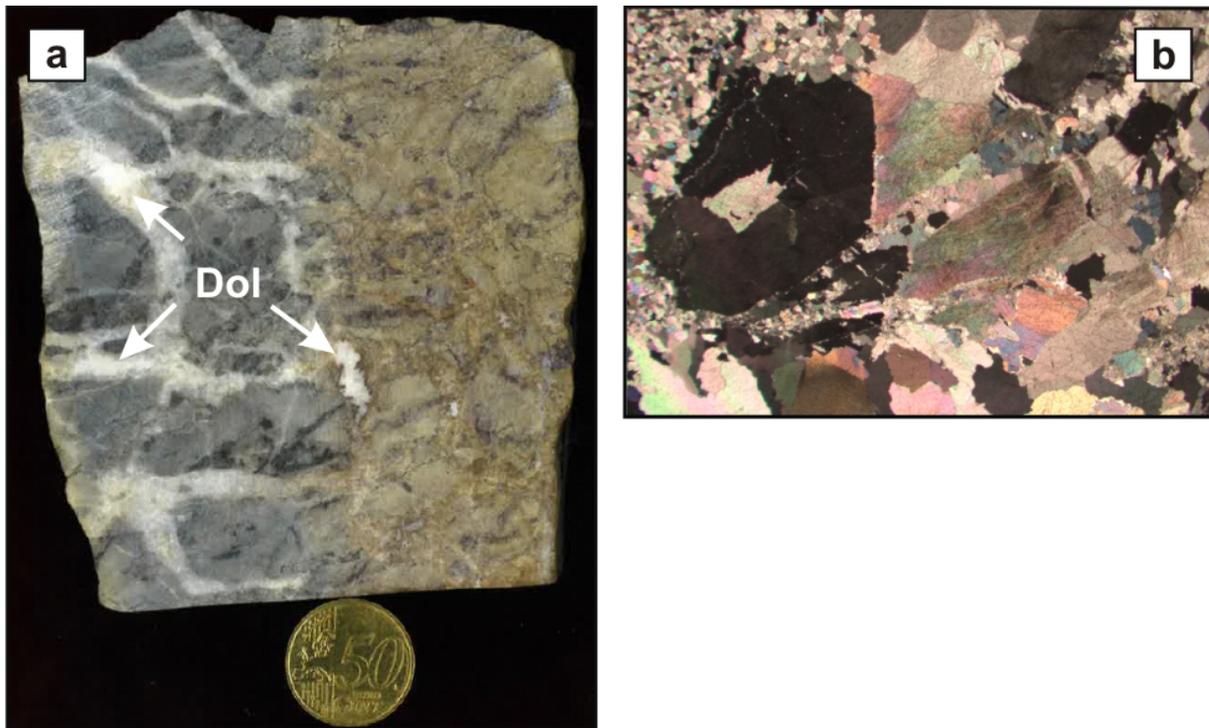


Abbildung 28: a) Übergang von grauen in braunen Dolomit, unter Erhaltung des Gefüges. Die milchig weißen Gangfüllungen bestehen aus Dolomit. Diese Probe verfügt über ein ausgeprägtes Netz- und Aderwerk an unterschiedlichen Gängen. b) Magnesit-dominierter Gefügeausschnitt der Probe HTDA_056_2 (BB: 7,08 mm; +N).

Magnesit, rot/grau, mk

HTDA_056_3

Diese Probe besitzt im Handstück einen deutlichen Übergang von rotem in grauen Magnesit (Abb. 29). Die rötlichen Areale sind im Durchlicht nur durch einen schwachen Boundstone-Abdruck wahrzunehmen. Der Magnesit verfügt über ein relativ klares Pflastergefüge mit Korngrenzen von 0,10 mm bis 2,00 mm. Der Verlauf der Magnesitkorngrenzen ist mehrheitlich eben, nur untergeordnet treten Verzahnungen auf. Ein Gefügeausschnitt existiert, der pinolithischen oder flechtzaunartigen Charakter besitzt und der augenscheinlich von einem Riss im Gestein ausgeht. Dabei treten zwei bevorzugte und sich im spitzen Winkel schneidende Wachstumsrichtungen der Magnesitkristalle auf. Die ausgelängten Magnesite liegen in einer feinen Quarz-Schichtsilikat-Matrix, spärlich überprägt von idiomorphen Pyriten, welche von Korngrenzen aus ins Karbonat vordringen. Stellenweise ist Faserwachstum zu beobachten, welches ungefähr parallel zur Orientierung der Schichtsilikatlagen verläuft. Teils verlaufen feine Dolomitadern durch Magnesitkörner und an deren Korngrenzen.

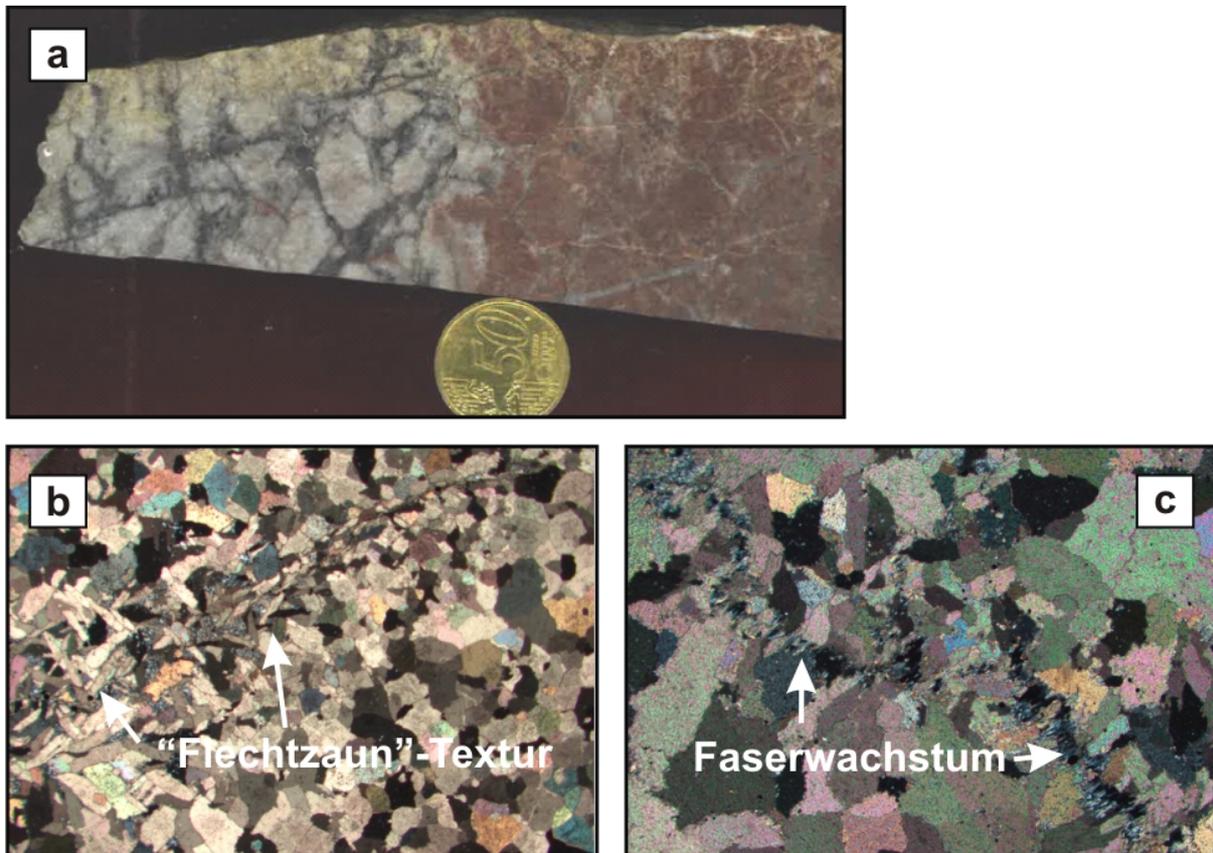


Abbildung 29: a) Übergang von rotem in grauen Magnesit. b) In diesem Abschnitt der Probe HTDA_056_3 hat sich ein flechtzaunartiges Magnesitwachstum entwickelt (BB: 7,08 mm; +N). c) Faserwachstum von Quarz und Schichtsilikaten; die Orientierung ist ca. parallel zu den Schichtsilikatlagen (BB: 1,77 mm; +N).

Dolomitischer Magnesit, rot/rot, fk-gk

HTDA_056_4

Dieses Gestein zeigt den Übergang von feinkörnigem Dolomit in grobkörnigen Magnesit (Abb. 30). Die Kristallisationsfront des grobkörnigen Magnesits breitet sich entlang von Schichtsilikatlagen und Rissen aus und rückt von dort in die feinkörnigen Dolomitabschnitte vor. Die Probe präsentiert ein äußerst heterogenes, metablastisches Gefüge mit sehr feinkörnigen, dolomitischen Bereichen unter 0,02 mm und besonders großen, teilweise undulös auslöschenden, Magnesitkristallen über 10 mm. Dolomit ist bisweilen auch an den Korngrenzen der größeren Magnesitprossen angereichert. Pyrit ist meist in idiomorpher Form an Schichtsilikatlagen und Diskontinuitäten oder Rissen anwesend und sporadisch von Karbonaten angenagt. Etwas Quarz kommt gemeinsam mit den Schichtsilikaten vor. Die Ostracodenfauna und andere Fossilien sind im feinkörnigen Dolomit noch gut zu sehen.

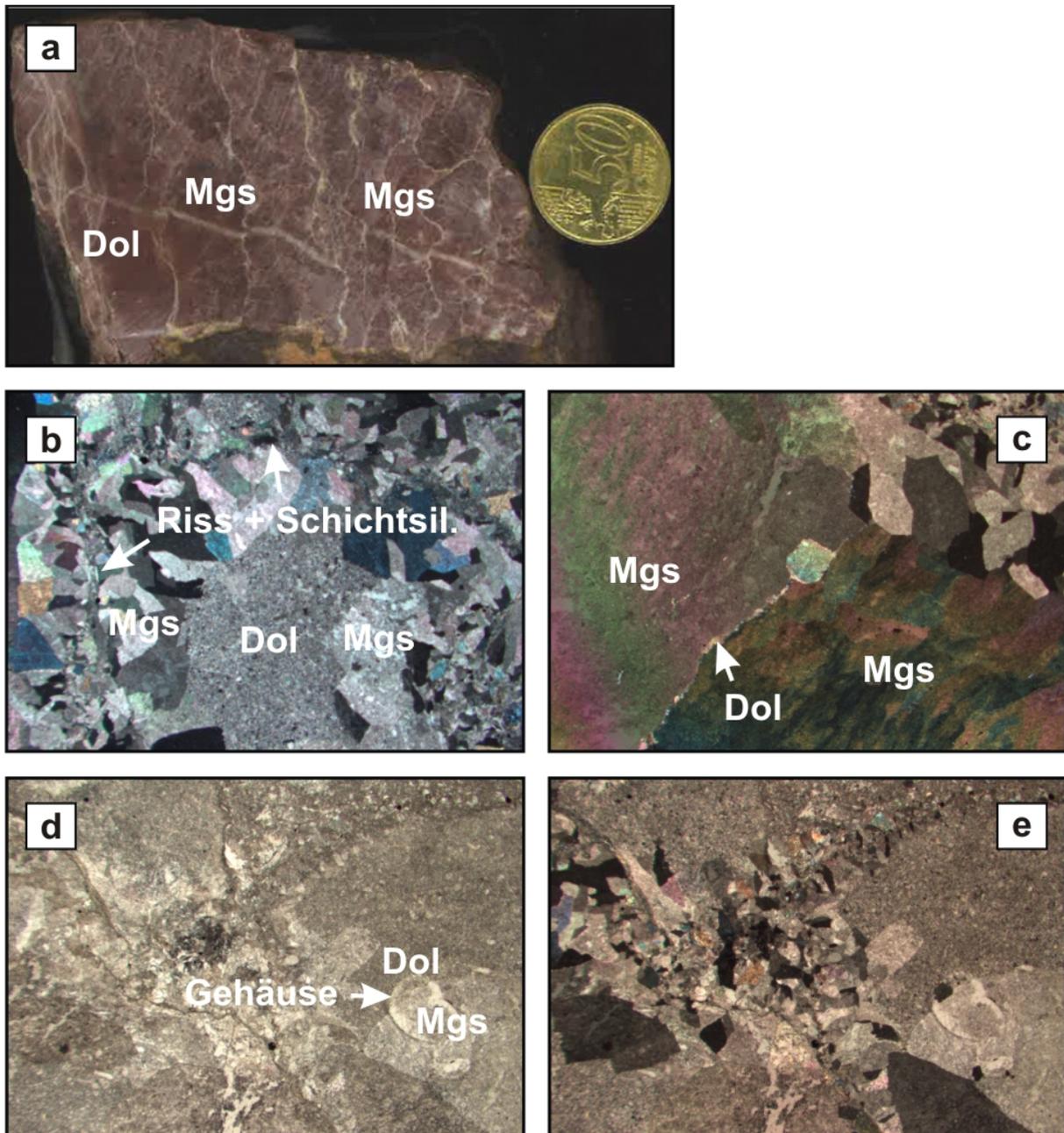


Abbildung 30: a) Die grobkörnige Magnesit-Kristallisationsfront dringt in den feinkörnigen Dolomit vor (Probe: HTDA_056_4). b) Vordringen der Magnesitkristallisation entlang von Rissen und Schichtsilikatlagen (BB: 7,08 mm; +N). c) Dolomit ist an Kristallrändern der Magnesitmegakristalle angereichert (BB: 7,08 mm; +N). d) Gefügeausschnitt mit einem größeren Fossilquerschnitt im rechten Bildteil. Die obere Hälfte des Fossils besteht noch aus Dolomit, die untere Hälfte ist bereits Teil eines Magnesitkristalls (BB: 7,08 mm; ||N). e) Derselbe Ausschnitt wie in d), nur mit gekreuzten Polarisatoren.

4.2.2 Dolomittypen

Es wurden 5 Dolomittypen, bevorzugt nach der Farbgebung ausgeschieden. Diese sind ein roter, ein hellroter, ein hellblau-grauer und ein weißer Typ. Daneben ist noch Gangdolomit als eigener Typ angeführt. Die Dolomite sind im Gegensatz zu den Magnesiten

feinkristalliner und erreichen maximal mittlere Kristallkorngrößen bis 0,40 mm. Eine Ausnahme bildet der grobspätige Gangdolomit.

Die Mineralgesellschaften umfassen neben Dolomit Quarz, Pyrit, Schichtsilikate und vereinzelt Magnesite. Im Gangdolomit sind kleine Cinnabarit- und Fahlerzaggregate zu finden. Die Gefüge sind durchwegs granoblastisch. Die roten Varietäten kennzeichnet ein fossilreicher Inhalt.

Die Dolomit(-Quarz)-Gänge sind in jedem Fall jünger als der Magnesit und gehen zahlreich von angrenzenden redolomitisierten Störungen aus.

Der weiße Dolomittyp ist die verbreitetste Varietät und liegt bankungsparallel im Magnesit des Entacherlagers. Der laterale Übergang zum Magnesit ist unregelmäßig. Im Gelände ist dieser Typ durch eine plattige Ausbildung und einer rötlich-braunen Oberflächenfarbe gekennzeichnet. Der rote Dolomit ist als wenige mächtige Einschaltung im Schurfstollen V vertreten. Der Übergang zum Magnesit ist ebenfalls unregelmäßig. Der Gangdolomit ist in nahezu allen Lokalitäten und besonders im Nahbereich zu Störungen mehr oder weniger häufig vertreten. Die übrigen Dolomittypen spielen eine untergeordnete Rolle.

Dolomit, rot, fk(-mk)

HTDA_012

(MgO = 18,74 % CaO = 26,74 % SiO₂ = 2,59 % Fe₂O₃ = 2,24 % Al₂O₃ = 1,11 %)

Bei diesem Gestein handelt es sich um einen lagigen Dolomit mit eingeschwemmten Ostracoden (Abb. 31). Der Dolomit ist ein typischer Boundstone mit Fenstergefüge und veranschaulicht eine Entstehung im Intertidal-Bereich bei hypersalinaren Bedingungen. Die intensive Rotfärbung lässt auf frühe Bodenbildung schließen oder ist eventuell Anzeiger einer alten Karstoberfläche (freundliche mündliche Mitteilung von Prof. Gawlick, Montanuniversität Leoben). Die Korngrößen gehen von ca. 0,05 mm bis über 0,20 mm. Eine Ausnahme bildet ein 5,00 mm großes Magnesitkorn. Das Gestein wird von einigen kleinen, quergreifenden Dolomitgängen durchschlagen. Quarz erscheint nur in vereinzelt Zerrklüften mit faseriger Gestalt. Dazu finden sich sehr untergeordnet eingestreute Pyrite und Limonit.

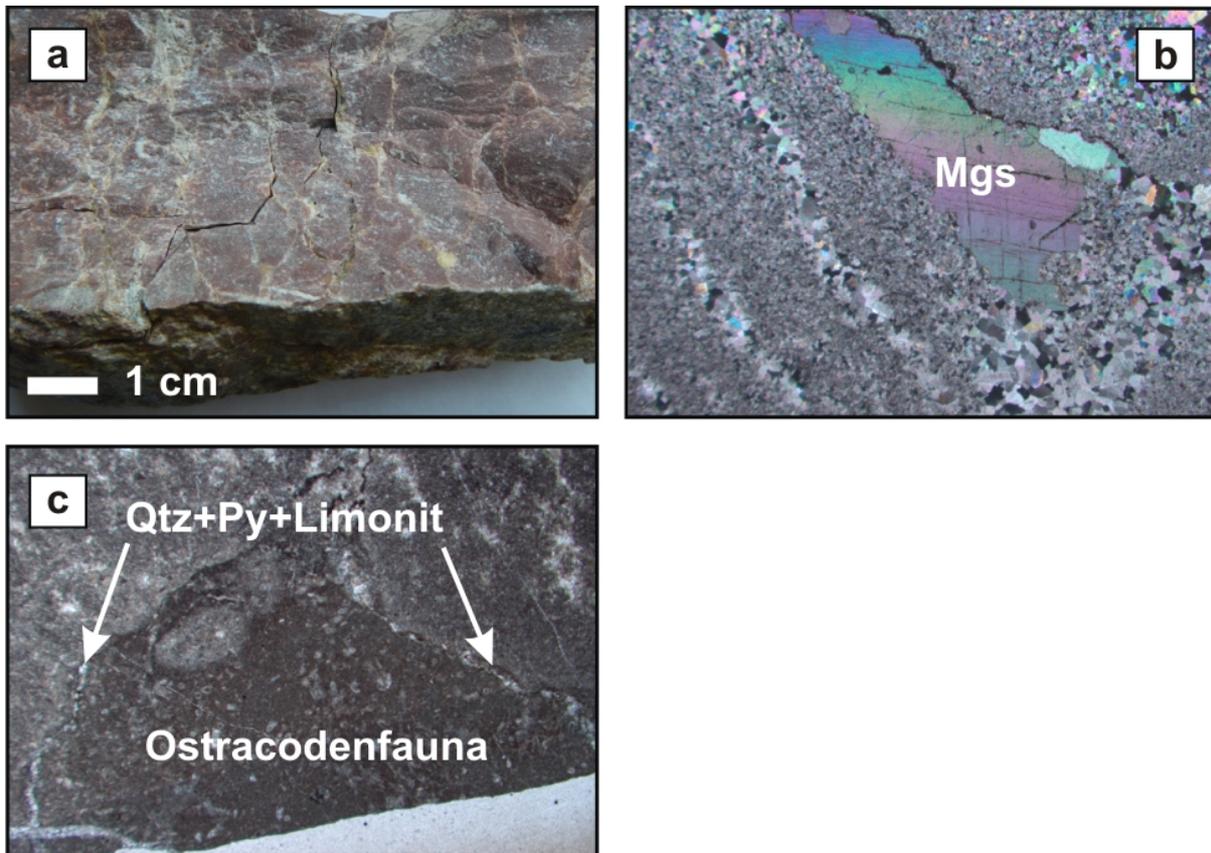


Abbildung 31: a) Ziegelroter, feinkörniger Dolomit (Probe: HTDA_012). b) Feinkörnige Dolomitmatrix mit parallelen grobkörnigeren Lagen. Des Weiteren findet sich ein Magnesitmegakorn (BB: 7,08 mm; +N). c) Der rote „Klast“ besteht aus eingeschwemmten Ostracoden und wird, teilweise dem Klastgrenzverlauf folgend, von einer limonitisierten Zerrkluft gefüllt mit Quarz und Pyrit flankiert (BB: 7,08 mm; +N).

Dolomit, hellrot, fk-mk

HTDA_072

(MgO = 19,05 % CaO = 28,45% SiO₂ = 2,58% Fe₂O₃ = 2,07% Al₂O₃ = 1,04%)

Die Probe belegt im Handstück ein heterogenes Erscheinungsbild (Abb. 32). Im Durchlicht äußert sich ein „fleckiges“ Pflastergefüge mit Korngrößen von 0,05 mm bis 0,10 mm. Die Korngrenzen sind zum einen relativ eben, können andererseits auch ineinander greifen. Helle, bis 5,00 mm mächtige, Gänge durchziehen das Gestein. Diese sind wiederum selbst von schmäleren, dunklen Gängen durchsetzt. Dabei dürfte es sich um eine ältere Magnesit-Ganggeneration oder Lage handeln, welche mit Limonit überprägt ist und von Pyritkristallen begleitet ist. Etwas größere Dolomitkörner sind klar undulös auslöschend. Stylolithen sind mit Pyriten versehen, limonitisch imprägniert und außerdem stückweise mit Schichtsilikaten assoziiert.

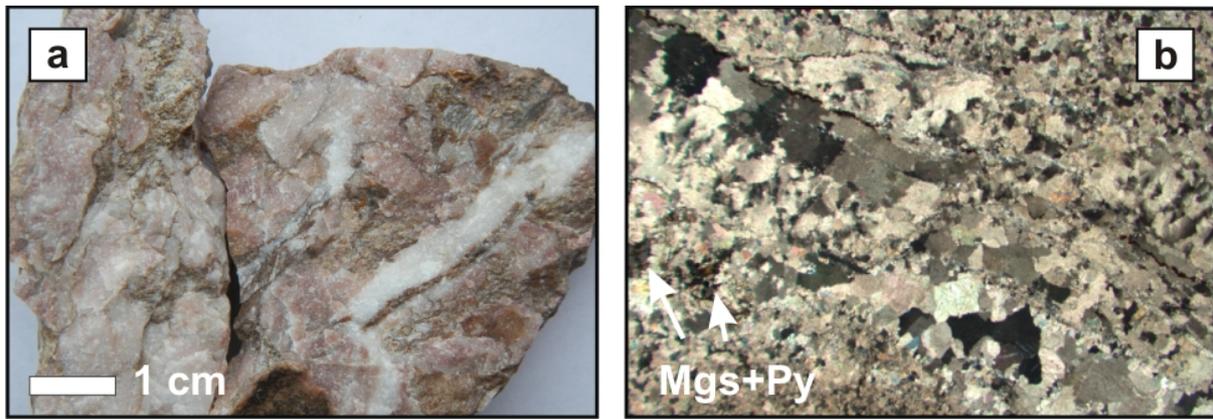


Abbildung 32: a) Der hellrote Dolomit veranschaulicht ein heterogenes Erscheinungsbild (Probe: HTDA_072). b) Mikroskopisches Gefügebild dieses Typs. Links unten ist noch der Rest eines Magnesitganges, überprägt mit idiomorphen Pyriten, zu sehen (BB: 7,08 mm; +N). In a) wird diese vermutlich durch die dunkle Lage im weißen Dolomitgang verkörpert.

Dolomit, hellblau-grau, fk

HTDA_066_2

(MgO = 18,65 % CaO = 27,84 % SiO₂ = 4,43 % Fe₂O₃ = 2,18 % Al₂O₃ = 1,38 %)

Der Dolomit hat ein gleichmäßiges Pflastergefüge mit Korngrößen zwischen 0,01 mm und 0,05 mm (Abb. 33). Darin liegen grobkörnigere, ungefähr parallele Lagen mit Korngrößen um 0,40 mm. Feine, parallele Schichtsilikatlagen, mit teilweise Übergängen in feinkörnige Quarznester durchziehen das Gestein. Hypidio- bis idiomorphe Pyrite sind stellenweise vom Dolomit verdrängt.

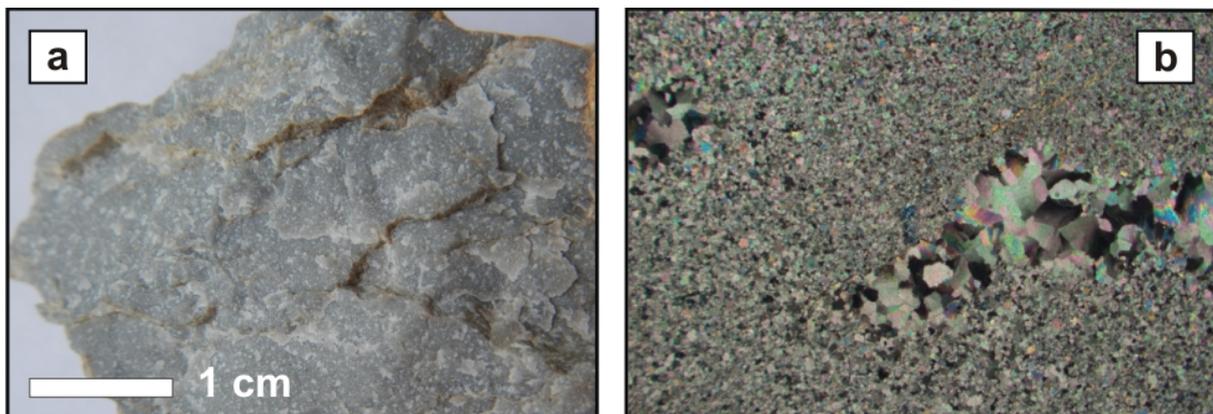


Abbildung 33: a) Blaugrauer, feinkörniger Dolomit der Probe HTDA_066_2. b) Gefügeüberblick dieses Typs. Die grobkörnigeren Lagen spiegeln möglicherweise die ehemaligen Algenlaminae wider (BB: 7,08 mm; +N).

Dolomit, weiß, fk-mk

HTDA_067_3

(MgO = 17,46 % CaO = 26,49 % SiO₂ = 5,91 % Fe₂O₃ = 2,21 % Al₂O₃ = 1,37 %)

Dieser Dolomit ist leicht geflasert und verfügt über ein granoblastisches Gefüge mit Korngrößen von 0,05 mm bis 0,20 mm (Abb. 34). Die Dolomite löschen undulös aus und haben teils unruhige Korngrenzen. Quarz tritt stellenweise feinverteilt entlang von Dolomitekristallgrenzen auf. Schmale Schichtsilikatlagen treten vereinzelt hervor. Im Dünnschliff sind beinahe keine opaken Phasen zu sehen.

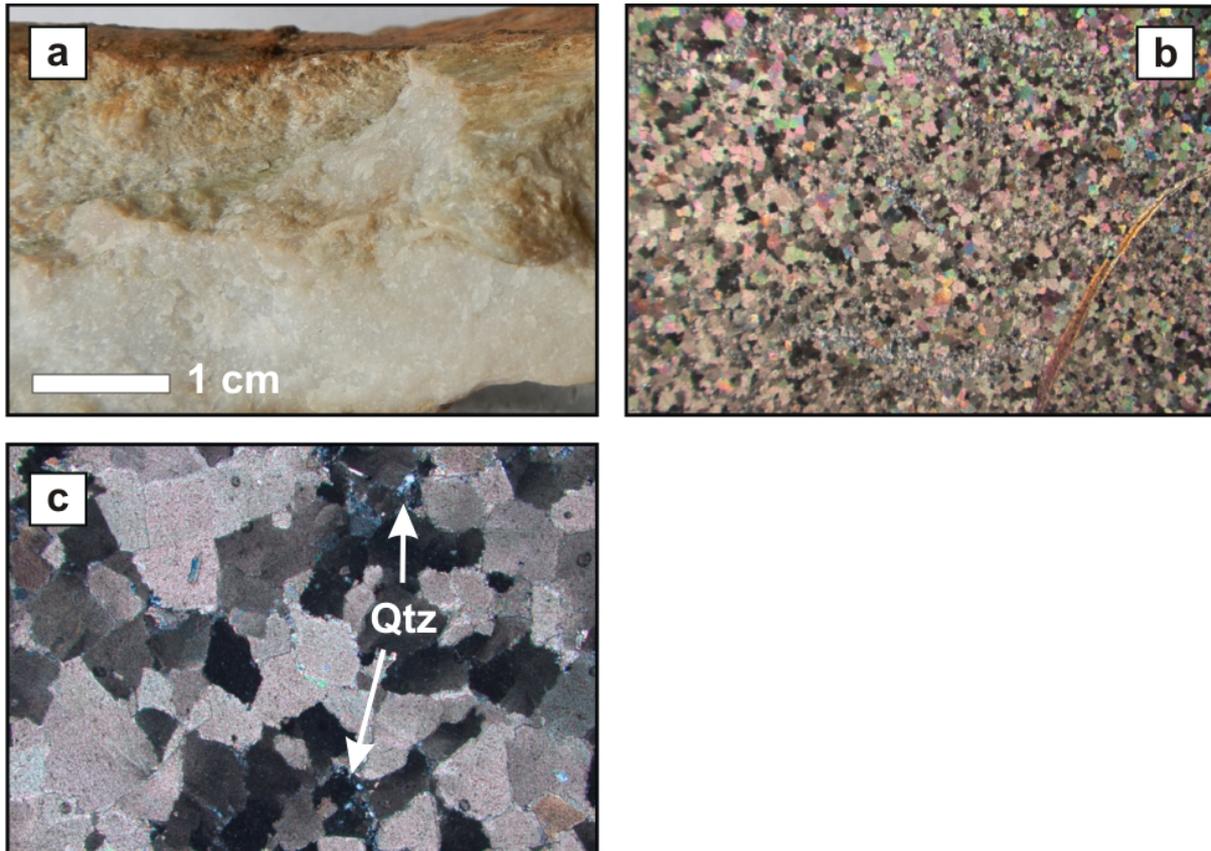


Abbildung 34: a) Nahaufnahme des fein- bis mittelkörnigen, weißen Dolomittyps (Probe: HTDA_067_3). b) Übersicht über das Gefüge dieses Typs; Rechts unten befindet sich eine vereinzelt Lage aus Schichtsilikaten (BB: 7,08 mm; +N). c) Quarz tritt bevorzugt an Dolomitekornrändern auf (BB: 1,77 mm; +N).

Gangdolomit

Der Gangdolomit ist in der Regel weiß und grobkristallin ausgebildet. Dieser Dolomit ist der vorherrschende Dolomittyp an redolomitiserten Störungen und den davon in den Magnesit reichenden Gängen. Häufig tritt der Dolomit gemeinsam mit Quarz in Dolomit-Quarz-Gängen auf. In diesen Dolomit-Quarz-Gängen konnten an einer Stelle ein etwa 1,00 mm großes Cinnabarit-Aggregat und sehr vereinzelt bis zu 1,00 mm große Fahlerzkörner beobachtet werden (Abb. 35).

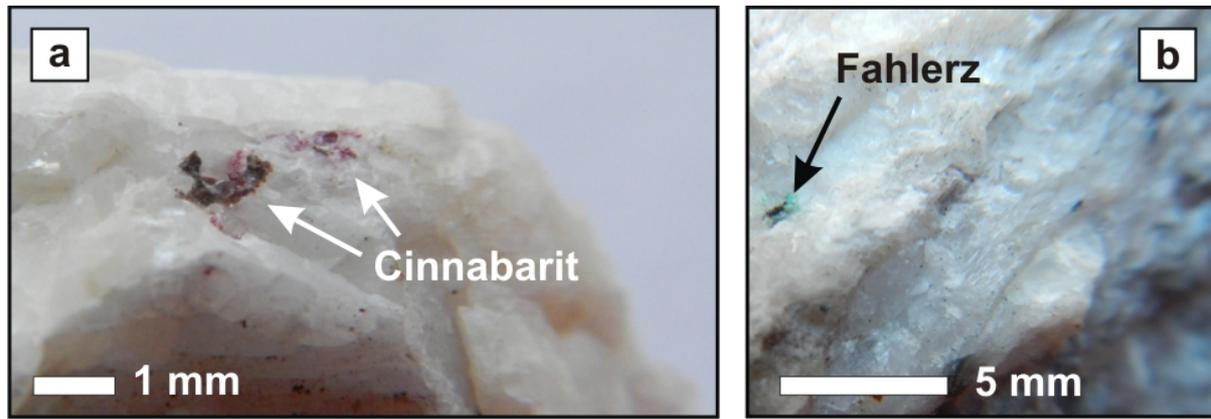


Abbildung 35: a) Cinnabaritkörner innerhalb eines Dolomit-Quarz-Ganges der Probe HTDA_010. b) Kleine, bis 1,00 mm große Fahlerzkörner innerhalb eines Dolomit-Quarz-Ganges der Probe HTDA_010.

4.2.3 Nebengesteine

Altpaläozoische Metapelite bilden die häufigsten Nebengesteine des Magnesits. Sie sind im gesamten Arbeitsgebiet vorhanden und treten im Gelände als dunkle grau-schwarze Schiefer mit z.T. ausgeprägter Schieferung in Erscheinung. Zu den Metapeliten gesellen sich teilweise Lydite, die besonders im Liegenden des Magnesits zu finden sind. Im Gelände sind diese Kieselschiefer besonders gut an ihrer schwarzen Farbe und dem Durchsatz von weißen Quarzgängen erkennbar. Metasandsteine sind geringer verbreitet als die Metapelite und kommen eher in den nördlichen bis östlichen Randbereichen des Arbeitsgebiets zu liegen. Diese sind teilweise bunt gefärbt und anhand ihrer Korngröße leicht von den Tonschiefern zu unterscheiden.

4.2.3.1 Lydit (Radiolarit)

Der Lydit, auch Kieselschiefer genannt, ist ein schwarzes, dichtes und feinkörniges Gestein mit zahlreichen weißen Quarzgängen (Abb. 36). Der Bruch im relativ undeformierten Zustand ist stückig und scharfkantig. Diese Ausbildung zeigt im Durchlicht ein Netz- und Aderwerk an hellen Quarzgängen, welches das ansonsten schwarzpigmentierte Gestein durchtränkt. Zudem sind im Dünnschliff die Radiolarien noch deutlich erkennbar. Neben dieser eher massigen Erscheinung, treten auch geschieferte Varietäten auf. Diese Textur wird durch parallele Schichtsilikatlagen, wahrscheinlich Serizit, unterstrichen. Ein exotischerer Lydit kann im Liegenden des Entacher-Lagers, im Bereich der Ortsbrust von Schurfstrecke V, aufgefunden werden. Dieser Kieselschiefer ist mit Magnesit- und Dolomitgängen durchsetzt. Die chemische Analyse von Probe HTDA_004 erbrachte folgendes: MgO = 31,36 %, CaO = 1,85 %, SiO₂ = 19,51 %, Fe₂O₃ = 3,92 % und Al₂O₃ = 2,45 %. In älteren Aufzeichnungen wird dieses Gestein im Liegenden des Hauptlagers, am Übergang zum Magnesit als schwarzer Magnesit angesprochen.

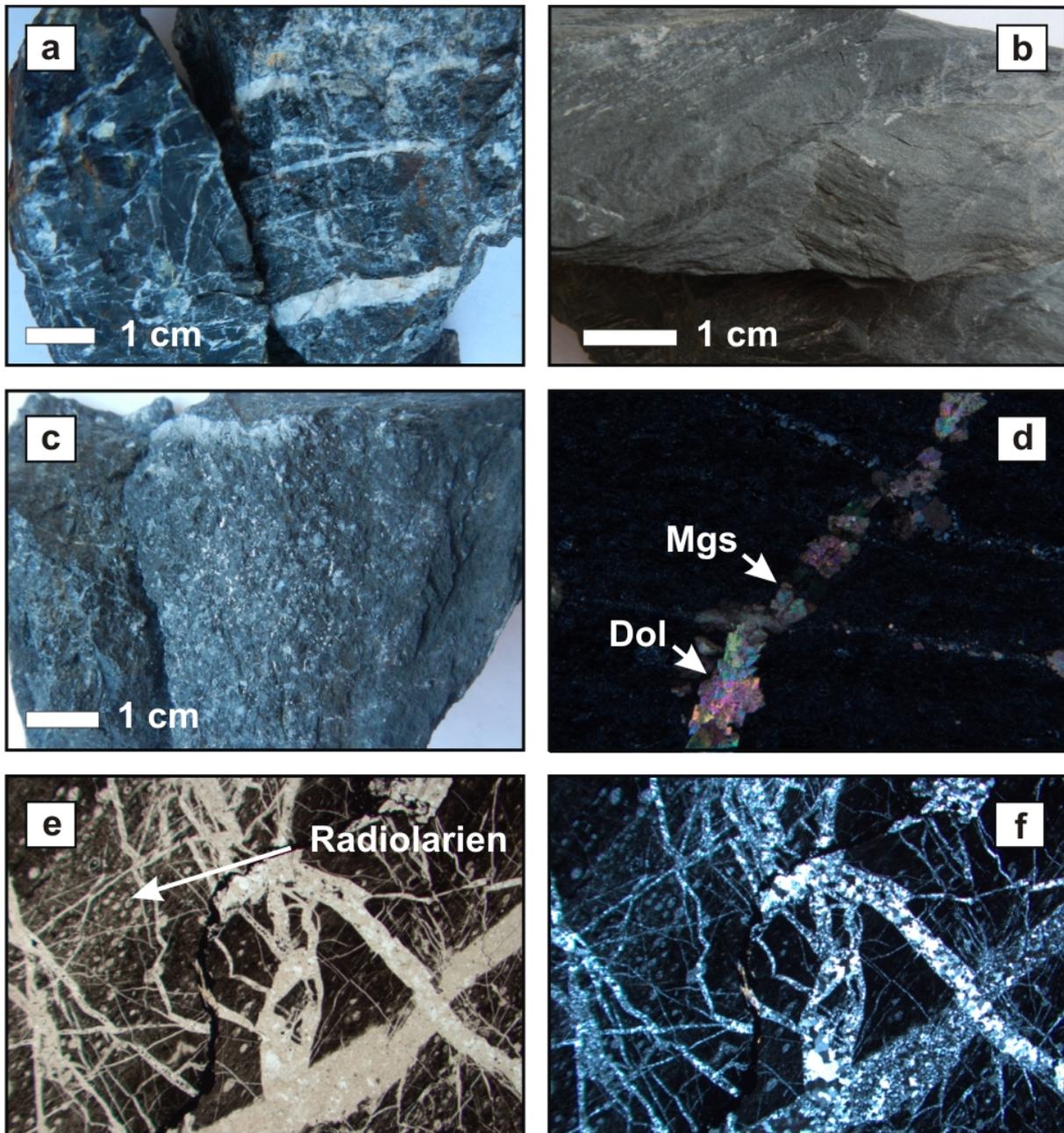


Abbildung 36: a) Massiger Lydit mit zahlreichen Quarzgängen (Probe: HTDA_081_4). b) Geschieferter Lydit (Probe: HTDA_032). c) Karbonatischer Lydit mit deutlich erkennbaren Karbonatkristallflächen (Probe: HTDA_004). d) Durchlichtaufnahme von Handstück HTDA_004; in den Karbonatgängen bildet Dolomit hypidiomorphe Mineralkörner (BB: 3,54; +N). e) Unter dem Mikroskop offenbart sich im ungeschieferten Lydit ein wirres Netz- und Aderwerk an Quarzgängen. Die Radiolarien sind noch gut erkennbar (Probe: HTDA_081_4; BB: 7,08 mm; ||N). f) Selbes Bild wie in e), nur mit gekreuzten Polarisatoren.

4.2.3.2 Metasandstein

Die Metasandsteine bestehen mineralogisch im Wesentlichen aus Quarz, Karbonat und Schichtsilikaten (Pyrophyllit, Chlorit, Muskovit und Serizit). Die Quarzkörner sind häufig zerbrochen und in eine Matrix aus feinerem Quarz und Phyllosilikaten eingestreut (Abb. 37). Untergeordnet sind Pyrit und andere opake Phasen, Limonit Glaukonit und Zirkon zu finden.

Die Gesteine sind zusätzlich mit Hämatit pigmentiert. Die karbonatischen Anteile variieren, Quarz und Hellglimmer sind jedoch beinahe immer dominant vertreten. Des Weiteren werden die Sandsteine in unterschiedlichem Ausmaß von Karbonat-Quarz- bzw. Karbonat-Gängen durchtrennt. Beim Karbonat handelt es sich um Magnesit und Dolomit. Die Tektonisierung reicht von relativ unbeanspruchst bis deutlich geschiefert. Ausdruck findet die Schieferung durch Mineraleinregelung, besonders der Hellglimmer, Kornfragmentierung und Druckschattenwachstum von Quarz und Hellglimmer.

Die Sandsteine sind als Meta-Lith- bis Meta-Sublitharenite anzusprechen. Schramm (1974) bezeichnet das Äquivalent zu Probe_HTDA_080 als blassviolettes, polymiktes Feinkonglomerat mit sandigen Lagen.

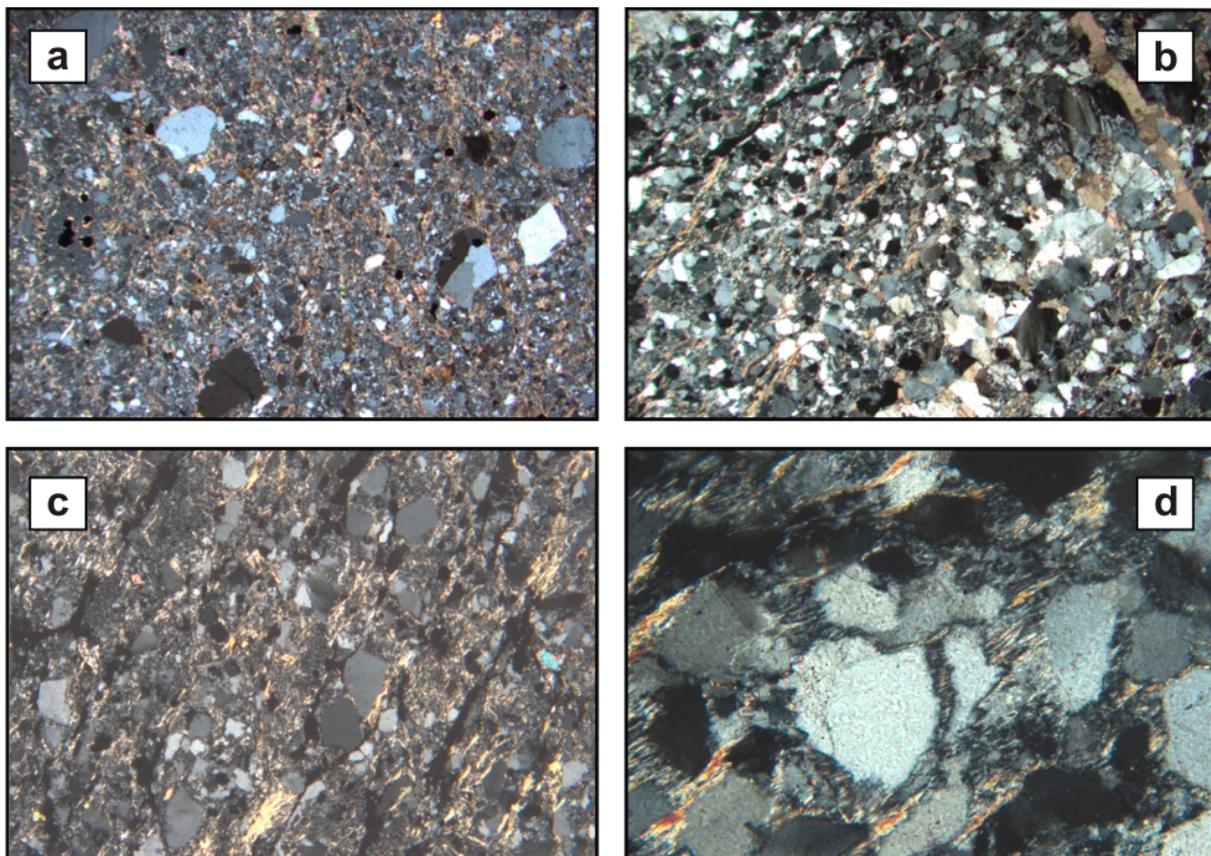


Abbildung 37: a) Probe HTDA_082 zeigt eine schwache Einregelung der Komponenten (BB: 7,08 mm; +N). b) Probe HTDA_073 ist etwas besser sortiert als die vorhergehende; Rechts oben im Bild lässt sich ein quergreifender Karbonatgang erkennen (BB=, +N). c) Klare Einregelung der Metasedimentkomponenten (Probe: HTDA_034; BB: 3,54 mm; +N). d) In Bildmitte ist das Quarzkorn zerlegt und mit Quarz- und Schichtsilikatfasern, als Druckschattenwachstum, ausgeheilt (Probe: HTDA_073; BB: 0,885 mm; +N).

4.2.3.3 Metapelite

Bei diesen Gesteinen handelt es sich um phyllosilikatreiche, sandige Metasiltsteine und -tonsteine. Neben Quarz und Schichtsilikaten treten idiomorphe, äußerlich angewitterte und mit einer Limonithülle versehene, Pyrite und andere opake Mineralphasen hinzu. Das Gros

der Schichtsilikate wird von Illit, Muskovit und Serizit gebildet (Abb. 38). Muskovit, Serizit und Karbonate treten zudem untergeordnet in Zerrklüften auf. Häufig sind die Karbonate zerbrochen und schieferungsparallel als gröbere Komponenten in die feinkörnige Matrix eingestreut. Das dichte Haufwerk der Schichtsilikate bildet eine enge mechanische Mischung. In den hellen feinkörnigen Metapeliten sind deutliche sc-Gefüge erkennbar. Die Farbgebung variiert von dunkelgrau-schwarz bis beige und bläulich-hellgrau. Die Schwarzfärbung der Metapelite lässt sich auf Graphitpigmentierung zurückführen.

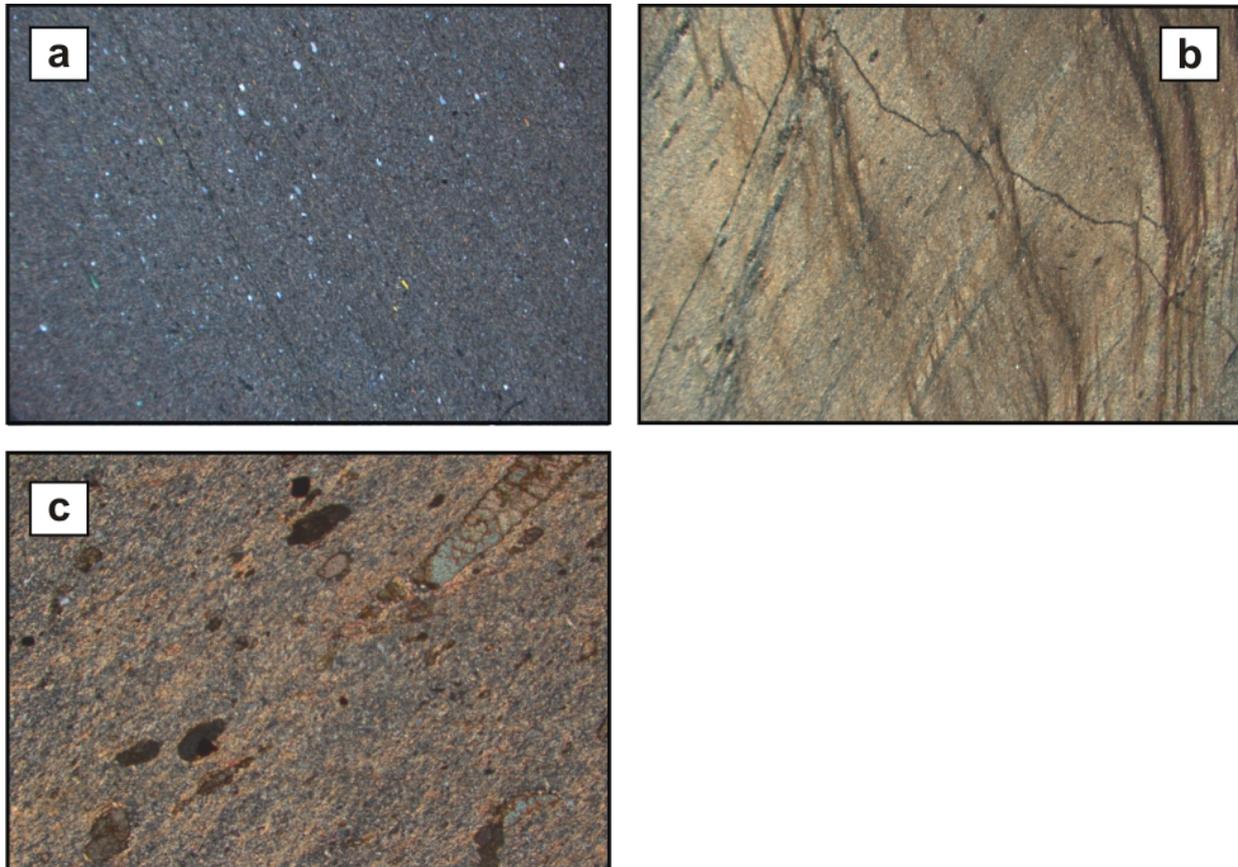


Abbildung 38: a) Beinahe schwarzer Metasiltstein mit schieferungsparallelen, grundeten Quarzkörnern im Feinsandbereich (Probe: HTDA_003; BB: 7,08 mm; +N). b) Deutliches sc-Gefüge im hellen feinkörnigen Metapelit (Probe: HTDA_044; BB: 7,08 mm; +N). c) Ähnliches Gestein wie in b), nur in anderer Schnittlage, mit einem zerbrochenen Karbonatkorn in der rechten oberen Bildhälfte (Probe: HTDA_062_1; BB: 1,77 mm; +N).

4.3 Strukturgeologie

Einen Eindruck über die struktureologischen Verhältnisse im Magnesit vermittelt die struktureologische Karte des Schurfstollens V (Beilage C). Dabei wurde versucht die wichtigsten Kluff- und Störungsflächen in der Schurfstrecke zur Gänze darzustellen. Die Prominenz der Störungen ist mit unterschiedlicher Strichdicke hervorgehoben. Die kräftigeren roten Signaturen zeigen entweder Störungssysteme mit mehreren parallel orientierten und in enger Nachbarschaft befindlichen Störungen an oder sie weisen auf dominantere Störungen mit einer Mächtigkeit der Störungsletten bis 20 cm. Die Wiedergabe der Bankung des Magnesits in der Karte ist nur ein kleiner Auszug der tatsächlichen Häufigkeit und Mächtigkeit der Bank und soll den Verlauf der Orientierung der Schichtflächen entlang der Schurfstrecke aufzeigen.

4.3.1 Magnesit

4.3.1.1 Bankung

Die Einfallsrichtung der Schichtflächen bzw. der Bankung des Magnesits im gesamten Arbeitsgebiet unterliegt einem generellen Nordtrend, mit einer Schwankung zwischen NW und SE (Abb. 39). In wenigen Fällen ist die Bankung nach Süden geneigt. Ein Wechsel der Einfallsrichtung nach Süden erfolgt im Bereich des Mundlochs von Schurfstollen V im Entacherlager und vereinzelt im Pirnbachlager. Das Pirnbachlager erweckt im Gelände allgemein einen inhomogeneren Gesteinsverband. Zeugen davon sind eine Bergzerreissung bzw. ein Talzuschub im Mittelabschnitt der Osthälfte des Pirnbachlagers, sowie die Abwesenheit von Ausbissen größerer zusammenhängender Gesteinspakete, wie dies im darüber liegenden Entacherlager durchaus der Fall ist. Des Weiteren gibt es eine Abweichung vom Nordfallen der Schichten im NW-Teil des Entacherlagers vom W- zum E-Ende. Hier dreht die Einfallsrichtung des Magnesits von N nach E bzw. SE.

Das Einfallen der Magnesitbänke ist im Grunde recht flach gestaltet. Mittelsteile Lagerungen sind weniger häufig und die Ausnahme sind steil gelagerte Bänke im Pirnbach- und Entacherlager.

Das Baleitenlager folgt in der Hauptsache dem generellen Trend von Einfallsrichtung und -winkel der Magnesitbänke im übrigen Kartiergebiet.

Die Mächtigkeit der Bankungen des Magnesits im kartierten Gebiet bewegt sich im einstelligen cm-Bereich bis zu wenigen Dezimetern.

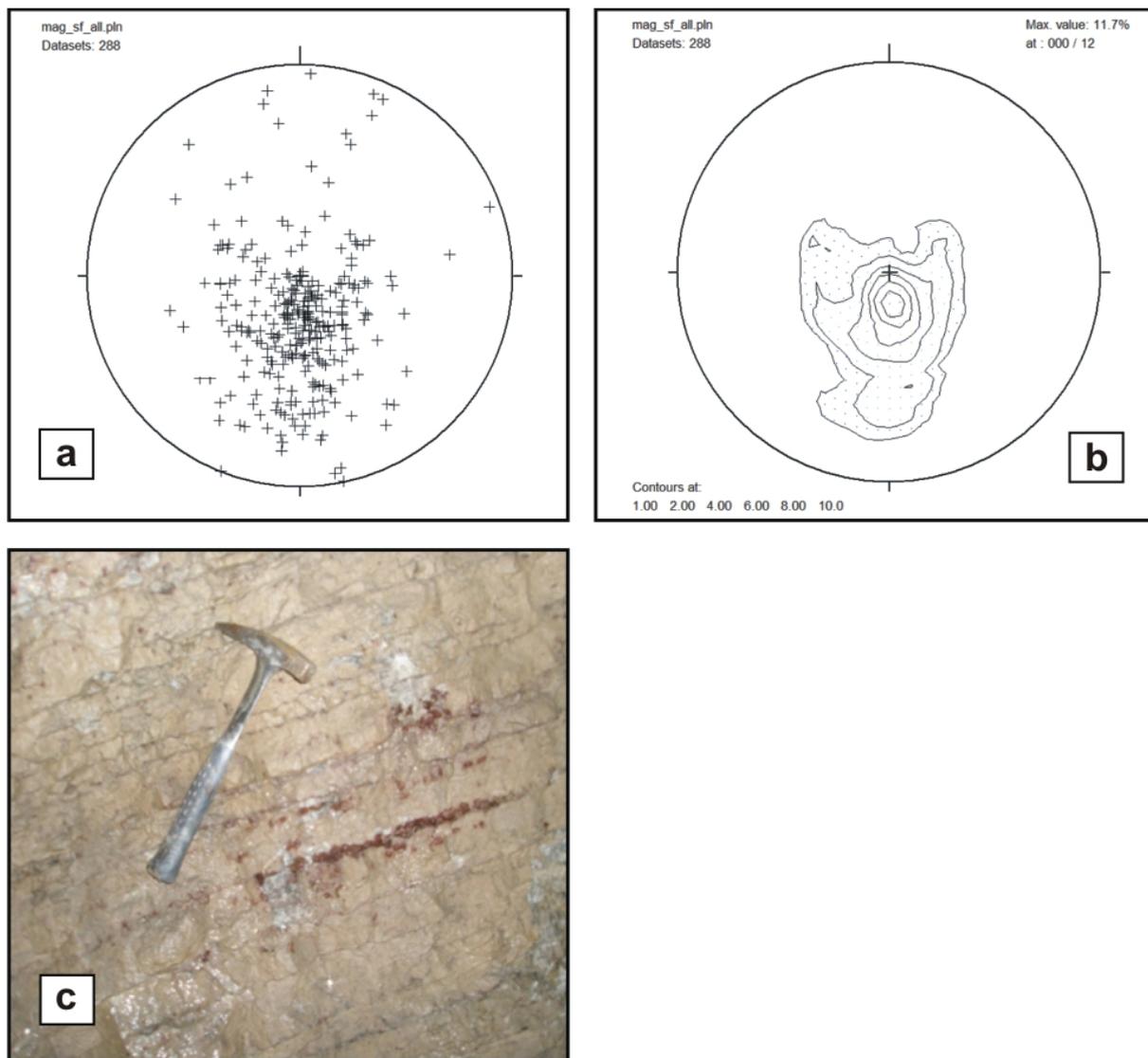


Abbildung 39: Schichtung des Magnesits im gesamten Arbeitsgebiet als a) Polpunkt- und b) Contourplot. Die Auswertung ergibt ein durchschnittliches Einfallen nach Norden mit flacher bis mittelsteiler Lagerung. c) Bankung des Magnesits im Schurfstollen V im Liegenden des Entacherlagers. Die roströten Verwitterungsprodukte der Pyrite treten entlang der Schichtflächen besonders anschaulich hervor.

4.3.1.2 Klüfte

Den Polpunkt- und Contourplots in Abb. 40, mit Übereinstimmung der im Gelände gewonnenen Eindrücke, zufolge sind mindestens zwei steil stehende Klufscharen auszumachen.

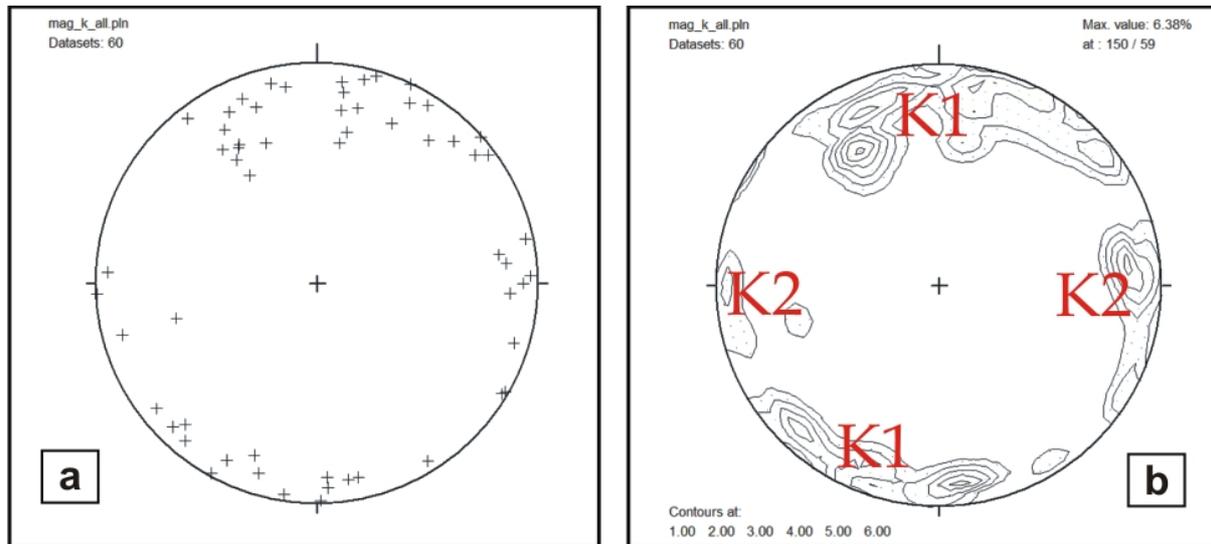


Abbildung 40: a) Polpunktplot aller Klufflächen im Magnesit. b) Der Contourplot der Klufflächen lässt mindestens 2 Kluffscharen erkennen.

4.3.1.3 Störungen

Die Strukturgeologische Karte des Schurfstollens V (Beilage C) gibt eine gute Übersicht der Orientierung der Störungsflächen im Magnesit, besonders im Entacherlager. Im Vergleich mit dem Polpunkt- und Contourplot aus Abb. 41 lassen sich zum einen relativ flach liegende, nach N einfallende Störungsflächen ausmachen, welche im Gelände dominant auftreten und ockerfarbenen, cm-dicke Letten tragen. Diese Störungen liegen ungefähr bankungsparallel im Magnesit und werden des Öfteren von steilstehenden, weniger mächtigen Störungen abgeschnitten und einige Zentimeter versetzt. Häufig sind die steilstehenden Störungen grobspätig redolomitisiert (Abb. 42). Diese steilgestellten Störungen fallen in der Mehrzahl ca. nach Süden ein. Eine weitere Gruppe von Störungen streicht NNW-SSE und verläuft somit annähernd parallel zum Verlauf von Stollen V.

In der Schurfstrecke V bei Stollenmeter 130 bis 135 ist ein Horst aus rotem Magnesit ausgebildet. Der Versatz im Süden beträgt ca. einen Meter und ist redolomitisiert.

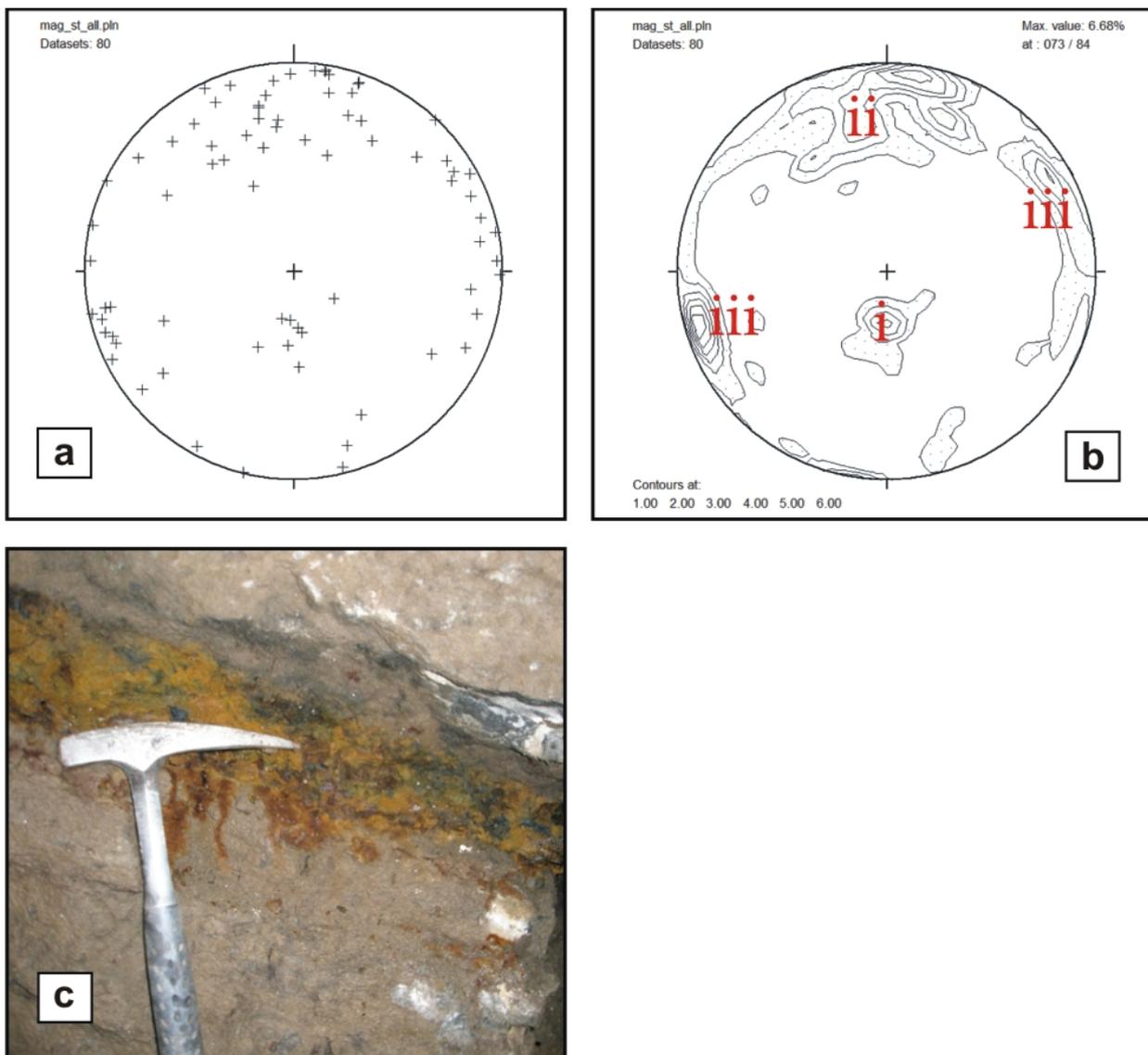


Abbildung 41: In a) und b) sind deutlich 3 Hauptstörungsrichtungen im Magnesit zu erkennen; flache, N-fallende Störungen (i), die Schichtungs- bzw. Bankungsparell auftreten und steile nach S (ii) und E bzw. W (iii) orientierte Störungsflächen. Die Hauptstörungsrichtungen (ii) und (iii) sind ähnlich orientiert wie K1 und K2 im Magnesit. c) Bis über zehn Zentimeter mächtige Störungsletten begleiten die dominanten nach N einfallenden Störungsflächen.

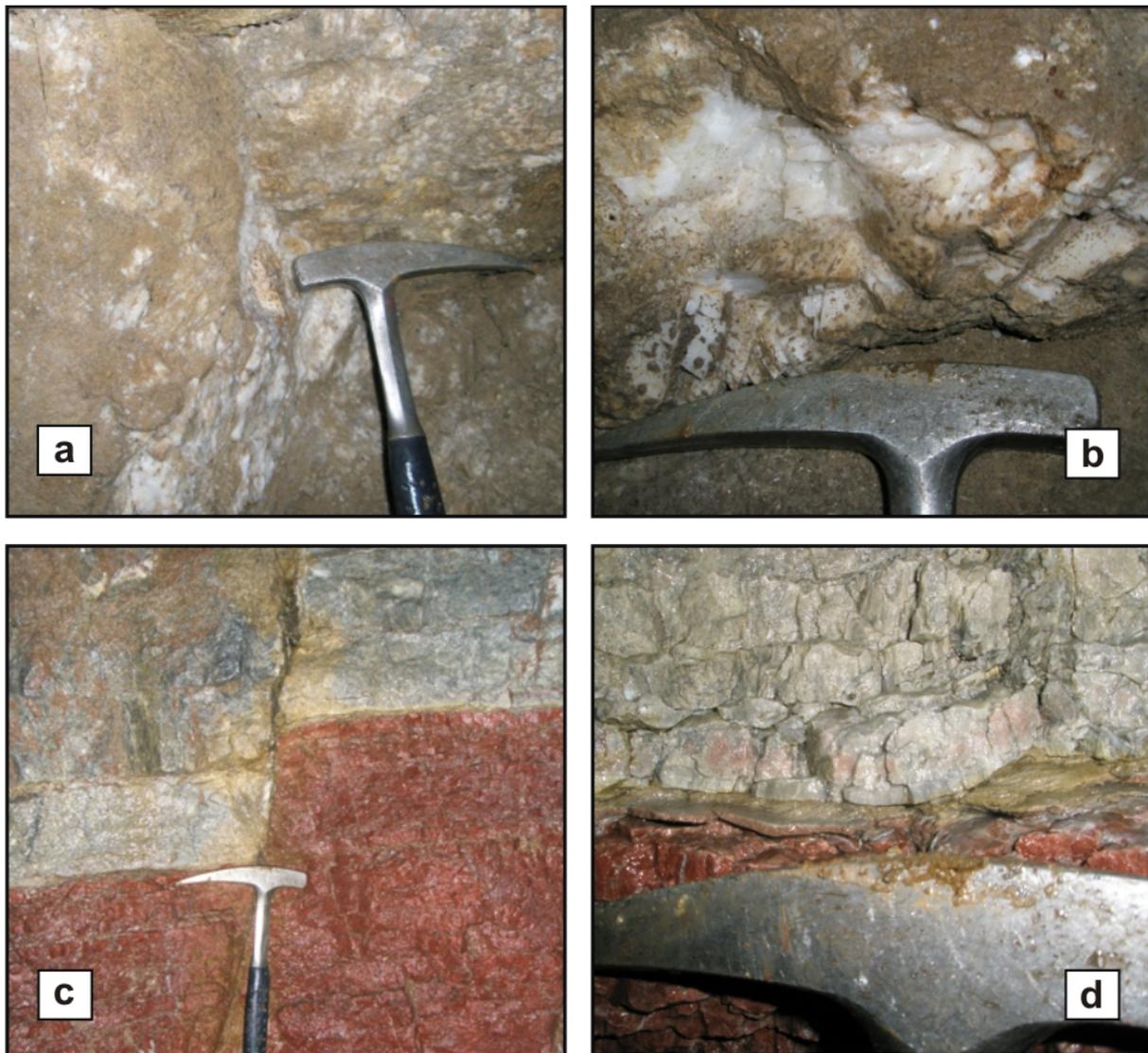


Abbildung 42: a) und b) zeigen grobporigen weißen Dolomit an redolomitierten Störungen im Magnesit (Schurfstrecke V). c) Horst am N-Ulm im Schurfstollen V. d) Den grauen und roten Dolomit trennt eine cm-dicke olivfarbene Schichtsilikatlage (Schurfstollen V, Horst am N-Ulm).

Der Übergang zum Nebengestein ist häufig durch tonig-letziges Material charakterisiert (Abb. 43), zum Teil sind Harnische aufgeschlossen und der Magnesit ist leicht tektonisiert. Eine größere Störung, welche den Magnesit vom Nebengestein trennt, ist im SW des Entacherlagers am Ort des alten Schurfes I zu beobachten. Hier sind der Magnesit als auch der Lydit stark zerlegt.

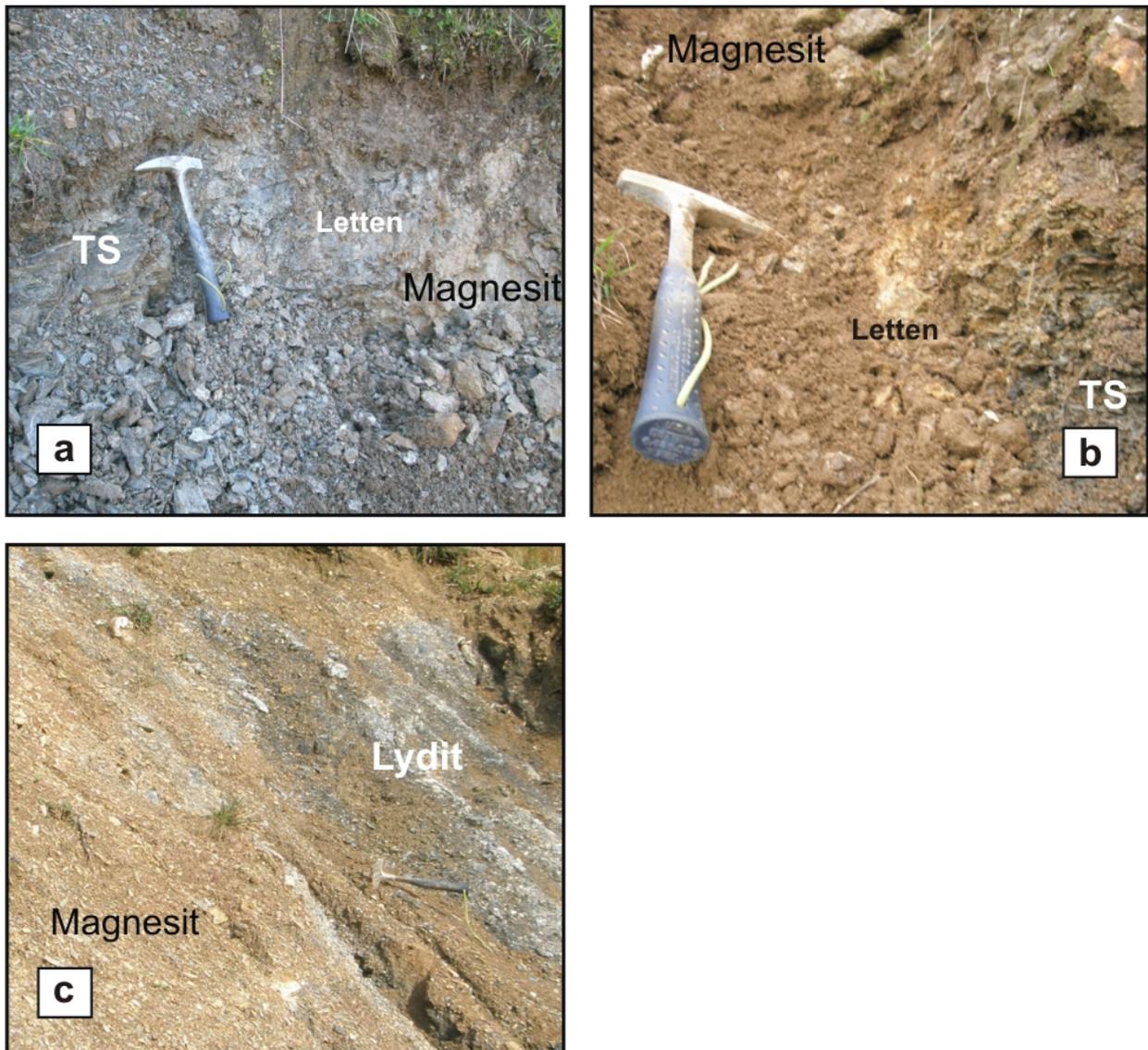


Abbildung 43: a) & b) Grenze Magnesit-Tonschiefer (TS) mit tonig-lettigem Material (NE-Grenze bzw. SW-Grenze des Entacherlagers). c) Eine Störung beim alten Schurfstollen I im SW-Bereich des Entacherlagers trennt den Magnesit vom Lydit.

4.3.2 Nebengestein

Die strukturgeologische Auswertung der Nebengesteine erfolgt gesammelt.

4.3.2.1 Schichtung und Schieferung

Generell haben alle Gesteine im Arbeitsgebiet zumindest eine leichte Schieferung erfahren. Primäre sedimentäre Gefügemerkmale sind jedoch durchwegs noch erhalten. Zum Teil sind dem Gestein 2 Schieferungen aufgeprägt bzw. ist das Gestein im spitzen Winkel zur Schichtung/Schieferung geschert und besitzt ein sc-Gefüge (Abb. 47). Dies zeigt sich im Handstück durch keilförmigen Bruch des Gesteins.

Im Großen und Ganzen ist ein ähnlicher Nordtrend der Einfallrichtungen der Trennflächen, mit flacher bis mittelsteiler Neigung und wenigen Ausreißern, wie im Magnesit vorhanden (Abb. 44).

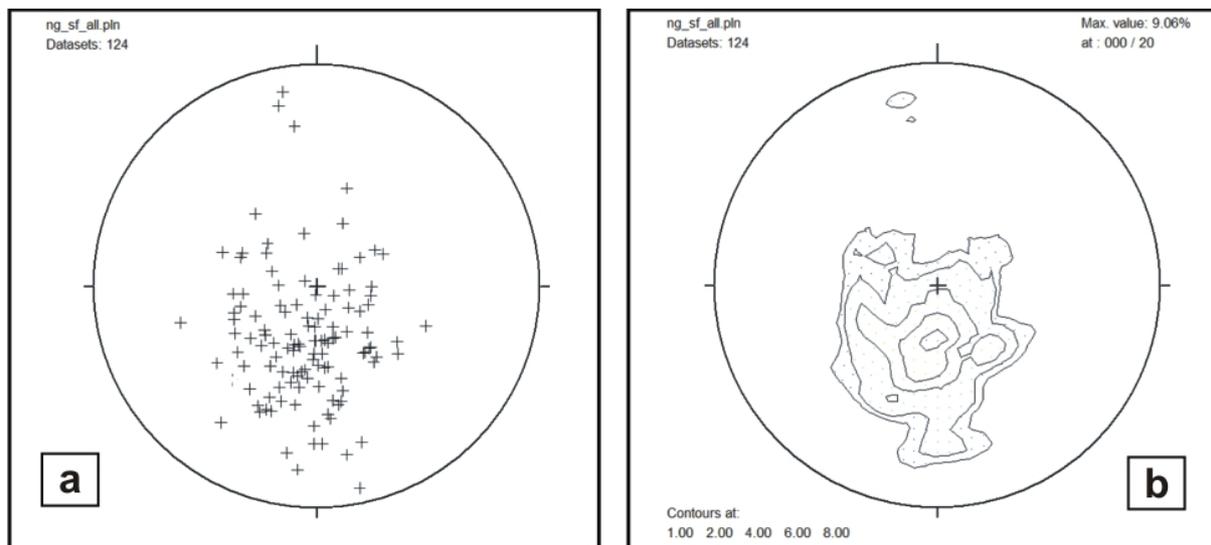


Abbildung 44: Die Schieferung bzw. Schichtung der Nebengesteine als a) Polpunkt- und b) Contourplot. Ähnlich dem Magnesit sind die Nebengesteine flach bis mittelsteil nach N einfallend.

Die aufgenommenen Faltenachsen im Nebengestein verlaufen E-W bzw. NW-SE (Abb. 45). Der vom Magnesit im Gelände gewonnene Eindruck über dessen Faltung gibt ungefähr das gleiche Bild wieder.

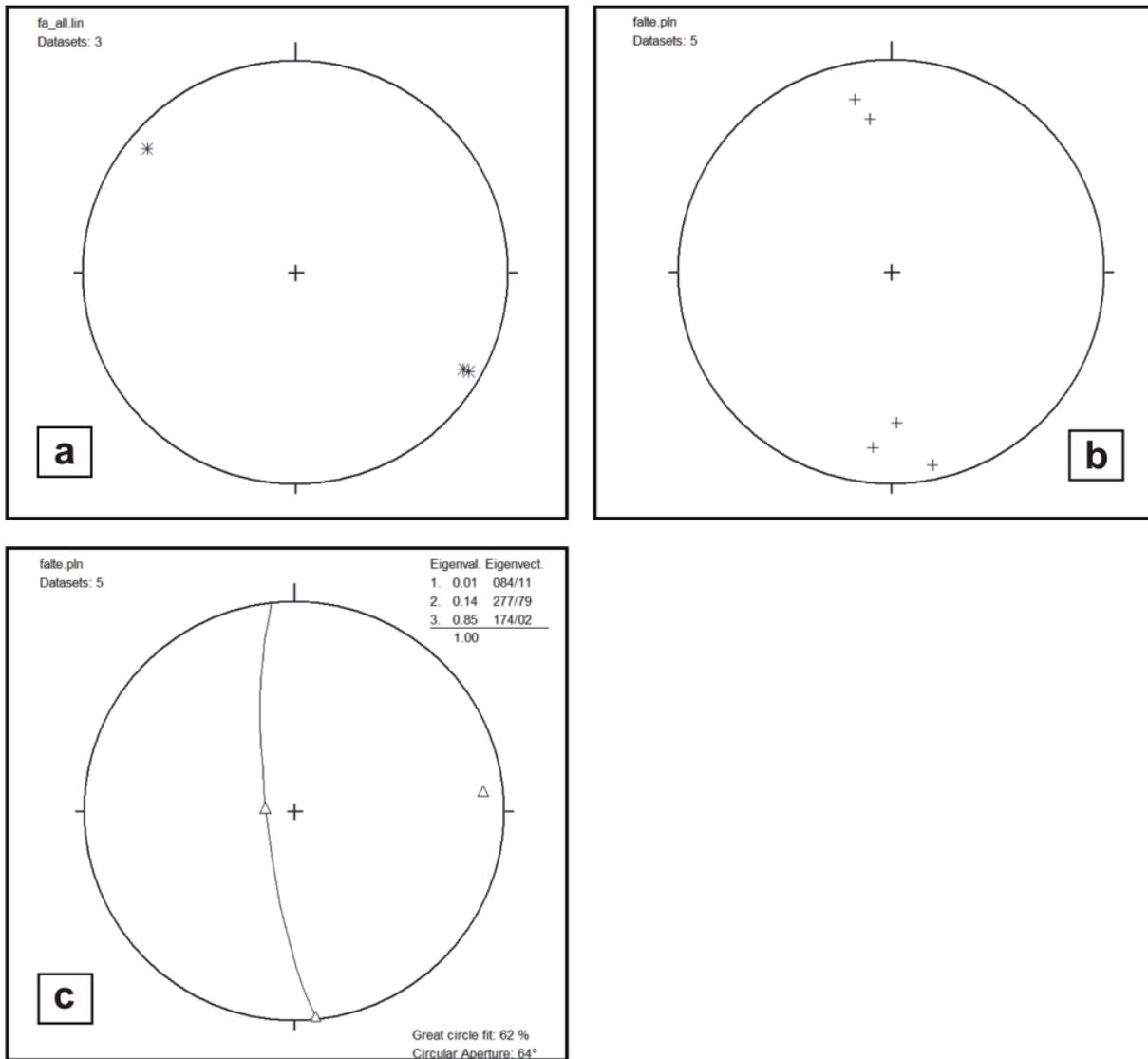


Abbildung 45: a) Die aufgenommenen Faltenachsen im Nebengestein zeigen eine NNE-SSW gerichtete Einengung der Nebengesteine. b) Auswertung einer Falte mit N-S gerichteter Einengung. c) E-W-orientierte Faltenachse der Falte aus b).

4.3.2.2 Klüfte

Die Darstellung der Klufflächen im Nebengestein als Polpunkt- und Contourplot zeigt mindestens 4 Kluffscharen (Abb. 46), welche nur zum Teil mit den bevorzugten Kluftrichtungen im Magnesit zu korrelieren sind.

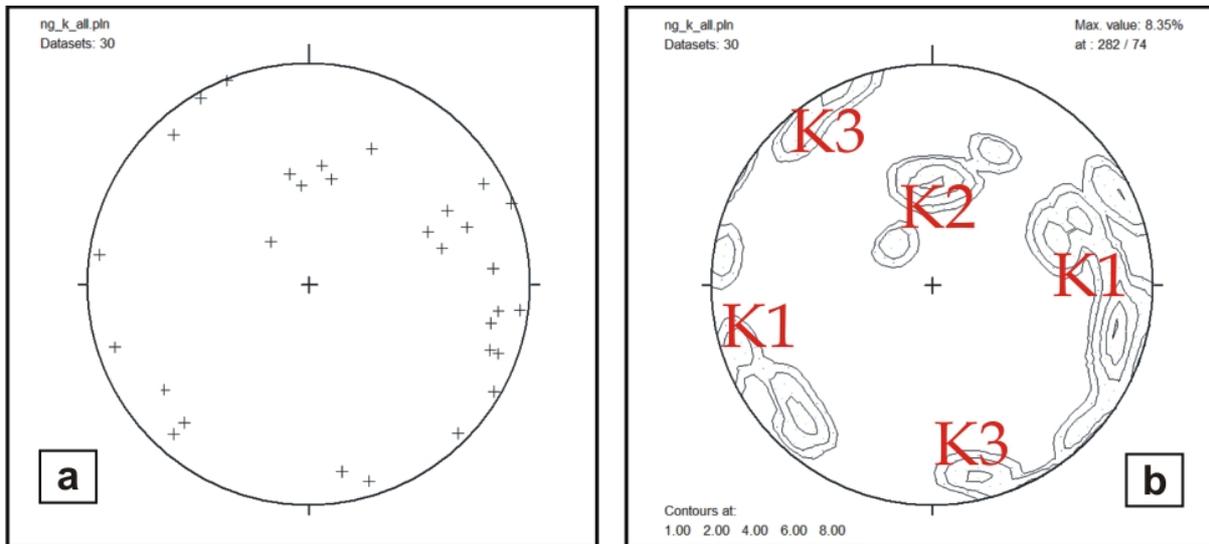


Abbildung 46: a) Polpunkt- und b) Contourplot der Kluftrichtungen in den Nebengesteinen. Die Nebengesteine besitzen mind. 4 bevorzugte Kluftscharen.

4.3.2.3 Störungen

Die Störungsflächen liegen im Durchschnitt mittelsteil und tauchen bevorzugt nach Norden ab mit Abweichungen nach Osten und Westen (Abb. 47). Werden die Störungsplots von Magnesit und Nebengestein verglichen, zeigt sich eine recht bescheidene Übereinstimmung.

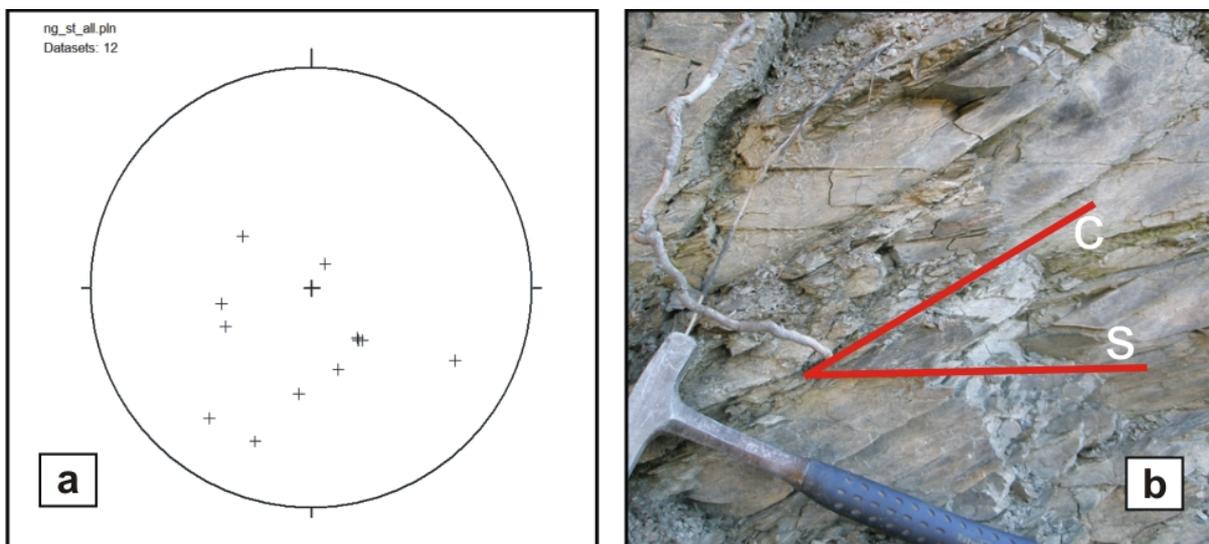


Abbildung 47: Der a) Polpunktplot der Störungsflächen im Nebengestein bringt ein durchschnittlich mittelsteiles Einfallen der Störungen nach N mit Abweichungen nach E und W zum Ausdruck. b) sc-Gefüge im Nebengestein, das zu einem keilförmigen Ausbruch des Gesteins führt.

4.4 Geochemie

Bei der RHI AG (Standort Breitenau) wurden insgesamt 68 Analysen von Gesamtgesteinsproben mit einem Philips PW 2400 sequentiellen Röntgenspektrometer-System durchgeführt. HTDA_004 bis HTDA_027 und HTDA_045 bis HTDA_056 stellen dabei jeweils Sammelproben von 5 m-Intervallen der Schurfstollen V und VI dar. Aus diesen 68 Proben wurden des Weiteren an 24 Karbonatproben (19 Magnesit-, 4 Dolomit- und 1 Nebengesteinsprobe) durch Activation Laboratories Ltd. in Ancaster, Ontario Haupt- und Spurenelementuntersuchungen durchgeführt.

Im folgenden Kapitel erfolgen alle Prozentangaben in Massenprozent (Ma%). Die Rohdaten der RFA-Analysen und die Rohdaten der Haupt- und Spurenelementuntersuchungen durch Activation Laboratories Ltd. sind in Anhang I beigefügt. Die Betrachtungen aller Analysewerte sind auf Basis Rohmagnesit bzw. inklusive Glühverlust zu machen.

Die Proben der Actlabs-Analysen stellen Einzelproben aus dem gesamten Probenpool dar und sollen nicht als repräsentativ für den Magnesit gelten. Als verlässlicher sind die RFA-Daten der RHI AG anzusehen, da wöchentliche und monatliche Kalibrationen auf interne Karbonatproben im Qualitätssicherungslabor stattfinden. Werksintern dient diese RFA-Analytik zur Prozesssteuerung und jährlich werden tausende Magnesitproben auf ihre Hauptelemente hin analysiert.

4.4.1 Hauptelemente

Die Magnesitproben von Hinterthal besitzen eine Variation der Gesamtgesteinszusammensetzung aus den RFA-Analysen von 36,05 % bis 43,76 % MgO, 0,32 % bis 8,96 % CaO, 2,24 % bis 11,60 % SiO₂, 2,10 % bis 8,97 % Fe₂O₃, 0,52 % bis 3,48 % Al₂O₃ und 0,23 % bis 1,06 % MnO (Abb. 48). Der Glühverlust beträgt zwischen 42,24 % und 49,42 %.

Der Magnesithauptkörper mit dem Entacherlager wurde vom Hangenden ins Liegende mit der Schurfstrecke V durchfahren und durchgehend systematisch beprobt. Deshalb sind die geochemischen Daten aus diesem Abschnitt des Magnesitvorkommens als repräsentativ für den gesamten Magnesitkörper anzusehen. Zur besseren Übersicht sind die Mittelwerte in Tabelle 1 zusammengefasst.

Tabelle 1: Mittelwerte der RFA-Analysen aller Magnesitproben aus der Schurfstrecke V.

	MgO	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	Glühverlust (1025°C)
Mittelwert (Ma%)	41,03	2,71	4,43	3,32	0,93	0,44	46,73

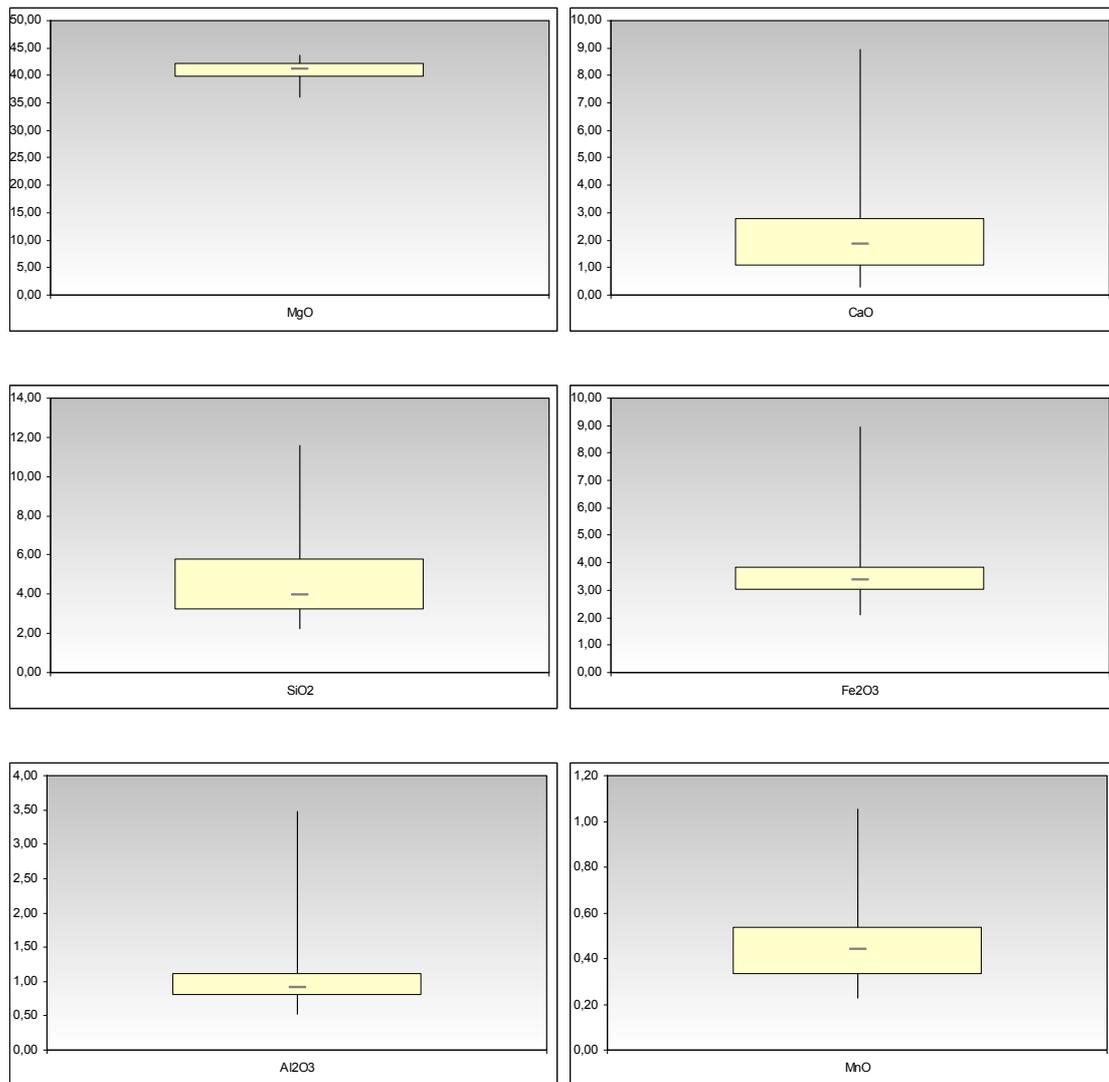


Abbildung 48: Boxplots ausgewählter Hauptelemente der 50 RFA-untersuchten Magnesitproben (Angaben in Massenprozent).

Im Vergleich zu reinem Magnesit treten gesteigerte CaO-Gehalte im Magnesit auf. Der Vergleich der Mittelwerte einiger ausgewählter Hauptelemente von Dolomit und Magnesit ist in Tabelle 2 dargestellt. Anzumerken ist, dass hier allerdings nur 10 Dolomitproben 50 Magnesitproben gegenüberstehen. Abgesehen vom Fe₂O₃-Gehalt und dem Glühverlust bestehen keine größeren Abweichungen der Mittelwerte von Dolomit und Magnesit.

Tabelle 2: Vergleich ausgewählter Hauptelement-Mittelwerte von 50 Magnesit- und 10 Dolomitproben. Abgesehen vom Eisengehalt und dem Glühverlust sind sich die Mittelwerte der Karbonate recht ähnlich. Als Ergänzung sind die Mittelwerte von MgO und CaO angeführt.

	Magnesit		Dolomit	
SiO ₂	4,87	Ma%	4,76	Ma%
Fe ₂ O ₃	3,50	Ma%	2,25	Ma%
Al ₂ O ₃	1,09	Ma%	1,19	Ma%
MnO	0,46	Ma%	0,59	Ma%
LOI	46,62	Ma%	43,59	Ma%
MgO	40,79	Ma%	20,57	Ma%
CaO	2,22	Ma%	26,73	Ma%

Ein Charakteristikum der Magnesite von Hinterthal ist, neben der fleischroten Färbung einiger Typen, der für Spatmagnesite in den Ostalpen untypisch hohe SiO₂-Gehalt. Der FeO-Gehalt in den Magnesitproben ist höher als in den Dolomitproben (Abb. 49)

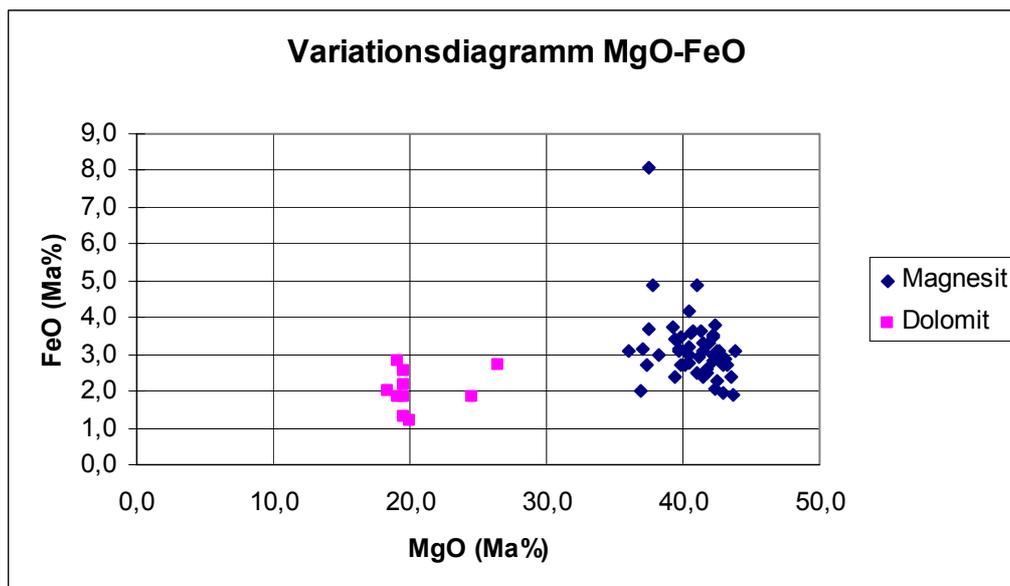


Abbildung 49: Das Variationsdiagramm MgO - FeO für Magnesit (Rauten) und Dolomit (Quadrate) (RFA-Gesamtgesteinsanalyse); FeO berechnet aus Fe₂O₃.

Die Variationen von SiO₂ - Al₂O₃ in den Magnesitproben sind im Diagramm in Abb. 50 dargestellt und dokumentieren positive Korrelationen.

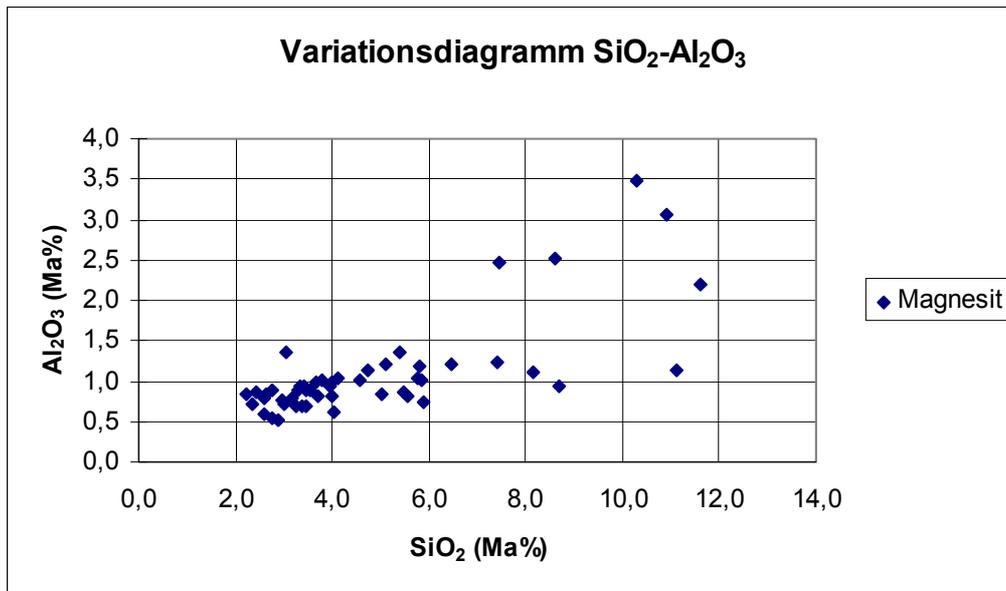


Abbildung 50: Das Variationsdiagramm von SiO₂ - Al₂O₃ der Magnesitproben weist positive Korrelationen auf (RFA-Gesamtgesteinsanalysen).

4.4.2 Spurenelemente

Die folgenden Spurenelementangaben greifen auf die von Actlabs gemachten Analysen zurück und sind im Anhang I untergebracht. Analysiert wurden 19 Magnesit-, 4 Dolomit- und 1 Nebengesteinsprobe.

Barium und Strontium sind als Spurenelemente in allen Magnesitproben vertreten. Die Werte reichen bei Ba von 14 ppm bis 1.500 ppm und bei Sr von 9 ppm bis 144 ppm. Die 4 Dolomitproben streuen geringer als die Magnesite und besitzen Werte bei Ba von 21 ppm bis 38 ppm und bei Sr von 19 ppm bis 34 ppm.

Fahlerzspuren werden in der geochemischen Signatur durch gehobene Cu, As, und Sb Werte und deren Korrelation offenkundig. Die Höchstwerte werden bei Cu mit 146 ppm, bei As mit 22 ppm und bei Sb mit 85,9 ppm erreicht. Die Anwesenheit von Cinnabarit wird durch Quecksilbergehalte von bis zu 49 ppm sichtbar. Die Existenz von Fahlerz und Cinnabarit beschränkt sich allerdings auf den Gangdolomit und wurde im Magnesit selbst nicht beobachtet.

In Tabelle 3 sind die Mittelwerte aus den Spurenelementanalysen (Actlabs) der unterschiedlichen Magnesittypen und Literaturangaben von Clarke-Werten vergleichend aufgelistet. Angeführt sind nur jene Spurenelemente, die mehrheitlich über der Nachweisgrenze zu liegen kamen. Hg und Sb sind die einzigen analysierten Spurenelemente, welche im Durchschnitt in deutlich erhöhten Konzentrationen, gegenüber der Anreicherung in der Erdkruste, im Magnesit vorliegen. Alle anderen befinden sich im Bereich des Clarke-Werts oder darunter.

Tabelle 3: Gegenüberstellung von Mittelwerten einiger Spurenelementanalysen (Actlabs) aus den Magnesiten von Hinterthal mit Clarke-Werten aus Binder (1999).

	Ba	Sr	Cu	Br	As	Hg	Sb
Mittelwert Hinterthal [ppm]	132,53	40,89	27,77	5,50	7,33	10,43	7,54
Clarke-Wert Literatur [ppm]	260,00	140,00	100,00	6,00	5,50	0,40	0,65
	Sc	Th	V	Y	Zn	Zr	
Mittelwert Hinterthal [ppm]	2,32	1,25	20,84	11,68	8,16	11,89	
Clarke-Wert Literatur [ppm]	5,10	11,00	410,00	26,00	120,00	210,00	

4.4.3 Selten-Erd-Elemente

Der Gehalt an Selten-Erd-Elementen (SEE) weist auf die Quelle der Mg^{2+} -Ionen und den Reaktionstyp, welcher den Magnesit gebildet hat. Die SEE werden in den meisten Fällen jedoch nicht in das Magnesitgitter eingebaut. Die Betrachtung der SEE-Verteilung im Magnesit kann Auskunft über die Art der Magnesitentstehung geben (Möller, 1989).

Die SEE-Angaben der analysierten Magnesit- und Dolomitproben sind nach Boynton (1985) chondritnormiert. Die Proben wurden auf den Gehalt von 8 SEE untersucht, dabei konnten nur die Ergebnisse von La, Ce, Sm und Yb verwendet werden, da die Werte der restlichen SEE zum großen Teil unter der Nachweisgrenze zu liegen kamen.

La erreicht Werte von 5 ppm bis 26,1 ppm, Ce von 9 ppm bis 48 ppm, Sm von 1,1 ppm bis 3 ppm und Yb von 0,4 ppm bis 2 ppm.

Die Muster der SEE von Magnesit und Dolomit sind durchwegs parallel bzw. subparallel (Abb. 51). Der Gehalt an SEE ist in den Dolomiten im Gegensatz zu den Magnesiten höher.

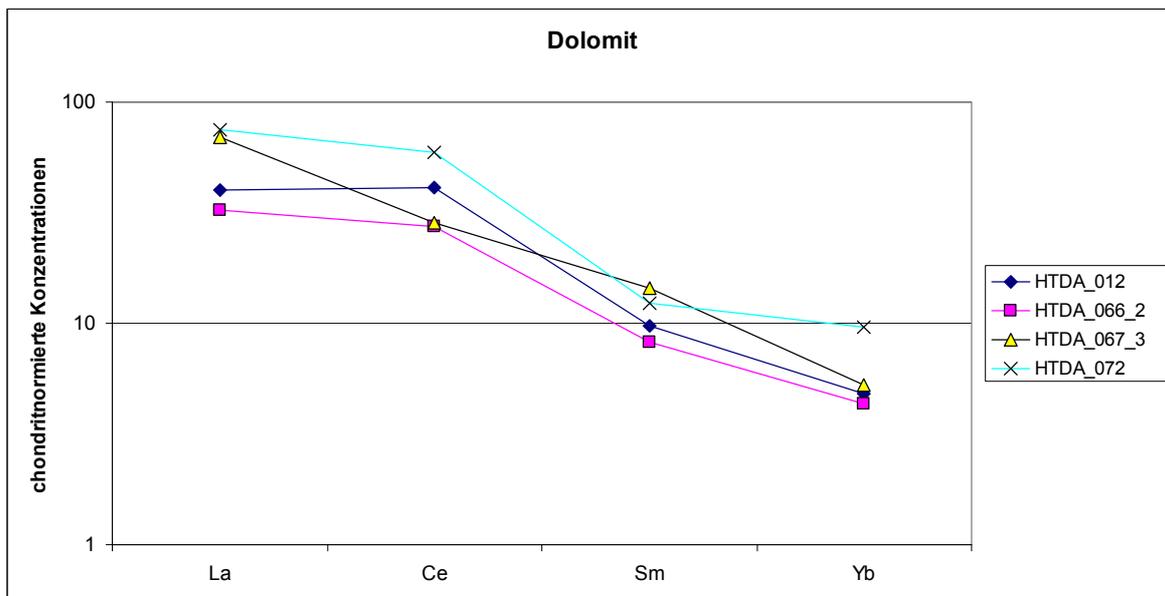
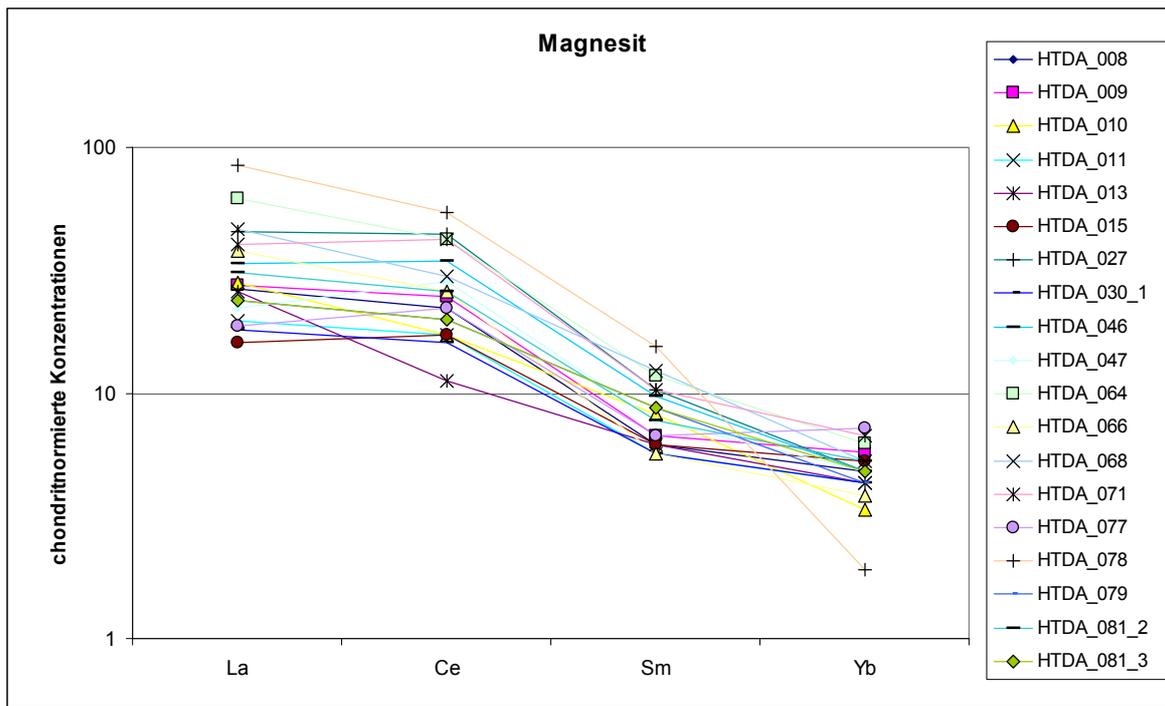


Abbildung 51: SEE-Muster von 19 Magnesit- und 4 Dolomitproben (chondritnormiert nach Boynton, 1985).

Die Magnesitproben HTDA_078 (weinrot, mk-gk) und HTDA_010 (schwärzlich grau, gk) und die Dolomitprobe HTDA_067_3 (weiß, fk-mk) weichen vom generellen SEE-Muster ab. Sie verfügen über einen relativ niedrigen Yb Wert und erzeugen im SEE-Diagramm eine steiler werdende Kurve.

Des Weiteren weichen die Magnesitprobe HTDA_071 (beige-rot, mk) und die Dolomitprobe HTDA_067_3 (weiß, fk-mk) leicht vom Trend ab und besitzen einen relativ geringeren Ce-Wert, was zu einem abflachen des Graphen im Diagramm führt.

Eine Ausnahme bildet die Magnesitprobe HTDA_077 (beige-weiß, mk), die einen relativ höheren Yb-Wert im Vergleich zum Sm-Wert aufweist und somit einen Anstieg der Kurve im letzten Abschnitt des Graphen zur Folge hat.

4.4.4 Stabile Isotopen

Die Ergebnisse der Analyse der stabilen Isotopen von Kohlenstoff und Sauerstoff aus den Magnesiten von Hinterthal sind in Tabelle 4 und Abb. 52 dargestellt. Die der Magnesite reichen von $\delta^{18}\text{O}$ -Werte -13,73 ‰ bis -10,50 ‰ und die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gehen von -3,20 ‰ bis 2,21 ‰.

Tabelle 4: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte von 26 untersuchten Magnesiten aus Hinterthal.

Lithologie	Probenbezeichnung	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) ‰	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) ‰
Magnesit	HTDA 8	-13,11	-0,17
Magnesit	HTDA 9	-12,63	0,23
Magnesit	HTDA 10	-12,33	-0,30
Magnesit	HTDA 13	-11,94	0,34
Magnesit	HTDA 15	-13,34	0,03
Magnesit	HTDA 46	-12,47	-0,21
Magnesit	HTDA 47	-12,35	0,16
Magnesit	HTDA 81_2	-10,50	-3,20
Magnesit	HTDA 79	-11,11	-0,88
Magnesit	HTDA 64	-12,03	1,91
Magnesit	HTDA 11	-12,32	-0,12
Magnesit	HTDA 27	-12,82	-0,15
Magnesit	HTDA 81_3	-11,48	-1,12
Magnesit	HTDA 71	-13,73	0,61
Magnesit	HTDA 68	-12,89	2,07
Magnesit	HTDA 78	-11,81	2,21
Magnesit	HTDA 30_1	-11,65	0,14
Magnesit	HTDA 77	-12,75	0,64
Magnesit	HTDA 53_2	-12,33	-3,11
Magnesit	HTDA 56_2_1	-12,12	-0,44
Magnesit	HTDA 56_2_2	-11,17	-0,74
Magnesit	HTDA 56_2_4	-11,29	-0,66
Magnesit	HTDA 56_3_1	-12,43	0,07
Magnesit	HTDA 56_3_2	-13,08	-0,03
Magnesit	HTDA 56_3_3	-12,56	0,19
Magnesit	HTDA 56_4_1	-12,44	0,10
	Mittelwert	-12,26	-0,09

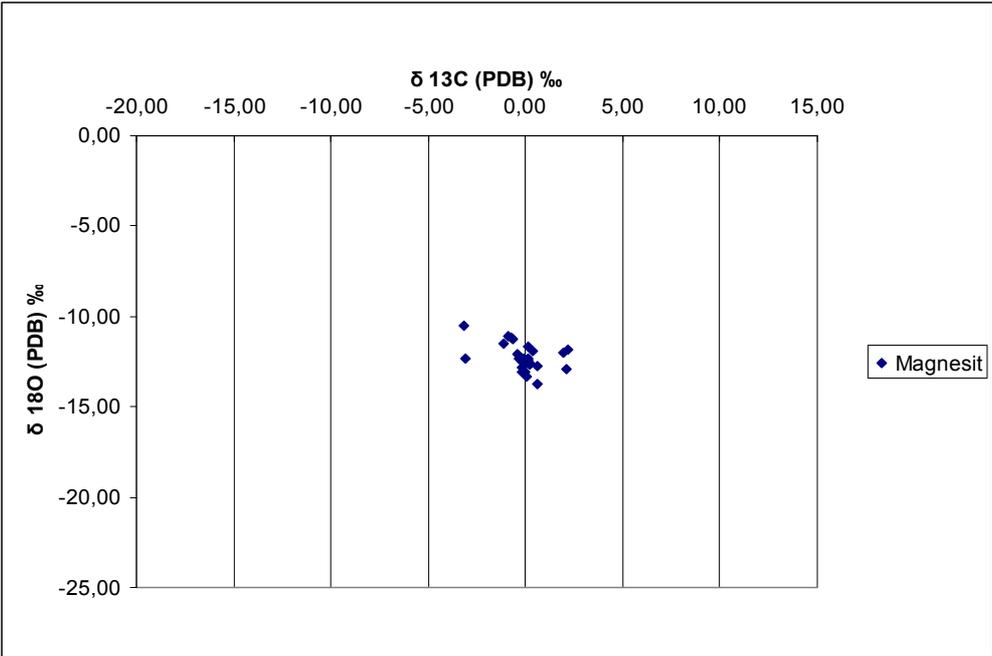


Abbildung 52: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten von 26 untersuchten Magnesiten aus Hinterthal.

4.5 Geologische Modellierung

Für die Erstellung der Magnesitkörper, sowie des digitalen Geländemodells, wurde Geovia SURPAC verwendet. Im System SURPAC wird mit Draht-, Flächen- und Volumenmodellen gearbeitet.

4.5.1 Geländemodell

Das Geländemodell basiert auf Laserscandaten, welche vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) bezogen wurden. Mithilfe dieser Laserscandaten wurde in SURPAC ein digitales Höhen- bzw Geländemodell erstellt (englisch: digital terrain model; kurz: DTM) (Abb. 53). Zudem lieferte es die Basis für die geologische Kartierung, jedoch in Form einer Isoliniendarstellung (Drahtmodell; englisch: strings) der Höhendaten.

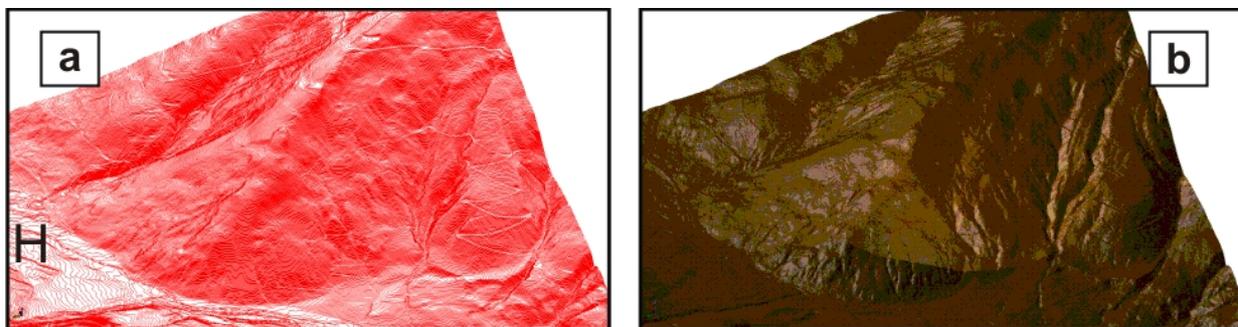


Abbildung 53: a) Isoliniendarstellung der Laserscandaten vom Arbeitsgebiet SW von Hinterthal (H). b) Flächenmodell (DTM) der Isoliniendarstellung. Die Bearbeitung der Laserscandaten zu einem Höhenmodell bringt ein ausgezeichnetes Bild der Topographie zu Tage und gibt den Blick Richtung SE auf das Hauptarbeitsgebiet frei. Die Ortschaft Hinterthal befindet sich am linken Bildrand.

4.5.2 Magnesitkörper

4.5.2.1 Entacher- und Pirnbachlager

Den Ausgang für die Modellierung der Magnesitkörper bilden die geologische Kartierung SW von Hinterthal im Herbst 2012 und geologische Profilschnitte vom Pirnbach- und Entacherlager von Pirkl (1975). Auf Grund dieser Datenlage wurden die Magnesitkörper vom Pirnbach- und Entacherlager modelliert.

Die Ausdehnung des Magnesits an der Oberfläche ist durch die Ergebnisse der geologischen Kartierung festgelegt. Diese Grenzen wurden mit AutoCad 2007 digitalisiert und mit Surpac auf das digitale Geländemodell gelegt. Das Ergebnis ist eine dreidimensionale Darstellung der Magnesitausbisslinien (Abb. 54).

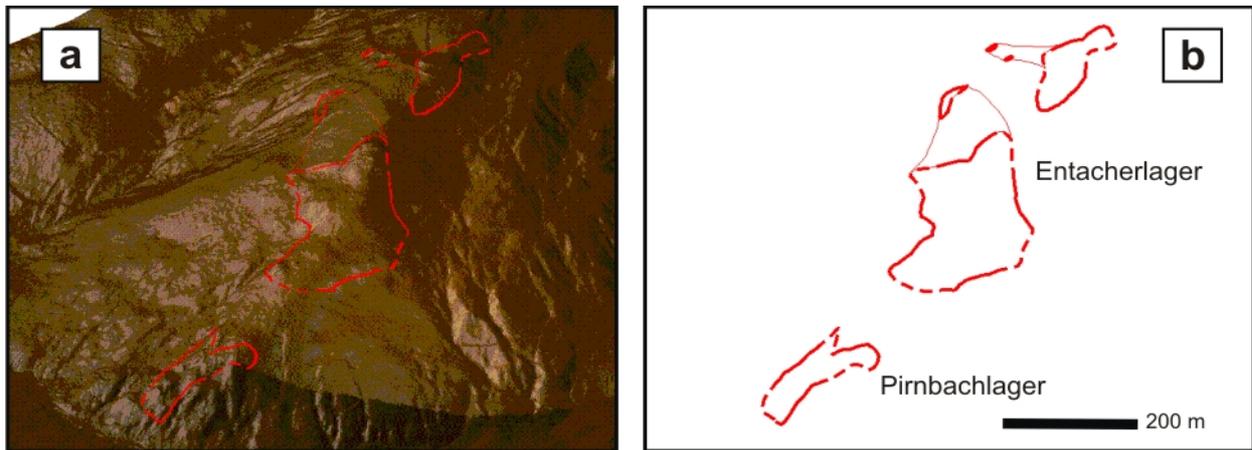


Abbildung 54: a) Die gesicherten und vermuteten Magnesitgrenzen aus der geologischen Kartierung wurden über die Topographie des Arbeitsgebietes gelegt. b) Dreidimensionale Ansicht der Magnesitausbisslinien.

Für die Tiefenerstreckung des Vorkommens wurden die von Dr. Pirkl erstellten Profilschnitte digitalisiert und lagerichtig mit der Topographie in Beziehung gebracht.

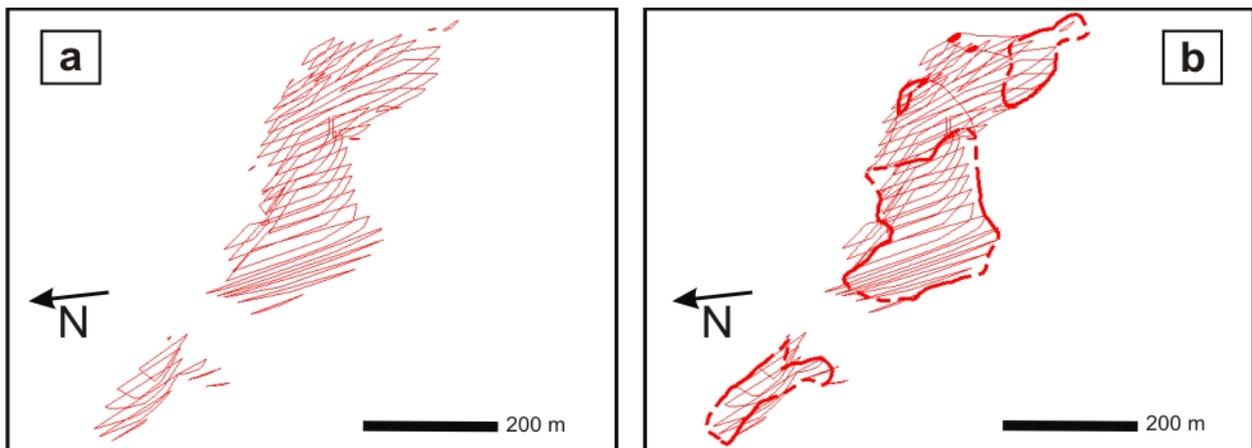


Abbildung 55: a) Digitalisierte Vertikalschnitte der historischen Magnesitprofile des Entacher- und Pirnbachlagers. b) Anpassung der historischen Vertikalschnitte an die neukartierten Ausbisslinien des Magnesits.

Diese Schnitte wurden im Folgenden an die Magnesitausbisslinien angepasst (Abb. 55). Mit den veränderten Vertikalschnitten war die Triangulation eines ersten Magnesitkörpers möglich. Dieses Modell wurde konturiert, um daraus Horizontalschnitte für eine bessere Bearbeitung herzustellen (Abb. 56).

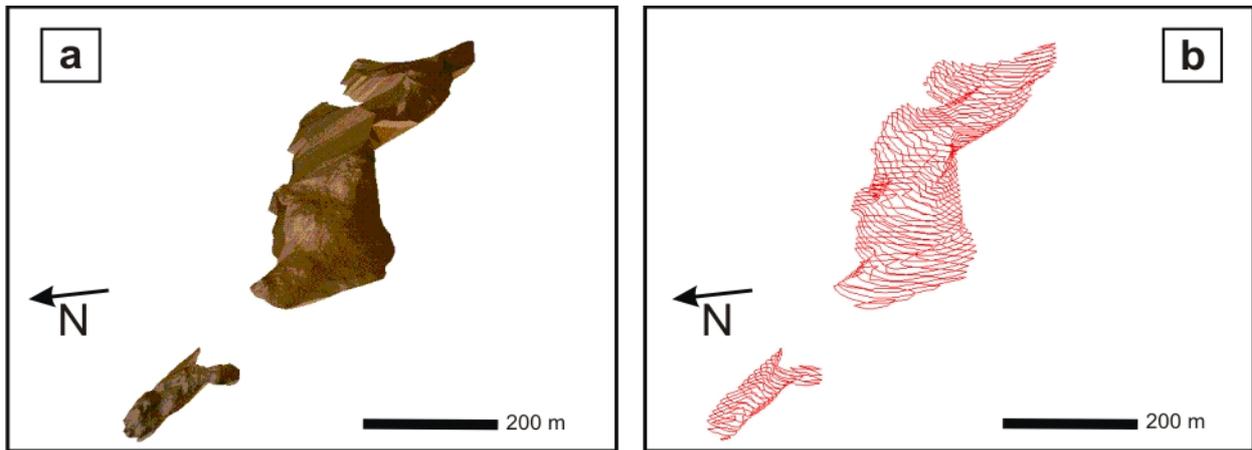


Abbildung 56: a) Das Resultat der Triangulation der veränderten Profilschnitte ist ein erster Magnesitkörper. b) Dieser erste Magnesitkörper wurde konturiert und in Horizontalschnitte umgewandelt.

Mit den Horizontalschnitten konnte nun die Triangulierung des vorliegenden Modells des Magnesitvorkommens durchgeführt werden (Abb. 57). Die passenden Oberflächen der Magnesitkörper wurden durch den Verschnitt mit der Topographie erzeugt.

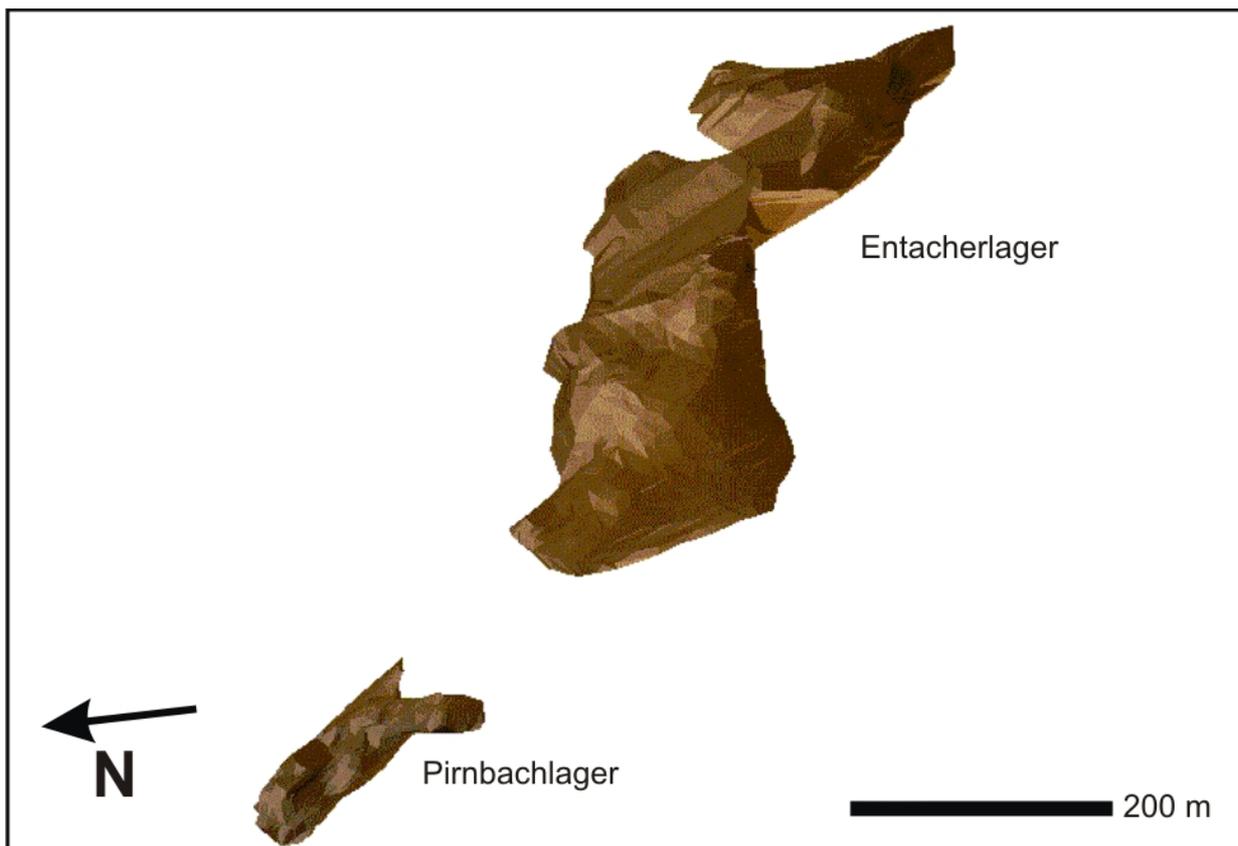


Abbildung 57: Fertiges Modell des Magnesitkörpers im Hauptarbeitsgebiet am orographisch linken Talgehänge des Urslaubaches mit dem größeren Entacher- und kleineren Pirnbachlager.

Für eine anschaulichere Darstellung wurde die Topographie mit einem Orthofoto kombiniert (Abb. 58).

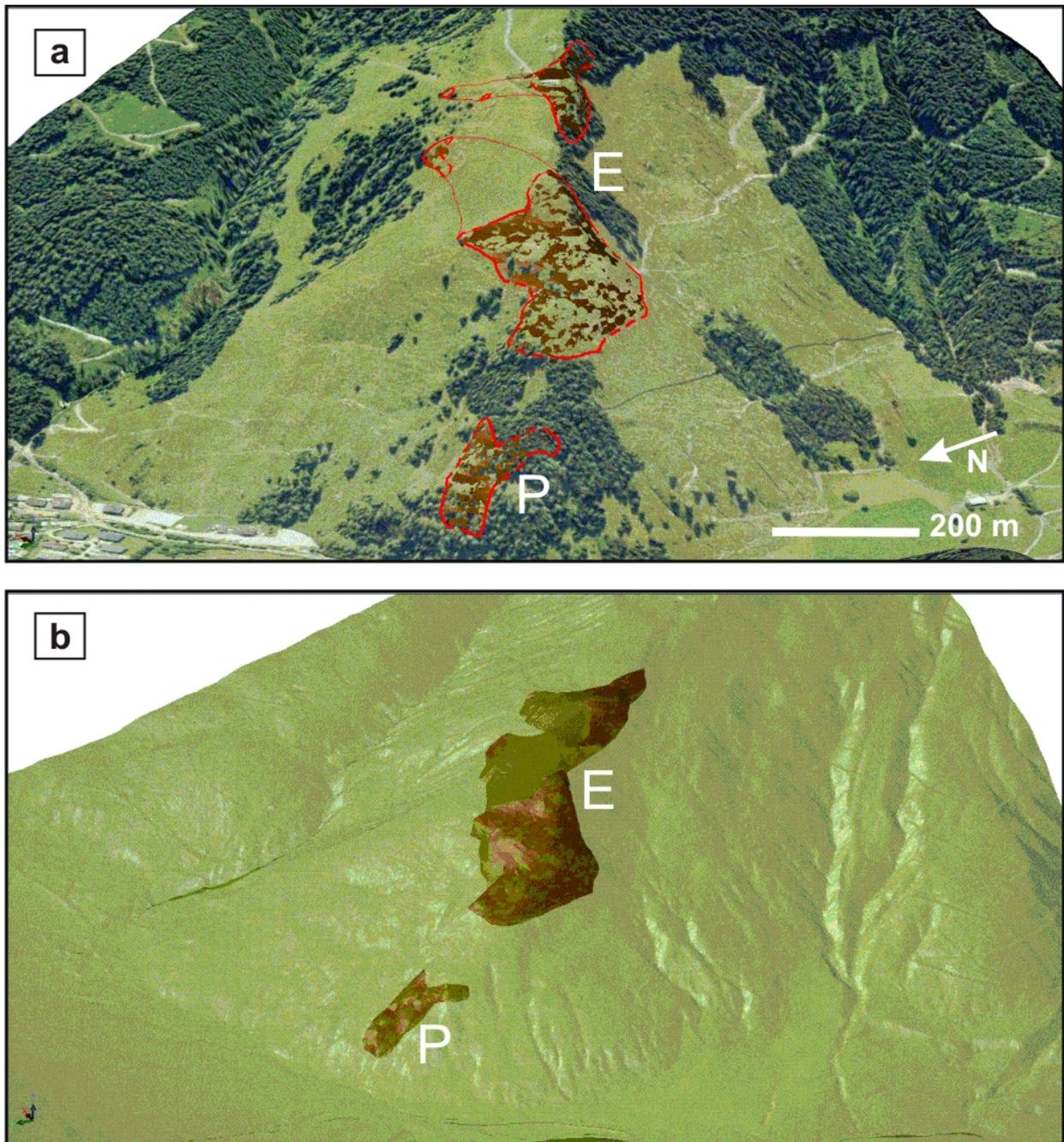


Abbildung 58: a) Kombination der Magnesitausbisslinien mit der Topographie und dem Orthofoto mit teilweise sichtbarem Magnesitkörper (P=Pirnbachlager, E=Entacherlager); Blickrichtung nach SSE. b) Magnesitkörper mit transparenter Topographie; Blickrichtung nach SE.

4.5.2.2 Baleitenlager

Für die Modellierung des Baleitenlagers lagen keine historischen Profilschnitte zugrunde. Das vorliegende Modell am Südhang des Primbachkögerls ergibt sich aus den Ergebnissen der aktuellen Geländebefunde und dem generellen Einfallen der Magnesitbankung (Abb. 59). Der Vorgang beim Erstellen des geologischen Körpers entspricht im Wesentlichen den oben genannten Modellierungsschritten.

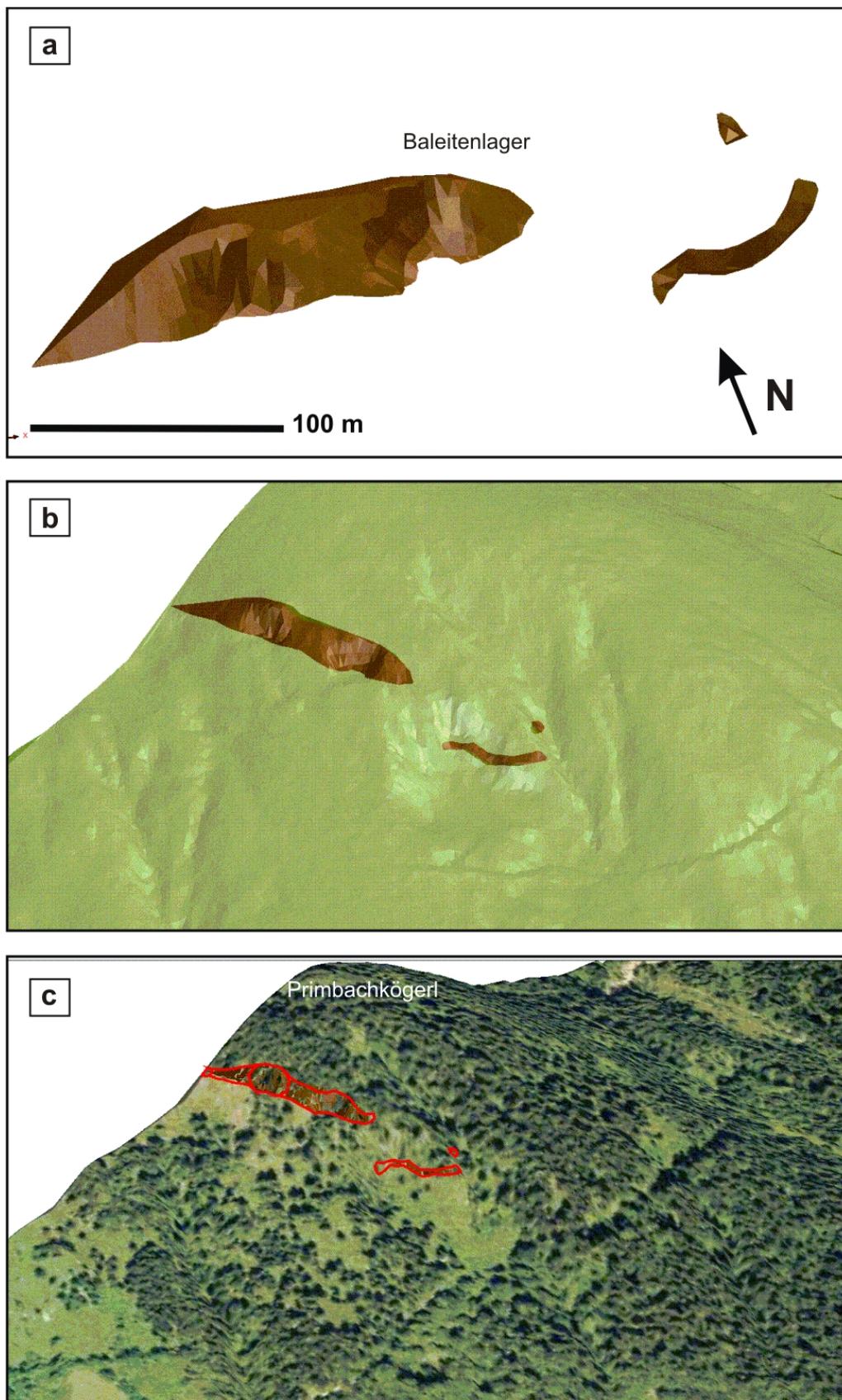


Abbildung 59: a) Modellierter geologischer Körper des Magnesits vom Baleitenlager am Südhang des Primbachkögerls. b) Baleitenlager mit transparenter Topographie (Blickrichtung nach NW). c) Ausbisslinien des Baleitenmagnesits mit hinterlegtem Orthofoto (Blickrichtung nach NW).

Das Ergebnis der Modellierung für das Magnesitvorkommen SW von Hinterthal ist in Abb. 60 wiedergegeben und liefert für die Magnesitkörper folgende Inhalte:

Entacherlager:	2.121.049 m ³
Pirnbachlager:	180.331 m ³
Baleitenlager:	24.485 m ³
Summe:	2.325.865 m³.

Die Volumina der drei Magnesitlager von insgesamt 2.329.951 m³ stammen von Volumenmodellen, sog. solids. Wird das Gesamtvolumen mit einer angenommenen Dichte von 2,8 g/cm³ multipliziert ergibt sich eine Tonnage von **6.512.422 t** Rohmagnesit.

Aufgrund des weitgehend fehlenden Tiefenaufschlusses und der Verwendung alter, nicht überprüfbarer Unterlagen ist diese Tonnage in die Kategorie „Inferred Mineral Resource“ zu stellen (JORC CODE, 2004)

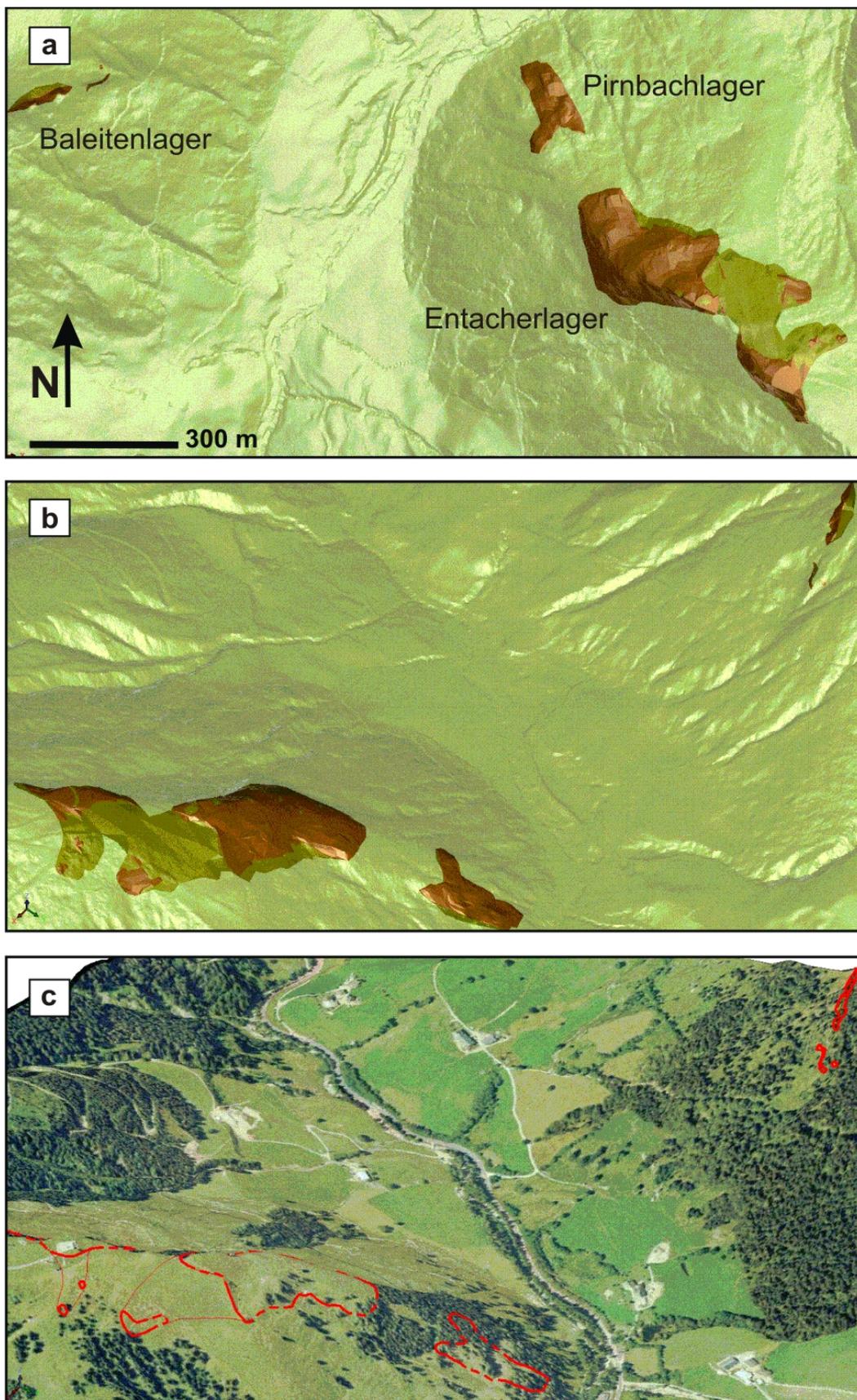


Abbildung 60: a) Blick von oben auf das Magnesitvorkommen SW von Hinterthal. b) Das Magnesitvorkommen von NE aus gesehen mit dem Entacher- und Pirnbachlager im Vordergrund und dem Baleitenlager im Hintergrund. c) Orthofotodarstellung mit den Ausbisslinien der Magnesitkörper (Blickrichtung nach SW).

5 Diskussion und Schlussfolgerungen

5.1 Petrographische Befunde

Es ist von einer Magnesitgeneration auszugehen, welche von einem Hauptereignis abzuleiten ist. Selten vorkommende kleine Magnesitgänge, die das Gestein diskordant durchschlagen, sind auf spätere kleinräumige Mobilisationen magnesiumreicher Fluide aus dem Magnesit zurückzuführen.

Die Dolomit- bzw. Dolomit-Quarz-Gänge sind jedenfalls jünger als der Magnesit zu betrachten, da sie deutlich quergreifend im Gestein liegen. Zudem ist der Magnesit häufig an Störungen redolomitisiert und zahlreiche Gänge reichen vom Dolomit in den benachbarten Magnesit.

Es liegen demnach mindestens zwei Dolomitgenerationen vor. Das sind zum einen die silurischen bis devonen dolomitischen Trägergesteine, welche hier durch die 4 ausgeschiedenen Dolomittypen vertreten sind und das Ausgangskarbonat für den Magnesit darstellen. Andererseits ist das der jüngere Gangdolomit bzw. sind das die redolomitisierten Störungsbereiche im Magnesit, die nach der Magnesitentstehung gebildet wurden. Die Redolomitisierung kann posttektonisch durch den Einfluss von Oberflächenwässer auf die Störungsbereiche entstanden sein.

Der Quarz ist zum einen Teil von Dolomit-Quarz-Gängen und zum anderen des Öfteren in Magnesit- bzw. Karbonatkristallzwickel vorzufinden. Im letztgenannten Fall dürfte der Großteil des Quarzes in der Kristallisationsfolge im Zuge der Metasomatose nach dem Magnesit entstanden sein. Jedoch kann das SiO_2 teilweise bereits aus dem Karbonatausgangsstadium stammen und als ursprüngliche bzw. umgesetzte Radiolariensubstanz gelten.

Teilweise handelt es sich beim dolomitischen Ausgangsgestein für den roten Magnesit um einen stromatolithischen Dolomit mit eingeschwemmten Ostracoden. Es ist ein klassischer Boundstone mit Fenstergefüge und veranschaulicht eine Entstehung im Intertidal-Bereich bei hypersalinen Bedingungen (freundliche mündliche Mitteilung Gawlick, Montanuniversität Leoben). Als Beispiel hierfür sei der ziegelrote, feinkörnige Dolomit der Probe HTDA_012 angeführt. Dieser besitzt eine feinkörnige Dolomitmatrix mit parallelen grobkörnigeren Lagen, die abweichend von gängigen Vorstellungen über die fazielle Entwicklung der Karbonatgesteine in der westlichen Grauwackenzone (Haditsch & Mostler, 1978; Schönlaub, 1979) als Abdruck früherer Algenlaminae angesehen werden können.

Auch bei grauen Varietäten des Magnesits sind noch „Abdrücke“ stromatolithischer Lagen zu erkennen. Allerdings zeigt die generelle Schichtentwicklung im Paläozoikum der W-GWZ keine hypersalinen Bedingungen an sondern die Ausbildung von mikritischen pelagischen Kalken (Haditsch & Mostler, 1978; Schönlaub, 1979). Aus diesem Grund scheinen pelagische Karbonatentwicklungen für Mehrheit der Trägergesteine des Magnesitvorkommens in Hinterthal als plausibel.

Die für den Magnesit von Entachen typisch rote Färbung einiger Bereiche des Vorkommens ist durch Pigmentierung mit Hämatit herzuleiten. Die intensive Rotfärbung lässt auf frühe Bodenbildung schließen oder ist eventuell Anzeiger einer alten Karstoberfläche (freundliche mündliche Mitteilung Gawlick, Montanuniversität Leoben). Das könnte den Eintrag hämatitischer Roterden von Hochzonen in den offen marinen Raum bedeuten

Ähnlich verhält es sich mit dem Farbübergang der unterschiedlichen Magnesittypen. Einerseits ist ein scharfer Farbwechsel von einer Magnesitbank zur nächsten zu beobachten, andererseits sind unregelmäßige Farbwechsel in alle Richtungen festzustellen.

Idiomorpher Pyrit ist häufig im Magnesit wie auch im Dolomit anwesend. Sein Vorhandensein lässt auf reduzierende Bedingungen bei dessen Entstehung schließen. Verbreitet ist der Pyrit an Styrolithen angereichert. Scott et al. (2009) sprechen von einer Pyritbildung an solchen Drucklösungsflächen.

Die kavernöse Ausbildung des grauen Magnesits im Liegenden des Entacherlagers ist möglicherweise auf posttektonische Lösungsphasen im Magnesit zurückzuführen. Hinweise dafür sind die Lydite im Liegenden des kavernösen Magnesits, welche als Wasserstauer fungieren, die limonitischen Überzüge des kavernösen Magnesits und dessen offene Hohlräume. Bei Annahme einer tektonischen Überlagerung der Lydite durch die Karbonate samt dem Magnesit (siehe unten) könnten tektonisierte Gesteine auch geänderte hydrogeologische Bedingungen entlang der Deckengrenze bewirken.

5.2 Strukturgeologie

Ein groß angelegter Faltenbau in der von Dum et al. (2012) sogenannten Hochglocker Fazies in der W-GWZ zwischen Mühlbach und Schwarzach ist, bei einem möglichen strukturgeologischen Zusammenhang zwischen Hochglocker Fazies und Hinterthal, nur schwach im Raum Hinterthal abgebildet. Der Magnesitkörper zeigt an sich eine relativ homogene Orientierung mit flachem N-Fallen. Eine leichte Faltung ist dem gesamten Magnesitkörper aufgeprägt. Auffallend ist allerdings der Wechsel des Einfallens des Entacherlagers von N im nahezu gesamten Schurfstollen V nach S am Mundloch der Schurfstrecke V.

Die Orientierung der Faltenachsen sowohl im Magnesit als auch in den Nebengesteinen verrät eine N-S bzw. NNE-SSW gerichtete Einengung der Gesteine im Arbeitsgebiet. Dies korreliert mit den Orientierungen der Faltenachsen der Deformationsphase D_2 von Dum et al. (2012) in der Hochglocker Fazies, entstanden unter kretazischen niedriggradigen Metamorphosebedingungen.

Bei einer Extrapolation der Deformationsabfolgen von der Hochglocker Fazies nach Hinterthal bedeutet dies die mögliche eoalpidische Anlage einer Schieferung und Scherung der Gesteine im Arbeitsgebiet zugleich mit einer grünschieferfazielle metamorphen Überprägung (Dum et al., 2012; Schramm, 1973). Die Störungslineare deuten auf Relativbewegungen, die ENE-WSW gerichtet sind.

Die Hauptstörungsrichtungen (ii) und (iii), vor allem aus dem Schurfstollen V, lassen sich mit den Klufscharen K1 und K2 im Magnesit vergleichen.

Dum et al. (2012) führen unter anderem den Begriff der Dienten Fazies, als Teil der Glemmtaleinheit, ein, in welchem das Magnesitvorkommen SW von Hinterthal zu liegen kommt. Die silurischen Abfolgen der Dienten Fazies werden hier eventuell tektonisch von mächtigen früh- bis mitteldevonischen Karbonaten überlagert werden. Aus dieser Sicht ist eine ungestörte sedimentäre Abfolge von den Lyditen im Liegenden zu den Magnesiten im Hangenden unwahrscheinlich. Zudem sind laut Gawlick (freundliche mündliche Mitteilung) die Mächtigkeitsunterschiede im Entacherlager vom Lydit zum stromatolithischen Dolomit zu gering um rein sedimentär zu sein. Des Weiteren ist der Übergang zum Nebengestein häufig durch tonig-letziges Material charakterisiert, zum Teil sind Harnische aufgeschlossen und der Magnesit ist leicht tektonisiert. Dadurch sind zumindest gewisse Relativbewegungen zwischen Karbonat und Nebengestein anzunehmen.

Dum et al. (2012) sprechen auch von der Möglichkeit einer Deckengrenze im Bereich der Hochglocker Fazies. Für das Magnesitvorkommen von Hinterthal könnte das in weiterer Folge bedeuten, dass über phyllitisch-lyditischem Basement höhere Deckenelemente auftreten, die den Dolomit bzw. den Magnesit beinhalten.

Eine Deckengrenze mit den im Norden des Arbeitsgebiets anschließenden Nördlichen Kalkalpen ist aus regionalgeologischer Sicht nicht vorhanden (Schönlaub, 1979).

5.3 Geochemie

Gesteigerte CaO-Gehalte im Magnesit im Vergleich zu reinem Magnesit sind mit Dolomiteinschlüssen und post-(spröd-)tektonische Redolomitisierungserscheinungen im Magnesit zu begründen.

Der erhöhte Eisengehalt im Magnesit ist auf eine bessere Substitution von Mg^{2+} durch Fe^{2+} im Magnesitkristall zurückzuführen als dies im Dolomitkristall der Fall ist (Möller, 1989). Weitere Faktoren, welche den Eisengehalt beeinflussen sind die Verfügbarkeit von Schwefel, beispielsweise in Form von Pyrit, die paläogeographische Lage und landnahe, eingetragene Verwitterungsprodukte (Pohl & Siegl, 1986).

Die K_2O - (Mittelwert: 0,22 %) und Al_2O_3 -Gehalte (Mittelwert: 1,09 %) der Magnesitproben basieren zum überwiegenden Teil auf den eingeschalteten Schichtsilikatlagen mit Illit und Muskovit als Hauptvertreter. Eine Serizitbildung im subgrünschiefer- bis grünschieferfaziellen Bereich durch eine alpidisch metamorphe Überprägung ist anzunehmen. Eine varizische Metamorphose nach den Funden von Spatmagnesitgeröllen in permischen Basalbrekzien von Schramm (1973) auszuschließen. Die Mehrheit dieser Schichtsilikate ist vermutlich auf eine Anreicherung in Stylolithen zurückzuführen. Zeugen davon sind häufig beobachtete Schichtsilikatlagen im Karbonat, die in Stylolithen münden.

Die erhöhten CaO-Gehalte im Magnesit von Hinterthal beruhen auf dolomitischer Restsubstanz im Magnesit, dessen Umwandlung des dolomitischen Vorgängergesteins bereichsweise unvollständig ist.

Ein weiterer Grund für gesteigerte CaO-Werte im Magnesit ist das zahlreiche Auftreten von Störungen mit daran gebundenen Redolomitisierungen. Hierbei greifen Dolomit- und Dolomit-Quarz-Gänge ausgehend von den Störungen in den umliegenden Magnesit über, dies ist zahlreich im Schurfstollen V zu beobachten.

Für die charakteristisch hohen SiO_2 -Anteile im Magnesit sind Quarz und Schichtsilikatlagen verantwortlich.

Herzuleiten ist der SiO_2 -Gehalt zum einen auf verstärkten Durchsatz mit bis zu 5 mm-mächtigen Schichtsilikatlagen und auf häufige Quarzanreicherungen im Bereich von Karbonatkornzwischenräumen bis hin zu Quarzlagen im Magnesit.

Nach Möller (1989) sind die Ionenradien von Ba und Sr hingegen zu groß um in das Magnesitgitter eingebaut zu werden und sind deshalb in Sulfaten oder Karbonaten enthalten.

Die Analyse der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope gibt grundsätzliche Informationen über Karbonate, wie z.B. die Herkunft der von Kohlenstoff und Sauerstoff in Fluiden, Fluidmischungen, Temperaturbereiche der Fluide, sekundäre Prozesse und biogene Aktivität. Dabei sind die Kohlenstoffisotope wichtige Marker, um die Quelle des Kohlenstoffs zu identifizieren und Sauerstoffisotope geben die Isotopensignatur und Temperatur des „Wassers“ wieder, in welchem Magnesit ausfällt (Schroll, 2002).

In Abb. 61 sind die gegenwärtigen Isotopendaten der Magnesite SW von Hinterthal mit Ergebnissen aus Schroll (1997) kombiniert.

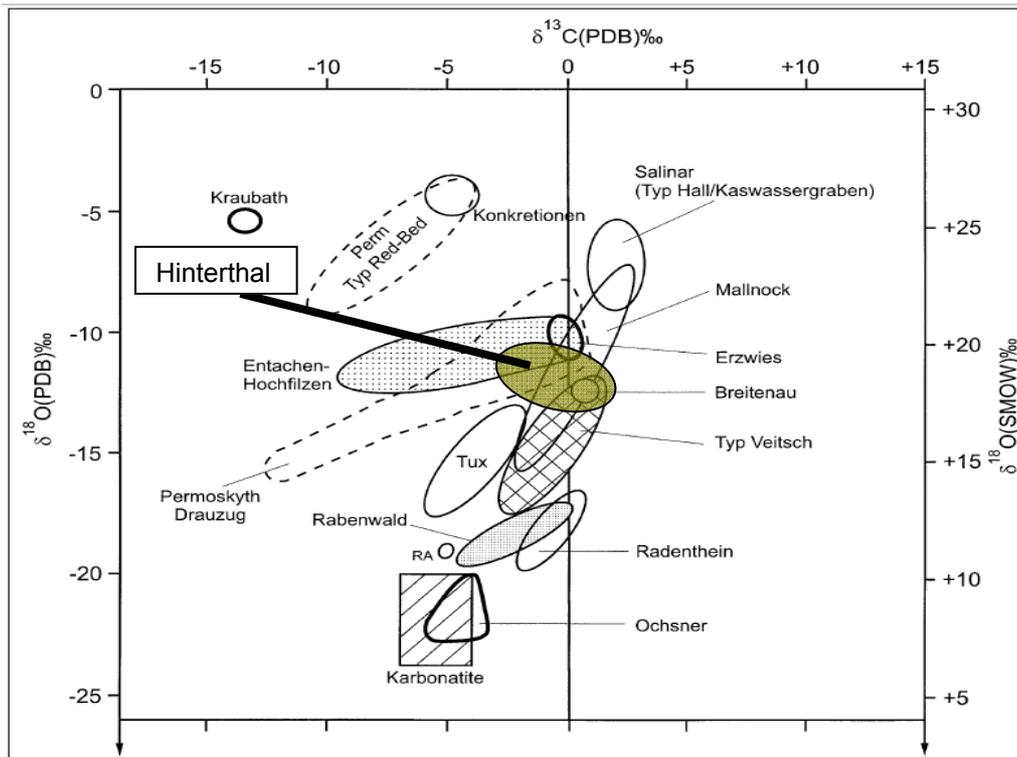


Abbildung 61: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenwerte aus Schroll (1997) ergänzt um die aktuellen Isotopenwerte von 26 untersuchten Magnesiten aus Hinterthal.

Die aktuellen Isotopendaten aus den Magnesiten von Hinterthal mit Mittelwerten von $-12,26$ ‰ $\delta^{18}\text{O}$ und $-0,09$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$ weichen deutlich vom Entachen-Hochfilzen-Plot aus Schroll (1997) ab. Die neuen Untersuchungen zeigen schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und etwas leichtere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Die Überschneidung mit den Daten aus Schroll (1997) ist nur randlich und die Mehrheit der aktuellen Daten kommt nicht im Entachen-Hochfilzen-Plot zu liegen.

Die Tendenz der neuen Daten bringt einen Verschnitt mit Typ Veitsch Magnesiten (Schroll, 1997). Nach Schroll (2002) ist der Typ Veitsch Magnesit hydrothermal-epigenetisch entstanden. Vergleiche mit Isotopendaten aus der Magnesitlagerstätte Breitenau (Gallhofer, 2010) und aus der Magnesitlagerstätte Hohentauern/Sunk (Azim Zadeh, 2009) lassen eine Annäherung der Isotopenwerte aus Hinterthal mit diesen erkennen. Hinsichtlich der genetischen Interpretationen aus Gallhofer (2010) und Azim Zadeh (2009) mehren sich Hinweise auf eine metasomatisch-epigenetische Entstehung des Magnesitvorkommens SW von Hinterthal.

5.4 Geologische Modellierung

Die Modellierung erbrachte eine „inferred resource“ tonnage von **6.512.422 t** Rohmagnesit. Diese angenommene Dichte ist eine für Kubaturermittlungen im Spatmagnesit übliche Zahl und sollte bei weiterer Bearbeitung dieses Magnesitvorkommens unbedingt überprüft werden.

Ein Vergleich von Angaben über Tonnagen des Magnesitvorkommens von Hinterthal aus älteren werksinternen Unterlagen ist in Tabelle 5 zusammengefasst. Die in dieser Arbeit berechneten Tonnagen liegen im guten Mittelfeld der angegebenen Werte.

Tabelle 5: Ein Vergleich historischer Angaben über den Inhalten des Magnesitvorkommens von Hinterthal mit den in dieser Arbeit ermittelten „inferred resources“.

Tonnage [t]	Qualität/Sicherheit	Lager	Jahr
11.130.000	Rohmagnesit	k.A.	1939
8.904.000	davon verwertbar		1939
6.000.000	Rohmagnesit	k.A.	1.939
3.000.000	davon verwertbar		1.939
10.700.000	Inhalt des Vorkommens	k.A.	1946
8.000.000	brauchbar		1946
8.000.000	sichtbarer Magnesit	k.A.	1952
3.793.000	sicherer Inhalt des Vorkommens (inkl. Vererbung)	k.A.	1974
3.615.000	wahrscheinlicher Inhalt des Vorkommens (inkl. Vererbung)	k.A.	1974
2.432.000	sicher + wahrscheinlich + Vererbung	k.A.	k.A.
3.496.000	sicher	Entachen	1974
3.304.000	wahrscheinlich	Entachen	1974
297.000	sicher	Pirnbach	1974
311.000	wahrscheinlich	Pirnbach	1974
7.408.000	k.A.	k.A.	k.A.
6.512.422	Rohmagnesit, inferred resources	Entacher, Pirnbach, Baleiten	2013

5.5 Genetische Vorstellungen

Die Makro- und Mikropetrographie der Magnesite, insbesondere der Magnesit-Dolomit-Übergangstypen, zeigt eine Verdrängung des Dolomits auf Kosten einer Magnesitkristallisation.

Besonders anschaulich enthüllt sich der Dolomit als Träger- bzw. Ausgangsgestein für den Magnesit bei Probe HTDA_056_4. Hier lässt sich ein Fossilrest erkennen, der im oberen Bereich noch aus Dolomit besteht, aber Rest bereits von der Mg^{2+} -Metasomatose erfasst ist. Die Metasomatosefront dringt dabei an Rissen in den Dolomit vor. Bei dieser Probe liegen äußerst feinkörnige Dolomitarealen in direkter Nachbarschaft zu grobspätig kristallisierten Magnesitmineralen.

Eine metasomatische Entstehung des Magnesitvorkommens von Hinterthal wird auch bei den Geländebeobachtungen der Übergänge von Dolomit zu Magnesit wahrscheinlich. Die Begrenzungen der Dolomitlinsen zum Magnesitkörper sind dabei unregelmäßig ausgebildet und schwierig im Gelände zu verfolgen. Obwohl der Dolomit am SW-Abhang des Entacherlagers teilweise bankungsparallel über mehrere Meter im Streichen zu verfolgen ist

sind jedoch immer wolkige, unregelmäßige laterale Übergänge zum Magnesit zu beobachten.

Die roten Magnesitgerölle vom Typus Entachen in permischen Basalbrekzien 1 km W des Baleitenlagers (Schramm, 1973) deuten auf eine vorvariszische Magnesitbildung. Azim Zadeh (2009) spricht von einer Magnesitbildung der Magnesitlagerstätte Hohentauern im tieferen bis mittleren Perm.

Die meisten Spurenelemente werden nicht in das Magnesitgitter eingebaut aber geben nach Möller (1989) allerdings Hinweise auf die Prozesse, durch die der Magnesit gebildet wurde. Möller (1989) ordnet die Entstehung des Spatmagnesitvorkommens von Hinterthal einem metamorphen (Mg^{2+} -Metasomatose) Environment zu. Die Ergebnisse der durchgeführten Spurenelementanalysen von Actlabs für die Magnesittypen von Hinterthal sind vergleichbar mit Spurenelementgehalten metamorpher (Mg^{2+} -Metasomatose) Environments von Möller (1989).

Ein Vergleich der SEE-Werte der Magnesite aus Hinterthal mit SEE-Analyseergebnisse von Spatmagnesiten aus Gallhofer (2010) und Azim Zadeh (2009) zeigt Ähnlichkeiten und daher weitere Indizien für metasomatische Bildung.

Eine saline Entwicklung bzw. eine sedimentäre Entstehung des Magnesits von Hinterthal ist aus regionalgeologischer Sicht anzuzweifeln, da die allgemeine Schichtentwicklung im Paläozoikum der W-GWZ einer pelagischen Karbonatsedimentation entspricht (Haditsch & Mostler, 1978; Schönlaub, 1979).

Die in den Dünnschliffen beobachteten undulös auslöschenden Magnesit- und Quarzkristalle deuten auf ein Kornwachstum vor einer penetrativen Durchbewegung und lassen auf eine Magnesitkristallisation vor der durchgreifenden eoalpidischen Deformation schließen.

Eine relative (Alters-)Abfolge der Kristallisationsereignisse für den Magnesit von Hinterthal könnte folgendermaßen ausgesehen haben:

- Sedimentation eines pelagischen karbonatischen Sediments im ? Obersilur bis Unterdevon (Haditsch & Mostler, 1978; Schönlaub, 1979).
- Eine darauffolgende früh- bis spätdiagenetische Dolomitierung der pelagischen Kalke.
- Die Hauptphase der Magnesitkristallisation. Dabei könnte es sich um Lösungen gehandelt haben, die aus evaporitischen Brines oder aufkonzentrierten „evaporitischen“ Formationswässern stammten. Der Dolomit wurde dabei metasomatisch durch den Magnesit verdrängt. Zeugen davon sind wolkige, unregelmäßige Übergänge von Magnesit zu Dolomit.
- Mögliche weitere kleinere Phasen der Magnesitbildung.

- Bildung und Transgression der permischen Basalbrekzie, in denen unweit des Vorkommens von Hinterthal rote Magnesite vom Typus Entachen vorhanden sind (Schramm, 1973). Das spricht für eine vor- bis oberpermische Magnesitbildung (Schramm, 1973; Azim Zadeh, 2009).
- (Eo-) Alpidische Orogenese und die Anlage der Sprödt tektonik.
- Posttektonische Redolomitisierung des Magnesits an alpidisch angelegten Störungsflächen. Mit dieser Redolomitisierung gehen Mobilisationen von Quarz, Fahlerz, Cinnabarit und auch Magnesit einher.
- Kavernöse Ausbildung und Limonitisierung des grauen Magnesits an der Basis des Entacherlagers durch zirkulierende Oberflächenwässer, die am Lydit gestaut werden. Limonitierungserscheinungen auch auf Grund von oberflächennahen Verwitterungseinflüssen.
- Vereinzelte Bildung von hypidiomorphen Magnesitkristallen in den Drusen und Hohlräumen des kavernös ausgebildeten Magnesits.

5.6 Angewandte Aspekte

Eine Bergzerreißung wird in einem kleinen Waldstück im Pirnbachlager sichtbar. Die Spalten sind im m-Bereich geöffnet und reichen sichtbare 10 m in die Tiefe (Abb. 62). Diese Massenbewegung dürfte ein Hauptgrund für den Verbruch im S darunter liegenden Schurfstollen VI sein.

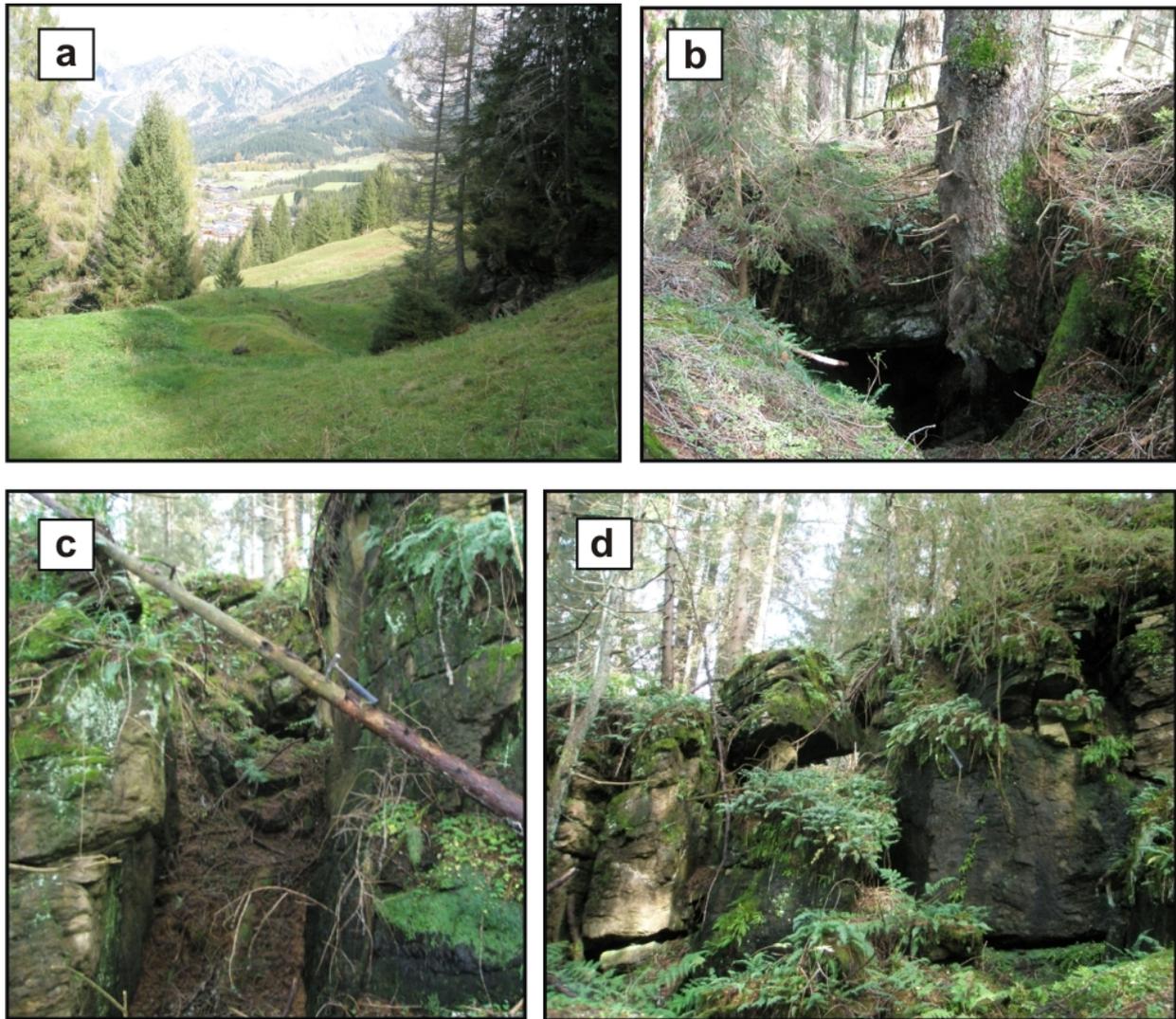


Abbildung 62: Bergzerreißung im Pirnbachlager. a) Horst-Graben-Struktur im Vorfeld der Bergzerreißung (oberer, S Teil der Bergzerreißung, Bildvordergrund, Blickrichtung nach NE). b) und c) Öffnung von Spalten im m-Bereich. d) Die W-Seite der Bergzerreißung ist durch eine großräumige Zerlegung des Magnesits in Blöcken aufgeschlossen.

Das gesamte Gebiet rund um das Magnesitlager auf der Entacheralm ist von kleinräumigen Massenbewegungen in Form von Hangrutschungen und Plaiken betroffen. Auffällig ist das Auftreten von Wasseraustritten und Vernässungszonen im Schiefer an der Grenze zum Magnesit. Das Nebengestein bildet somit einen wasserstauenden Horizont unter dem Magnesitkörper. Der Schurfstollen V ist gering wasserführend, je nach Niederschlagsmenge sind abschnittsweise 10 bis 20 cm Wasser auf der Sohle vorhanden. Der SW-Hang der Entacheralm besitzt eine unruhige Topographie scheint das Ergebnis historischer Massenbewegungen zu sein.

5.7 Montangeologische Konsequenzen und Anregungen

Die große Störung im SW des Entacherlagers beim alten Schurfstollen I an der Grenze zum Lydit zeigt einen größeren E-W Versatz des Entacherlagers über mehrere Dekameter. Die

dominante Störung könnte somit die Form des Lagers in diesem Abschnitt entscheidend mit gestalten. Dieser Umstand ist bei Explorations- und Gewinnungsarbeiten zu berücksichtigen.

Aus dem generellen Streichen und dem bergwärtigen Einfallen des Magnesitvorkommens ist ein Fortsatz des Baleitenlagers nach N von einigen Dekametern möglich. Eine Fortsetzung des Baleitenlagers nach E ist allerdings unwahrscheinlich und dürfte tektonisch begrenzt sein. Die beiden direkt im E anschließenden Gräben dürften dabei mit Störungen konform gehen, die das Lager nach Osten hin begrenzen.

Der bei einer mechanischen Aufbereitung des Magnesits zwangsläufig beibehaltende Gangdolomit, sowie der geflaserte Magnesit und der Magnesit mit seinen Quarzverwachsungen im Allgemeinen stellen erhöhte Anforderungen an die Qualitätssicherung.

Um die Aussagekraft über vorhandene Tonnagen zu erhöhen wäre ein Kernbohrprogramm mit bereits wenigen Aufstellungspunkten im Bereich des Magnesitvorkommens ideal. Die Nachteile sind die hohen Kosten von Kernbohrungen und die zum Teil steile Topografie.

Zusätzlichen Kenntniszuwachs würden kostengünstigere Schmantbohrungen mit einem engen Bohrraster bringen (Abb. 63). Ein Abteufen von Schmantbohrungen bis ins Liegende des Magnesitvorkommens scheint aufgrund der relativ geringen Mächtigkeit wahrscheinlich. Die Ersparnis von Spülwasser ist ein weiterer Vorteil. Jedoch limitieren die steile Topographie und die eingeschränkte Zugänglichkeit auch diese Explorationsmethode.

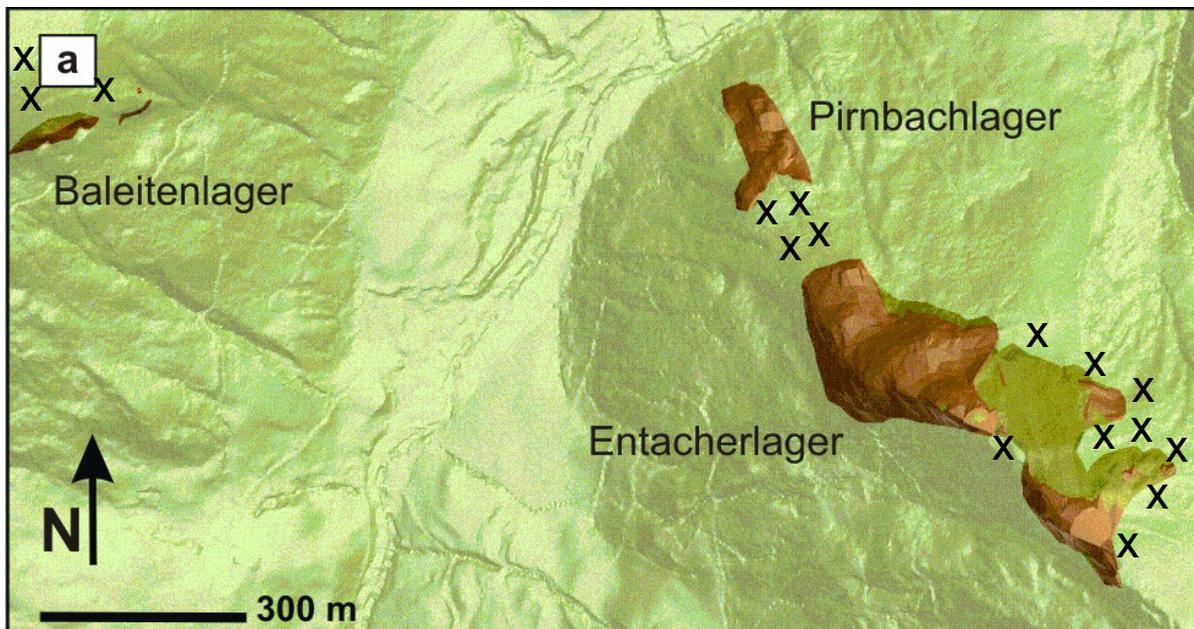


Abbildung 63: a) Vorgeschlagene Bohransatzpunkte (x) für Schmant- oder Kernbohrungen in den Randbereichen des Magnesitvorkommens um rasche Kenntnis über eine mögliche größere Ausdehnung des Magnesitvorkommens zu erlangen.

Mögliche Hoffnungsgebiete für weitere Explorationstätigkeit im Umkreis der Magnesitlager sind das Gebiet zwischen Entacher- und Pirnbachlager, die SE-Bereiche des Entacherlagers und der Abschnitt N des Baleitenlagers (Abb. 63). Im ersten Fall kann ein möglicher Zusammenhang zwischen Entacher- und Pirnbachlager relativ schnell mit Schurfgräben und Schmantbohrungen bzw. im besten Fall mit Kernbohrungen festgestellt werden. Im SE des Entacherlagers ist derselbe Ansatz zu wählen. Die mögliche Fortsetzung des Baleitenlagers nach N wird sich als kostenintensiver herausstellen, da der Magnesitkörper bergeinwärts fällt, die Überlagerung nach N hin rasch zunimmt und die steilen Hänge als Arbeiterschwerfeld hinzukommen.

Als weiteres Explorationstool ist eine gedachte Fläche parallel zur Hauptstreichrichtung des Entacherlagers zu verwenden, welche auf die gegenüberliegenden Berghänge projiziert wird und die den möglichen Fortsatz des Magnesitvorkommens von Hinterthal anzeigt. Mit anderen Worten, der gedachte Fortsatz des Magnesits auf der Entacheralm mit dem generellen Streichen und Fallen lässt sich gut mit der Position und dem Streichen und Fallen des Baleitenlagers am Gegenhang in Verbindung bringen (Abb. 64). Somit könne potentielle Hoffnungsgebiete zielgerichteter exploriert werden.

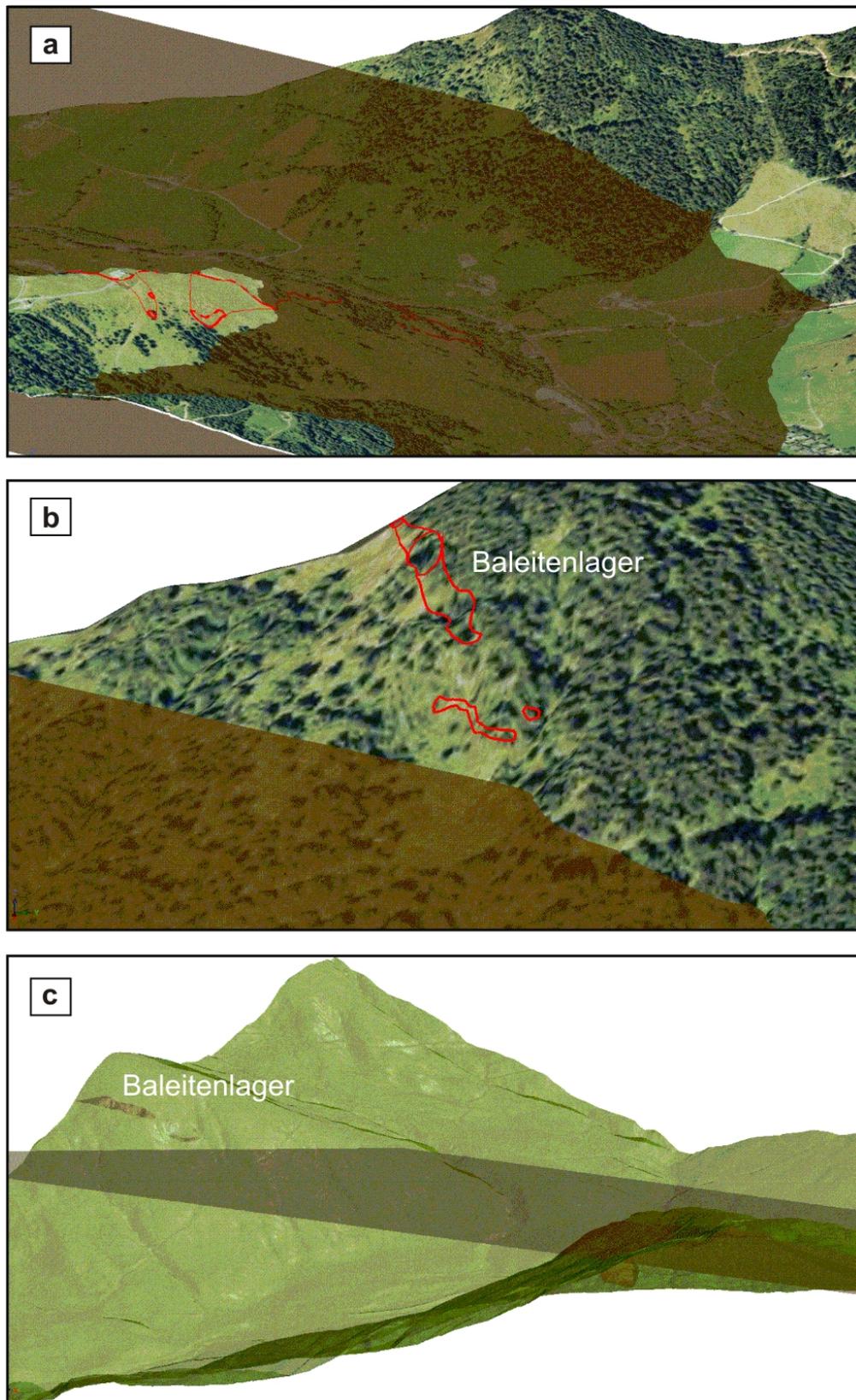


Abbildung 64: Fläche (olive Farbe) mit dem generellen Streichen und Einfällen des Entacherlagers projiziert auf das gegenüberliegende Baleitenlager. Der Verschnitt dieser Fläche mit dem S-Hang des Primbachkögerls ergibt eine gute Übereinstimmung mit der Position des Baleitenlagers und eröffnet somit eine Möglichkeit für zielgerichtete Exploration in der näheren und weiteren Umgebung von Hinterthal.

6 Verzeichnisse

6.1 Literatur

- AL-HASANI, N. & MOSTLER, H.: 1969. Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, 9, Alpenkundliche Studien, 5, S. 5 - 26, Innsbruck.
- AZIM ZADEH, A. M.: 2009. The genetic model of the Hohentauern/Sunk sparry magnesite deposit (Eastern Alps / Austria). Unveröffentlichte Dissertation. Montanuniversität Leoben, 182 S., Leoben.
- BINDER, H. H.: 1999. Lexikon der chemischen Elemente, S. Hirzel Verlag, Stuttgart
- BOYNTON, W. V.: 1985. Cosmochemistry of the rare earth elements – Meteorite studies. – In: HENDERSON; P. (ed) Rare Earth Element - Geochemistry, (Developments in Geochemistry 2), S. 115 – 1.522, Elsevier, Amsterdam.
- DONG, Y., NEUBAUER, F., TICHY, G., SHAMS, K. M., LIU, X., ZHANG, G. & YANG, Z.: 2007. Age and geochemistry of mafic rocks from the western Greywacke zone: implications for the early Palaeozoic rifting and tectonic evolution in the Eastern Alps, Abstract of Workshop and Summer School on Architecture of Collisional Orogens: Eastern Alps versus China Central Orogenic Belt, Salzburg Sept.13 - 24, S. 38 - 39.
- DUM, M., NEUBAUER, F., LIU, X., DONG, Y., & FRIEDL, G.: 2012. Middle/Upper Devonian tuffs and Eo-Alpine tectonic evolution in the central Western Greywacke zone, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, **105/3**, S. 4 - 16, Austria.
- EBNER, F., VOZAROVA, A., KOVACS, S., KRÄUTNER, H.-G., KRSTIC, B., SZEDERKENYI, T., JAMICIC, D., BALEN, D., BELAK, M. & TRAJANOVA, M.: 2008. Devonian-Carboniferous pre-flysch environments in the Circum Pannonian Region. *Geologica Carpathica*, **59**; S. 159 - 195.
- EBNER, F.: (1998). Metallogenese im Norischen Composite Terrane der Ostalpen. *Mitteilungen Österreichische Geologische Gesellschaft*, **91**, S.117 - 26, Wien.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F.: 1989. Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. Geological Society of America, Special Papers, 230, S. 91 - 100, Athens/Georgia.
- GALLHOFER, D.: 2010. Stratigraphie der Magnesitlagerstätte Breitenau. Unveröffentlichte Masterarbeit, Montanuniversität Leoben.

- HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: 1978. Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, S. 357 - 367, Wien.
- HEINISCH, H.: 1988. Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **68**, S. 407 - 418, Zürich.
- HEINISCH, H.: 1986. Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. Unveröffentlichte Habilitation. Universität München, 291 S., München.
- HENJES-KUNST, F. & PROCHASKA, W.: 2010. Sm-Nd dating of hydrothermal carbonate formation- the case of the Breitenau magnesite deposit. Pangeo 2010, Abstracts, *Journal of Alpine Geology*, **52**, S. 138 - 139.
- HOPE, G. A., WOODS, R., & MUNCE, C. G.: 2001. Raman microprobe mineral identification. *Minerals Engineering*, **14/12**, S. 1.565 – 1.577.
- JAEGER, H.: 1978. Graptolithen aus dem Silur der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **69** (1976), S. 89 - 107, Wien.
- JORC CODE, 2004.
- KOCH, M.: 1893. Mitteilung über einen Fundpunkt von Untercarbon – Fauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **45**, S. 294 - 298.
- MÖLLER, P.: 1989. Minor and trace elements in magnesite. – In: Möller, P. (ed) Magnesite: Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg - carbonates. *Monograph series on Mineral Deposits*, **28**, S. 173 - 195, Berlin.
- MORTEANI, G.: 1989. Mg - metasomatic Type Sparry Magnesites of Entachen Alm, Hochfilzen / Bürglkopf and Spiessnagel (Austria). – In: Magnesite; *Monograph Series on Mineral Deposits*, **28**, 300 S., Berlin.
- MOSTLER, H.: 1973. Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). *Veröffentlichungen der Universität Innsbruck*, **86**, S. 237 - 266, Innsbruck.
- MOSTLER, H.: 1968. Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). *Mitteilungen der Gesellschaft Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **18**, S. 89 - 150, Wien.

- MOSTLER, H.: 1966 a). Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal- Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien*, **1966**, S. 157 - 170, Wien.
- PAAR, W. H. & WILHELM G.: 1995. Vom Rohmagnesit zum feuerfesten Magnesitstein. Bergbaumuseumsverein Leogang, 120 S., Leogang.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J.: 2006. *Microtectonics*. 2nd ed. XVI, 366 S. Berlin, Heidelberg, New York.
- PIRKL, H.: 1975. Berichte und Karten RHI AG.
- POHL, W. L.: 2011. *Economic Geology, Principles and Practice: Metals, Minerals, Coal and Hydrocarbons – Introduction to Formation and Sustainable Exploitation of Mineral Deposits*. Wiley-Blackwell; Chichester, West Sussex; Hoboken, NJ, 663 S.
- RANTITSCH, G. & JUDIK, K. (2009): Alpine metamorphism in the central segment of the Western Greywacke Zone (Eastern Alps). – *Geologica Carpathica*, **60**, S. 319 - 329, Bratislava.
- REDLICH, K. A.: 1909. Die Typen der Magnesitlagerstätten. *Zeitschrift für praktische Geologie*, **17**, S. 300 - 310.
- RUMPF, J.: 1873. Über kristallisierte Magnesite und ihre Lagerstätten in den nordöstlichen Alpen. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien*, S. 312 - 315, Wien.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der nördlichen Grauwackenzone. Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **43**, 1 - 149, Wien.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R.: 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 93 - 117, Basel.
- SCHÖNLAUB, H. P. & HEINISCH, H.: 1993. The classic fossiliferous Palaeozoic units of the Eastern and Southern Alps. – In: Raumer, J. F. & NEUBAUER, F. (eds.) *Pre - Mesozoic Geology in the Alps*. S. 395 - 422, Berlin/Heidelberg.
- SCHÖNLAUB, H. P.: 1979. Das Paläozoikum in Österreich. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **33**, 124 S., Wien.
- SCHRAMM, J. M.: 1973. Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (?Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). *Veröffentlichung der Universität Innsbruck*, **86**, Festschrift HEISSEL, 281 - 288, Innsbruck.
- SCHROLL, E.: 2002. Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry. *Boletim Paranaense de Geociências*, **50**, S. 59 - 68.

SPÖTL, C. & VENNEMANN, T.: 2003. Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **17**, S. 1.004 – 1.006.

TOLLMANN, A.: 1977. Die Geologie von Österreich. Die Zentralalpen, Band 1, 765 S., Wien.

WEBER, L. (Ed.): 1997 a. Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe. - Wien (Geologische Bundesanstalt).

WEBER, L. (Ed.): 1997 b. Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. *Archiv für Lagerstättenforschung Geologische Bundesanstalt*, **19**, 607 S., Wien.

www.austrianmap.at (Zugriff am 04.05.2013)

www.freytagberndt.at (Zugriff am 04.05.2013)

6.2 Abkürzungen

N	parallele Nicols
+N	gekreuzte Nicols
Abb.	Abbildung
Actlabs	Activation Laboratories Limited
BB	Bildbreite
BEV	Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen
Bez.	Bezeichnung
bzw.	beziehungsweise
ca.	zirka
Cinn	Cinnabarit
D	Magnesitbezirk Dienten
Dol	Dolomit
DTM	Digital Terrain Model
E	Osten/östlich
E-GWZ	Östliche Grauwackenzone
ENE	ostnordost/ostnordöstlich
et al.	et alii
fk	feinkörnig
FUS-ICP	fusion-inductively coupled plasma
gk	grobkörnig
GWZ	Grauwackenzone
H	Magnesitbezirk Hochfilzen
HT	Hun Terrane
ICP-MS	inductively coupled plasma mass spectrometry
ICP-OES	inductively coupled plasma optical emission spectrometry
INAA	Instrumental Neutron Activation Analysis
LOI	loss on ignition
Ma%	Massenprozent
Mgs	Magnesit
mk	mittelkörnig
N	Norden/nördlich
NCT	Noric Composite Terrane
NE	nordost/nordöstlich
NG	Nebengestein
NNE	nordnordost/nordnordöstlich
NNW	nordnordwest
ppm	part per million
Py	Pyrit
Qtz	Quarz
RFA	Röntgenfluoreszenzanalyse
S	Süden/südlich
Schichtsil.	Schichtsilikate
SEE	Selten-Erd-Elemente
SSE	südsüdost
Str	String
SW	südwest(-lich)
VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite
W	Westen/westlich
W-GWZ	Westliche Grauwackenzone
WSW	westsüdwest(-lich)

6.3 Tabellen

Tabelle 1: Mittelwerte der RFA-Analysen aller Magnesitproben aus der Schurfstrecke V.	53
Tabelle 2: Vergleich ausgewählter Hauptelement-Mittelwerte von 50 Magnesit- und 10 Dolomitproben. Abgesehen vom Eisengehalt und dem Glühverlust sind sich die Mittelwerte der Karbonate recht ähnlich. Als Ergänzung sind die Mittelwerte von MgO und CaO angeführt.	55
Tabelle 3: Gegenüberstellung von Mittelwerten einiger Spurenelementanalysen (Actlabs) aus den Magnesiten von Hinterthal mit Clarke-Werten aus Binder (1999).	57
Tabelle 4: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte von 26 untersuchten Magnesiten aus Hinterthal.	59
Tabelle 5: Ein Vergleich historischer Angaben über den Inhalten des Magnesitvorkommens von Hinterthal mit den in dieser Arbeit ermittelten „inferred resources“.	73

6.4 Abbildungen

- Abbildung 1: Lage des Arbeitsgebiets (gestrichelt) SW von Hinterthal in dem sich das Magnesitvorkommen mit dem Entacher- (E), Pirnbach- (P) und Baleitenlager (B) befindet (www.austrianmap.at, verändert, Zugriff am 04.05.2013; www.freytagberndt.at, verändert, Zugriff am 04.05.2013). 1
- Abbildung 2: a) Entacheralm mit Aufschlussituation 1944 (Foto: RHI AG - Archiv). b) Entacheralm mit dem Entacher-Hof im Herbst 2012; die rote Linie zeigt die Liegendgrenze des Entacherlagers (Foto: Moik). 2
- Abbildung 3: Deckentektonische Gliederung der GWZ zwischen Kitzbühel und Zell am See mit dem Magnesitbezirk Hochfilzen und den dazu gehörigen Vorkommen Bürgelkopf (B), Weißenstein (W) und Inschlagalpe (I) aus WEBER (1997 a, b); verändert nach Heinisch (1986). 8
- Abbildung 4: Neue stratigraphisch-fazielle Gliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone (Heinisch, 1986). 9
- Abbildung 5: Stratigraphische Abfolge und Faziesschema der Tiroler Grauwackenzone mit den Positionen des Magnesitbezirks Hochfilzen (H) und des Magnesit-(Eisenkarbonat-) Bezirks Dienten (D) aus WEBER (1997 a, b); verändert nach Mostler (1968). 10
- Abbildung 6: Idealprofil der Entachenalm mit den Lyditen im Liegenden und den roten Knollenkalken nebst Magnesit im Hangenden (Haditsch & Mostler, 1979). 11
- Abbildung 7: Stark veränderte und ausgeweitete lithostratigraphische Einheiten der W-GWZ nach Heinisch (1988) modifiziert nach Dong et al. (in press) und Dum et al. (2012) mit den Positionen des Magnesitbezirks Hochfilzen (H) und des Magnesit-(Eisenkarbonat-) Bezirks Dienten (D) aus WEBER (1997 a, b). 12
- Abbildung 8: Schematisches Profil durch die Graptolithen-führenden Schichten von der Entachenalm (Jaeger, 1978; verändert). 13
- Abbildung 9: Idealprofil der Entacheralm aus dem Schurfstollen V. Das Hangende ist im Stollen nicht aufgeschlossen, aus der regionalen Situation heraus sind jedoch Metasedimente zu erwarten. 15
- Abbildung 10: a) Ausgeprägte Hohlrumbildung im braun-grauen Magnesit der Probe HTDA_008, im Liegenden des Entacher-Lagers. b) Überblick des kavernen Gefüges. Korngrenzen und Spaltflächen sind limonitisiert. Im linken unteren Bildteil ragt ein hypidiomorpher Magnesitkristall (Mgs) in den Hohlraum. Der Quarz (Qtz) ist vereinzelt in Magnesitkornzwickel bzw. -korngrenzen angereichert (BB=7,08 mm; +N). 18
- Abbildung 11: a) Handstück des bräunlich-grauen, mittel- bis grobkörnigen Magnesits. b) Dolomitmörner mit unregelmäßigen Korngrenzen samt Quarz eingebettet in das magnesitische Pflastergefüge (Probe: HTDA_009; BB: 7,08 mm; +N). 19
- Abbildung 12: a) Schwärzlich grauer Magnesit der Probe HTDA_010 mit einem Dolomit-Quarz-Gang. Die rostigen Flecken sind ehemalige Pyrite. b) Stylolithen, mit feinkörnigen, idiomorphen Pyriten entlang der Drucklösungsflächen, durchziehen den Magnesit. Rechts unten ist ein größeres Quarzkorn sichtbar, welches Teil eines Dolomit-Quarz-Ganges ist (BB: 7,08 mm; +N). 19
- Abbildung 13: a) Beige-grauer, grobkristalliner Magnesit der Probe HTDA_013. b) Der linke Bildteil zeigt einen deutlich brekzierten Abschnitt mit dolomitischer Matrix im Magnesit. In der oberen Hälfte des linken Bildteils ist ein Dolomitgängchen in einem Magnesitkorn erkennbar (BB: 7,08 mm; +N). 20
- Abbildung 14: a) Grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_015 mit roten Farbeinschlüssen. b) Gefügeabschnitt mit Porphyroblasten aus Magnesit (BB: 1,77 mm; +N). 21
- Abbildung 15: a) Grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_046 in der Übersicht. b) Gefügeüberblick im Durchlicht; die obere Bildhälfte dominiert ein Dolomit-Quarz-Gang (BB: 7,08 mm; +N). 21

- Abbildung 16: a) Hellbräunlich-grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_047_1 im Handstück. b) Überblick über das heterogene Gefüge des Magnesits mit Dolomitgängen, Quarznestern und vereinzelt Dolomiten (BB: 7,08 mm; +N). 22
- Abbildung 17: a) Handstück des dunkelgrauen, mittelkörnigen Magnesits, welches von Dolomitgängen durchzogen wird. b) Die Probe HTDA_081_2 besitzt im Durchlicht ein unscharfes Pflastergefüge. Vereinzelt ist der Magnesit mit Dolomitkörnern, des öfteren in Nachbarschaft zu Quarz, bestückt (BB: 3,54 mm; +N). 23
- Abbildung 18: a) Beige-schwarz-grauer, mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_079 mit Dolomit-Magnesit-Quarz-Gängen. b) Magnesitgroßkorn, mit dolomitischen Partien am Kornrand und in Rissen, in der ansonsten fein- bis mittelkörnigen Magnesitkornmatrix. Ein kleinerer Dolomit-Magnesit-Quarz-Gang ist, ungefähr in Bildmitte von links nach rechts, zu sehen (BB: 7,08 mm; +N). 23
- Abbildung 19: a) Bereits im Handstück des Magnesits der Probe HTDA_064 sind die olivfarbenen Schichtsilikatlagen klar zu erkennen. b) Unter dem Mikroskop scheinen die Schichtsilikatlagen mit serizitischem Charakter angrenzende Magnesitkörner zu umfließen. Feinkörniger Quarz ist unter anderem in Magnesitkornzwickel konzentriert (BB: 3,54 mm; +N). 24
- Abbildung 20: a) Nahaufnahme des roten, grobkörnigen Magnesits der Probe HTDA_011. b) Das Bild wird von einem großen Magnesitkorn dominiert. Dieses verfügt über gerundete Korngrenzen und geringe Quarz und Schichtsilikatanreicherungen an denselbigen. Das Korn ist intensiv rot gefärbt und weist reichlich Fossilien, hauptsächlich Ostracoden, auf (BB: 7,08 mm; +N). 25
- Abbildung 21: a) Mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_027 mit ziegelroter Färbung. b) Idiomorpher Quarzkristall in einem Dolomit-Quarz-Gang. c) Fossilreicher Ausschnitt des Magnesits mit „angenagten“, ehemals idiomorphen Pyriten (BB: 7,08 mm; | | N). d) Derselbe Bildteil wie in c), nur mit gekreuzten Polarisatoren; rechts unten ist der Teil eines Dolomit-Quarz-Gangs sichtbar. 26
- Abbildung 22: a) Bräunlich-grau-roter Magnesit mit dunkleren Lagen. b) Überblick über das Gefüge der Probe HTDA_081_3 (BB: 7,08 mm; +N). c) Quarz und Serizit dringen an Magnesitkorngrenzen vor und verdrängen das Karbonat (BB: 0,885 mm; +N). 27
- Abbildung 23: a) Mittelkörniger Magnesit der Probe HTDA_071 mit intensiv rot gefärbten Partien in beige-farbener Umgebung. b) Relativ klares Pflastergefüge mit sporadisch auftretenden Quarz-Dolomit-Nestern (BB: 3,54 mm; +N). 28
- Abbildung 24: a) Dieser rote Magnesittyp besitzt eine ausgeprägte Faserung, hervorgerufen durch einen starken Durchsatz mit Schichtsilikatlagen. b) Gefügeüberblick der Probe HTDA_068 im Durchlicht. Die Schichtsilikatlagen sind schicht- bzw. schieferungsparallel orientiert; zum Teil sind Magnesitkörner senkrecht dazu etwas ausgelängt gewachsen. Vereinzelt Dolomite sind unregelmäßig in das Gefüge eingestreut (BB: 7,08 mm; +N). c) In den rötlicheren Bereichen sind noch klar Fossilquerschnitte zu sehen (BB: 7,08 mm; | | N). 29
- Abbildung 25: a) Weinroter, mittel- bis grobkörniger Magnesit der Probe HTDA_078 mit gut entwickelter Faserung. b) Gefügeübersicht dieses Typs; in Bildmitte zeigt sich wieder ein Magnesitkorn, das von Schichtsilikatlagen umflossen wird (BB: 7,08 mm; +N). 30
- Abbildung 26: a) Hellgrau-weißer, feinkörniger Magnesit der Probe HTDA_030_1. b) Gefüge dieses Typs mit sich kreuzenden Magnesit- und Quarzgängen (BB: 7,08 mm; +N). 31
- Abbildung 27: a) Mittelkörniger, beige-weißer Magnesit der Probe HTDA_077. b) Vereinzelt durchsetzen Dolomite das granoblastische Gefüge des Magnesits und die Magnesitkristalle selbst und dringen bevorzugt an Magnesitkorngrenzen vor (BB: 7,08 mm; +N). 31
- Abbildung 28: a) Übergang von grauen in braunen Dolomit, unter Erhaltung des Gefüges. Die milchig weißen Gangfüllungen bestehen aus Dolomit. Diese Probe verfügt über ein ausgeprägtes Netz- und Aderwerk

- an unterschiedlichen Gängen. b) Magnesit-dominierter Gefügeausschnitt der Probe HTDA_056_2 (BB: 7,08 mm; +N). 33
- Abbildung 29: a) Übergang von rotem in grauen Magnesit. b) In diesem Abschnitt der Probe HTDA_056_3 hat sich ein flechtzaunartiges Magnesitwachstum entwickelt (BB: 7,08 mm; +N). c) Faserwachstum von Quarz und Schichtsilikaten; die Orientierung ist ca. parallel zu den Schichtsilikatlagen (BB: 1,77 mm; +N)..... 34
- Abbildung 30: a) Die grobkörnige Magnesit-Kristallisationsfront dringt in den feinkörnigen Dolomit vor (Probe: HTDA_056_4). b) Vordringen der Magnesitkristallisation entlang von Rissen und Schichtsilikatlagen (BB: 7,08 mm; +N). c) Dolomit ist an Kristallrändern der Magnesitmegakristalle angereichert (BB: 7,08 mm; +N). d) Gefügeausschnitt mit einem größeren Fossilquerschnitt im rechten Bildteil. Die obere Hälfte des Fossils besteht noch aus Dolomit, die untere Hälfte ist bereits Teil eines Magnesitkristalls (BB: 7,08 mm; | |N). e) Derselbe Ausschnitt wie in d), nur mit gekreuzten Polarisatoren. 35
- Abbildung 31: a) Ziegelroter, feinkörniger Dolomit (Probe: HTDA_012). b) Feinkörnige Dolomitmatrix mit parallelen grobkörnigeren Lagen. Des Weiteren findet sich ein Magnesitmegakorn (BB: 7,08 mm; +N). c) Der rote „Klast“ besteht aus eingeschwemmten Ostracoden und wird, teilweise dem Klastgrenzverlauf folgend, von einer limonitisierten Zerrkluft gefüllt mit Quarz und Pyrit flankiert (BB: 7,08 mm; +N). 37
- Abbildung 32: a) Der hellrote Dolomit veranschaulicht ein heterogenes Erscheinungsbild (Probe: HTDA_072). b) Mikroskopisches Gefügebild dieses Typs. Links unten ist noch der Rest eines Magnesitganges, überprägt mit idiomorphen Pyriten, zu sehen (BB: 7,08 mm; +N). In a) wird diese vermutlich durch die dunkle Lage im weißen Dolomitgang verkörpert. 38
- Abbildung 33: a) Blaugrauer, feinkörniger Dolomit der Probe HTDA_066_2. b) Gefügeüberblick dieses Typs. Die grobkörnigeren Lagen spiegeln möglicherweise die ehemaligen Algenlaminae wider (BB: 7,08 mm; +N)..... 38
- Abbildung 34: a) Nahaufnahme des fein- bis mittelkörnigen, weißen Dolomittyps (Probe: HTDA_067_3). b) Übersicht über das Gefüge dieses Typs; Rechts unten befindet sich eine vereinzelt Lage aus Schichtsilikaten (BB: 7,08 mm; +N). c) Quarz tritt bevorzugt an Dolomitkornrändern auf (BB: 1,77 mm; +N)..... 39
- Abbildung 35: a) Cinnabaritkörner innerhalb eines Dolomit-Quarz-Ganges der Probe HTDA_010. b) Kleine, bis 1,00 mm große Fahlerzkörner innerhalb eines Dolomit-Quarz-Ganges der Probe HTDA_010. 40
- Abbildung 36: a) Massiger Lydit mit zahlreichen Quarzgängen (Probe: HTDA_081_4). b) Geschieferter Lydit (Probe: HTDA_032. c) Karbonatischer Lydit mit deutlich erkennbaren Karbonatkristallflächen (Probe: HTDA_004). d) Durchlichtaufnahme von Handstück HTDA_004; in den Karbonatgängen bildet Dolomit hypidiomorphe Mineralkörner (BB: 3,54; +N). e) Unter dem Mikroskop offenbart sich im ungeschieferter Lydit ein wirres Netz- und Aderwerk an Quarzgängen. Die Radiolarien sind noch gut erkennbar (Probe: HTDA_081_4; BB: 7,08 mm; | |N). f) Selbes Bild wie in e), nur mit gekreuzten Polarisatoren. 41
- Abbildung 37: a) Probe HTDA_082 zeigt eine schwache Einregelung der Komponenten (BB: 7,08 mm; +N). b) Probe HTDA_073 ist etwas besser sortiert als die vorhergehende; Rechts oben im Bild lässt sich ein quergreifender Karbonatgang erkennen (BB=, +N). c) Klare Einregelung der Metasedimentkomponenten (Probe: HTDA_034; BB: 3,54 mm; +N). d) In Bildmitte ist das Quarzkorn zerlegt und mit Quarz- und Schichtsilikatfasern, als Druckschattenwachstum, ausgeheilt (Probe: HTDA_073; BB: 0,885 mm; +N). .. 42
- Abbildung 38: a) Beinahe schwarzer Metasiltstein mit schieferungsparallelen, grundeten Quarzkörnern im Feinsandbereich (Probe: HTDA_003; BB: 7,08 mm; +N). b) Deutliches sc-Gefüge im hellen feinkörnigen Metapelit (Probe: HTDA_044; BB: 7,08 mm; +N). c) Ähnliches Gestein wie in b), nur in anderer

Schnittlage, mit einem zerbrochenen Karbonatkorn in der rechten oberen Bildhälfte (Probe: HTDA_062_1; BB: 1,77 mm; +N).....	43
Abbildung 39: Schichtung des Magnesits im gesamten Arbeitsgebiet als a) Polpunkt- und b) Contourplot. Die Auswertung ergibt ein durchschnittliches Einfallen nach Norden mit flacher bis mittelsteiler Lagerung. c) Bankung des Magnesits im Schurfstollen V im Liegenden des Entacherlagers. Die rostroten Verwitterungsprodukte der Pyrite treten entlang der Schichtflächen besonders anschaulich hervor.	45
Abbildung 40: a) Polpunktdarstellung aller Klufflächen im Magnesit. b) Der Contourplot der Klufflächen lässt mindestens 2 Kluffscharen erkennen.	46
Abbildung 41: In a) und b) sind deutlich 3 Hauptstörungsrichtungen im Magnesit zu erkennen; flache, N-fallende Störungen (i), die Schichtungs- bzw. Bankungsparallel auftreten und steile nach S (ii) und E bzw. W (iii) orientierte Störungsflächen. Die Hauptstörungsrichtungen (ii) und (iii) sind ähnlich orientiert wie K1 und K2 im Magnesit. c) Bis über zehn Zentimeter mächtige Störungsletten begleiten die dominanten nach N einfallenden Störungsflächen.	47
Abbildung 42: a) und b) zeigen grobspätigen weißen Dolomit an redolomitiserten Störungen im Magnesit (Schurfstrecke V). c) Horst am N-Ulm im Schurfstollen V. d) Den grauen und roten Dolomit trennt eine cm-dicke olivfarbene Schichtsilikatlage (Schurfstollen V, Horst am N-Ulm).....	48
Abbildung 43: a) & b) Grenze Magnesit-Tonschiefer (TS) mit tonig-lettigem Material (NE-Grenze bzw. SW-Grenze des Entacherlagers). c) Eine Störung beim alten Schurfstollen I im SW-Bereich des Entacherlagers trennt den Magnesit vom Lydit.	49
Abbildung 44: Die Schieferung bzw. Schichtung der Nebengesteine als a) Polpunkt- und b) Contourplot. Ähnlich dem Magnesit sind die Nebengesteine flach bis mittelsteil nach N einfallend.	50
Abbildung 45: a) Die aufgenommenen Faltenachsen im Nebengestein zeigen eine NNE-SSW gerichtete Einengung der Nebengesteine. b) Auswertung einer Falte mit N-S gerichteter Einengung. c) E-W-orientierte Faltenachse der Falte aus b).....	51
Abbildung 46: a) Polpunkt- und b) Contourplot der Kluftrichtungen in den Nebengesteinen. Die Nebengesteine besitzen mind. 4 bevorzugte Kluffscharen.	52
Abbildung 47: Der a) Polpunktplot der Störungsflächen im Nebengestein bringt ein durchschnittlich mittelsteiles Einfallen der Störungen nach N mit Abweichungen nach E und W zum Ausdruck. b) sc-Gefüge im Nebengestein, das zu einem keilförmigen Ausbruch des Gesteins führt.....	52
Abbildung 48: Boxplots ausgewählter Hauptelemente der 50 RFA-untersuchten Magnesitproben (Angaben in Massenprozent).	54
Abbildung 49: Das Variationsdiagramm MgO - FeO für Magnesit (Rauten) und Dolomit (Quadrate) (RFA-Gesamtgesteinsanalyse); FeO berechnet aus Fe ₂ O ₃	55
Abbildung 50: Das Variationsdiagramm von SiO ₂ - Al ₂ O ₃ der Magnesitproben weist positive Korrelationen auf (RFA-Gesamtgesteinsanalysen).....	56
Abbildung 51: SEE-Muster von 19 Magnesit- und 4 Dolomitproben (chondritnormiert nach Boynton, 1985). 58	
Abbildung 52: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten von 26 untersuchten Magnesiten aus Hinterthal. .60	
Abbildung 53: a) Isoliniendarstellung der Laserscandaten vom Arbeitsgebiet SW von Hinterthal (H). b) Flächenmodell (DTM) der Isoliniendarstellung. Die Bearbeitung der Laserscandaten zu einem Höhenmodell bringt ein ausgezeichnetes Bild der Topographie zu Tage und gibt den Blick Richtung SE auf das Hauptarbeitsgebiet frei. Die Ortschaft Hinterthal befindet sich am linken Bildrand.	61
Abbildung 54: a) Die gesicherten und vermuteten Magnesitgrenzen aus der geologischen Kartierung wurden über die Topographie des Arbeitsgebietes gelegt. b) Dreidimensionale Ansicht der Magnesitausbisslinien.	62

Abbildung 55: a) Digitalisierte Vertikalschnitte der historischen Magnesitprofile des Entacher- und Pirnbachlagers. b) Anpassung der historischen Vertikalschnitte an die neukartierten Ausbisslinien des Magnesits.	62
Abbildung 56: a) Das Resultat der Triangulation der veränderten Profilschnitte ist ein erster Magnesitkörper. b) Dieser erste Magnesitkörper wurde konturiert und in Horizontalschnitte umgewandelt.	63
Abbildung 57: Fertiges Modell des Magnesitkörpers im Hauptarbeitsgebiet am orographisch linken Talgehänge des Urslaubaches mit dem größeren Entacher- und kleineren Pirnbachlager.	63
Abbildung 58: a) Kombination der Magnesitausbisslinien mit der Topographie und dem Orthofoto mit teilweise sichtbarem Magnesitkörper (P=Pirnbachlager, E=Entacherlager); Blickrichtung nach SSE. b) Magnesitkörper mit transparenter Topographie; Blickrichtung nach SE.....	64
Abbildung 59: a) Modellierter geologischer Körper des Magnesits vom Baleitenlager am Südhang des Primbachkögerls. b) Baleitenlager mit transparenter Topographie (Blickrichtung nach NW). c) Ausbisslinien des Baleitenmagnesits mit hinterlegtem Orthofoto (Blickrichtung nach NW).	65
Abbildung 60: a) Blick von oben auf das Magnesitvorkommen SW von Hinterthal. b) Das Magnesitvorkommen von NE aus gesehen mit dem Entacher- und Pirnbachlager im Vordergrund und dem Baleitenlager im Hintergrund. c) Orthofotodarstellung mit den Ausbisslinien der Magnesitkörper (Blickrichtung nach SW).....	67
Abbildung 61: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenwerte aus Schroll (1997) ergänzt um die aktuellen Isotopenwerte von 26 untersuchten Magnesiten aus Hinterthal.	72
Abbildung 62: Bergzerreißung im Pirnbachlager. a) Horst-Graben-Struktur im Vorfeld der Bergzerreißung (oberer, S Teil der Bergzerreißung, Bildvordergrund, Blickrichtung nach NE). b) und c) Öffnung von Spalten im m-Bereich. d) Die W-Seite der Bergzerreißung ist durch eine großräumige Zerlegung des Magnesits in Blöcken aufgeschlossen.	76
Abbildung 63: a) Vorgeschlagene Bohransatzpunkte (x) für Schmant- oder Kernbohrungen in den Randbereichen des Magnesitvorkommens um rasche Kenntnis über eine mögliche größere Ausdehnung des Magnesitvorkommens zu erlangen.....	77
Abbildung 64: Fläche (olive Farbe) mit dem generellen Streichen und Einfallen des Entacherlagers projiziert auf das gegenüberliegende Baleitenlager. Der Verschnitt dieser Fläche mit dem S-Hang des Primbachkögerls ergibt eine gute Übereinstimmung mit der Position des Baleitenlagers und eröffnet somit eine Möglichkeit für zielgerichtete Exploration in der näheren und weiteren Umgebung von Hinterthal.	79

Anhang I: Geochemie RFA-Breitenau

Probenbezeichnung	Lithologie	ZrO ₂	NiO	Fe ₂ O ₃	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	Glühverlust (1025°C)
HTDA_5	Mgs	0,00	0,01	4,18	0,91	0,01	0,07	2,87	0,22	0,43	8,15	1,11	39,28	0,00	42,43
HTDA_6	Mgs	0,00	0,03	3,00	0,59	0,00	0,04	1,01	0,13	0,09	4,04	0,62	43,01	0,01	47,43
HTDA_7	Mgs	0,00	0,02	2,99	0,57	0,00	0,04	1,39	0,16	0,14	3,39	0,69	43,17	0,01	47,42
HTDA_8	Mgs	0,00	0,01	2,10	0,60	0,00	0,03	0,81	0,09	0,07	2,87	0,52	43,70	0,01	48,95
HTDA_9	Mgs	0,00	0,00	2,87	0,54	0,00	0,06	1,31	0,22	0,12	4,58	1,02	41,71	0,00	47,38
HTDA_10	Mgs	0,00	0,01	3,54	0,56	0,00	0,04	1,72	0,21	0,11	5,83	1,01	40,51	0,02	46,30
HTDA_11	Mgs	0,00	0,02	4,00	0,54	0,00	0,07	1,23	0,26	0,09	5,80	1,19	40,54	0,02	46,19
HTDA_13	Mgs	0,00	0,00	3,44	0,45	0,00	0,05	8,96	0,19	0,07	3,33	0,95	36,05	0,00	46,27
HTDA_14	Mgs	0,00	0,02	3,45	0,37	0,00	0,04	1,74	0,15	0,06	3,25	0,68	42,52	0,02	47,58
HTDA_15	Mgs	0,00	0,00	3,02	0,23	0,00	0,05	8,20	0,15	0,08	4,00	0,82	37,30	0,03	46,03
HTDA_16	Mgs	0,00	0,00	3,83	0,34	0,00	0,05	4,89	0,19	0,07	3,40	0,95	39,88	0,01	46,39
HTDA_17	Mgs	0,00	0,01	3,70	0,33	0,00	0,06	2,14	0,16	0,06	3,44	0,88	41,52	0,00	47,49
HTDA_18	Mgs	0,00	0,00	3,86	0,33	0,00	0,05	1,06	0,15	0,07	2,43	0,85	42,22	0,02	48,82
HTDA_19	Mgs	0,00	0,02	3,50	0,31	0,00	0,05	4,16	0,14	0,10	5,02	0,83	39,67	0,00	46,16
HTDA_20	Mgs	0,00	0,00	3,44	0,35	0,00	0,05	4,99	0,18	0,10	3,80	1,02	39,65	0,02	46,38
HTDA_21	Mgs	0,00	0,00	3,33	0,29	0,00	0,05	3,24	0,17	0,07	3,98	0,99	40,46	0,00	47,24
HTDA_22	Mgs	0,00	0,00	2,53	0,26	0,00	0,06	1,40	0,18	0,08	3,66	1,00	42,43	0,01	48,38
HTDA_23	Mgs	0,00	0,01	2,30	0,27	0,00	0,04	2,40	0,14	0,08	2,98	0,77	42,33	0,01	48,57
HTDA_24	Mgs	0,00	0,00	3,42	0,30	0,00	0,05	2,79	0,12	0,08	2,59	0,79	41,45	0,02	48,24
HTDA_25	Mgs	0,00	0,00	3,25	0,50	0,00	0,04	3,15	0,14	0,08	3,18	0,78	41,15	0,03	47,69
HTDA_26	Mgs	0,00	0,00	4,05	0,57	0,00	0,05	1,91	0,21	0,09	3,54	0,90	41,37	0,01	47,29
HTDA_27	Mgs	0,00	0,00	4,65	0,48	0,00	0,06	2,46	0,25	0,10	4,74	1,13	40,40	0,00	45,67
HTDA_30_1	Mgs	0,00	0,00	2,75	0,49	0,00	0,06	0,74	0,24	0,05	5,77	1,04	41,70	0,03	47,08
HTDA_30_2	Mgs	0,00	0,00	4,21	0,79	0,00	0,05	0,76	0,15	0,06	2,77	0,89	42,33	0,03	47,97
HTDA_38	Mgs	0,00	0,00	3,18	0,41	0,00	0,04	0,41	0,14	0,05	3,00	0,71	43,10	0,00	48,92
HTDA_39	Mgs	0,00	0,00	3,51	0,34	0,00	0,12	1,87	0,48	0,07	11,60	2,21	37,00	0,00	42,80

Probenbezeichnung	Lithologie	ZrO ₂	NiO	Fe ₂ O ₃	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	Glühverlust (1025°C)
HTDA_45	Mgs	0,00	0,00	3,41	0,36	0,00	0,05	4,65	0,17	0,10	5,57	0,82	42,63	0,00	42,24
HTDA_46	Mgs	0,00	0,00	3,81	0,46	0,00	0,07	3,40	0,24	0,14	5,12	1,21	39,34	0,03	46,18
HTDA_47	Mgs	0,00	0,00	3,43	0,45	0,00	0,05	2,79	0,17	0,07	3,70	0,82	43,76	0,00	44,77
HTDA_48	Mgs	0,00	0,00	3,31	0,48	0,00	0,05	0,89	0,19	0,10	3,97	0,94	42,17	0,02	47,88
HTDA_49	Mgs	0,00	0,00	2,67	0,36	0,00	0,05	2,45	0,18	0,10	8,70	0,94	39,40	0,00	45,12
HTDA_50	Mgs	0,00	0,00	3,32	0,42	0,00	0,05	2,66	0,14	0,07	5,90	0,75	40,42	0,00	46,24
HTDA_51	Mgs	0,00	0,00	3,15	0,48	0,00	0,05	2,07	0,16	0,07	2,65	0,85	42,16	0,03	48,33
HTDA_52	Mgs	0,00	0,00	3,26	0,45	0,00	0,05	1,33	0,14	0,08	3,28	0,90	42,28	0,00	48,24
HTDA_53	Mgs	0,00	0,00	2,99	0,45	0,00	0,07	1,37	0,22	0,10	7,40	1,25	40,20	0,00	45,93
HTDA_54	Mgs	0,00	0,00	2,76	0,37	0,00	0,07	1,91	0,26	0,08	5,39	1,36	40,96	0,02	46,78
HTDA_55	Mgs	0,00	0,00	3,09	0,43	0,00	0,07	1,93	0,19	0,16	6,47	1,22	40,40	0,01	46,03
HTDA_56	Mgs	0,00	0,00	4,04	0,74	0,00	0,07	2,95	0,23	0,08	3,06	1,35	40,72	0,00	46,73
HTDA_61	Mgs	0,00	0,00	5,44	0,77	0,00	0,16	0,41	0,58	0,05	8,60	2,53	37,78	0,03	43,67
HTDA_64	Mgs	0,01	0,00	3,29	0,23	0,00	0,21	0,45	0,85	0,06	10,31	3,48	38,22	0,00	42,90
HTDA_66_1	Mgs	0,00	0,00	2,25	0,31	0,00	0,07	3,76	0,27	0,05	11,10	1,15	36,98	0,02	44,05
HTDA_68	Mgs	0,00	0,00	3,02	0,26	0,00	0,14	0,89	0,66	0,06	7,44	2,48	39,86	0,01	45,19
HTDA_69	Mgs	0,00	0,00	2,65	0,30	0,00	0,04	0,32	0,13	0,06	3,47	0,69	43,46	0,00	48,90
HTDA_70	Mgs	0,00	0,00	3,89	0,53	0,00	0,05	1,71	0,14	0,07	2,24	0,83	42,24	0,00	48,32
HTDA_71	Mgs	0,00	0,00	3,69	0,39	0,00	0,06	0,71	0,22	0,08	4,12	1,03	41,87	0,00	47,85
HTDA_77	Mgs	0,00	0,00	2,17	0,23	0,00	0,04	1,86	0,14	0,05	2,59	0,60	42,91	0,00	49,42
HTDA_78	Mgs	0,00	0,00	4,07	0,32	0,00	0,18	0,43	0,83	0,04	10,89	3,06	37,51	0,01	42,63
HTDA_79	Mgs	0,00	0,00	2,66	0,50	0,00	0,05	1,32	0,16	0,09	5,48	0,86	41,41	0,00	47,46
HTDA_81_2	Mgs	0,00	0,00	8,97	1,06	0,00	0,03	2,34	0,08	0,07	2,75	0,55	37,50	0,01	46,60
HTDA_81_3	Mgs	0,00	0,00	5,45	0,75	0,00	0,04	1,06	0,12	0,05	2,35	0,72	41,09	0,00	48,38

Probenbezeichnung	Lithologie	ZrO ₂	NiO	Fe ₂ O ₃	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	Glühverlust (1025°C)
HTDA_12	Dol	0,00	0,00	2,99	0,48	0,00	0,05	20,63	0,17	0,07	3,17	0,93	26,54	0,03	44,92
HTDA_63	Dol	0,00	0,00	1,35	0,17	0,00	0,03	27,99	0,10	0,02	6,12	0,58	19,93	0,00	43,70
HTDA_66_2	Dol	0,00	0,00	2,04	0,36	0,00	0,07	27,66	0,24	0,04	5,47	1,58	19,12	0,01	43,42
HTDA_67_1	Dol	0,00	0,00	2,03	0,20	0,00	0,06	20,17	0,30	0,03	8,25	1,43	24,53	0,01	42,99
HTDA_67_2	Dol	0,00	0,00	3,14	1,41	0,00	0,04	28,87	0,07	0,05	2,74	0,77	19,10	0,00	43,82
HTDA_67_3	Dol	0,00	0,00	2,23	0,25	0,00	0,09	27,11	0,44	0,04	7,25	2,15	18,31	0,00	42,12
HTDA_67_4	Dol	0,00	0,00	1,46	0,18	0,00	0,08	27,60	0,32	0,05	5,77	1,79	19,49	0,00	43,26
HTDA_72	Dol	0,00	0,00	2,03	0,79	0,00	0,04	28,58	0,13	0,08	3,45	1,03	19,60	0,00	44,25
HTDA_75	Dol	0,00	0,00	2,39	0,89	0,00	0,03	29,31	0,07	0,05	2,52	0,69	19,55	0,00	44,50
HTDA_76	Dol	0,00	0,00	2,82	1,22	0,00	0,04	29,40	0,17	0,09	2,91	0,98	19,50	0,00	42,88

Probenbezeichnung	Lithologie	ZrO ₂	NiO	Fe ₂ O ₃	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	Glühverlust (1025°C)
HTDA_4	NG	0,01	0,00	4,29	0,57	0,02	0,15	2,81	0,46	1,54	44,12	2,18	19,40	0,02	24,42
HTDA_59	NG	0,01	0,00	11,44	0,60	0,00	0,05	18,46	0,11	0,04	12,93	0,94	23,55	0,00	31,88
HTDA_60	NG	0,06	0,02	21,44	0,36	0,02	3,04	10,42	0,30	0,73	42,02	13,03	6,90	1,03	0,61
HTDA_62_2	NG	0,00	0,00	7,92	0,51	0,00	0,10	4,54	0,42	0,03	17,27	1,67	29,37	0,02	38,16
HTDA_65_2	NG	0,02	0,00	4,00	0,28	0,03	0,28	0,12	0,61	0,02	77,99	2,82	6,08	0,02	7,71
HTDA_74	NG	0,01	0,00	2,98	0,41	0,00	0,24	7,28	1,10	0,07	35,10	4,82	20,86	0,02	27,12
HTDA_81_1	NG	0,01	0,00	1,00	0,06	0,00	0,09	5,18	1,10	0,05	74,74	4,97	4,20	0,03	8,54
HTDA_53_1	NG	0,04	0,00	5,42	0,02	0,04	1,52	0,13	5,51	0,28	48,18	28,75	2,00	0,22	7,89

Anhang I: Geochemie Actlabs

Activation Laboratories Ltd. Report: A13-03997

Analyte Symbol	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	Au	Ag	As	Ba	Be	Bi	Br	Cd	Co	Cr	Cs	Cu
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	5	0.5	2	3	1	2	1	0.5	1	1	0.5	1
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	INAA	MULT INAA / TD- ICP	INAA	MULT INAA/FUSI CP	FUS-ICP	TD-ICP	INAA	TD-ICP	INAA	INAA	INAA	TD-ICP
HTDA_004	19.51	2.45	3.92	0.81	31.36	1.85	0.03	0.68	0.129	1.19	37.86	99.79	< 5	< 0.5	26	652	3	< 2	3	< 0.5	114	115	< 0.5	91
HTDA_008	1.62	0.40	1.94	0.54	45.22	0.51	0.01	0.12	0.022	0.06	50.10	100.5	< 5	< 0.5	< 2	16	< 1	< 2	< 1	< 0.5	94	< 1	< 0.5	14
HTDA_009	2.73	0.60	1.92	0.49	41.57	2.73	0.01	0.18	0.029	0.06	48.96	99.27	< 5	< 0.5	9	17	< 1	< 2	6	< 0.5	40	< 1	< 0.5	51
HTDA_010	5.67	0.97	3.44	0.56	41.18	1.42	0.01	0.28	0.045	0.11	46.67	100.4	< 5	< 0.5	< 2	138	< 1	< 2	< 1	< 0.5	5	4	< 0.5	4
HTDA_011	2.44	0.70	3.92	0.54	41.73	0.47	0.01	0.20	0.034	0.08	48.63	98.75	< 5	< 0.5	2	14	< 1	< 2	8	< 0.5	9	9	< 0.5	5
HTDA_012	2.59	1.11	2.24	0.50	18.74	26.74	0.02	0.33	0.052	0.07	43.96	96.36	< 5	< 0.5	< 2	21	< 1	< 2	25	< 0.5	< 1	< 1	< 0.5	1
HTDA_013	2.35	0.55	2.43	0.46	43.35	1.52	< 0.01	0.16	0.028	0.05	49.34	100.2	< 5	< 0.5	18	15	< 1	< 2	< 1	< 0.5	72	< 1	< 0.5	146
HTDA_015	2.26	0.30	2.78	0.24	39.53	5.14	0.01	0.07	0.014	0.07	47.92	98.35	< 5	< 0.5	< 2	134	< 1	< 2	< 1	< 0.5	3	< 1	< 0.5	< 1
HTDA_027	1.96	0.84	3.17	0.52	43.72	0.83	0.02	0.26	0.039	0.10	48.83	100.3	< 5	< 0.5	3	35	1	< 2	7	< 0.5	3	5	< 0.5	< 1
HTDA_030_1	5.42	0.73	2.56	0.44	43.11	0.64	0.01	0.22	0.035	0.07	47.68	100.9	< 5	< 0.5	< 2	44	< 1	< 2	< 1	< 0.5	16	< 1	< 0.5	< 1
HTDA_046	4.05	0.73	2.72	0.43	40.59	3.08	0.02	0.21	0.033	0.10	47.64	99.60	< 5	< 0.5	22	78	< 1	< 2	4	< 0.5	26	6	< 0.5	95
HTDA_047	1.94	0.52	2.94	0.41	42.71	2.14	0.01	0.14	0.027	0.07	49.21	100.1	< 5	< 0.5	2	24	< 1	< 2	< 1	< 0.5	47	9	< 0.5	6
HTDA_064	8.56	3.18	3.27	0.22	39.73	0.33	0.03	1.02	0.163	0.06	44.28	100.8	< 5	< 0.5	< 2	1500	1	< 2	5	< 0.5	18	18	< 0.5	< 1
HTDA_066	3.23	1.28	2.60	0.35	43.22	1.24	0.02	0.41	0.068	0.07	48.38	100.9	< 5	< 0.5	< 2	28	< 1	< 2	6	< 0.5	4	6	< 0.5	3
HTDA_066_2	4.43	1.38	2.18	0.46	18.65	27.84	0.04	0.45	0.073	0.05	43.71	99.24	< 5	< 0.5	< 2	38	< 1	< 2	23	< 0.5	5	10	< 0.5	10
HTDA_067_3	5.91	1.37	2.21	0.32	17.46	26.49	0.05	0.47	0.071	0.02	42.92	97.28	< 5	< 0.5	< 2	30	< 1	< 2	33	< 0.5	36	10	< 0.5	1
HTDA_068	7.35	2.50	3.09	0.26	40.22	0.88	0.01	0.88	0.127	0.07	45.07	100.5	< 5	< 0.5	< 2	57	1	< 2	4	< 0.5	46	11	< 0.5	1
HTDA_071	4.37	1.00	3.61	0.37	42.32	0.61	0.01	0.28	0.044	0.10	47.88	100.6	< 5	< 0.5	< 2	17	1	< 2	7	< 0.5	6	10	< 0.5	< 1
HTDA_072	2.58	1.04	2.07	0.75	19.05	28.45	0.03	0.31	0.047	0.11	44.38	98.81	< 5	< 0.5	< 2	30	< 1	< 2	39	< 0.5	71	19	< 0.5	< 1
HTDA_077	3.54	0.74	2.14	0.20	42.24	2.64	0.01	0.23	0.038	0.06	48.68	100.5	< 5	< 0.5	2	19	< 1	< 2	3	< 0.5	56	< 1	< 0.5	8
HTDA_078	17.28	4.84	3.90	0.26	33.96	0.26	0.03	1.76	0.260	0.08	37.92	100.5	< 5	< 0.5	< 2	77	< 1	< 2	< 1	< 0.5	9	20	4.8	< 1
HTDA_079	4.02	0.71	2.39	0.45	43.31	1.04	0.01	0.17	0.027	0.12	48.59	100.8	< 5	< 0.5	< 2	31	< 1	< 2	< 1	< 0.5	21	< 1	< 0.5	13
HTDA_081_2	2.64	0.74	8.62	0.86	37.61	3.01	0.02	0.17	0.034	0.08	44.91	98.68	< 5	< 0.5	6	37	< 1	< 2	5	< 0.5	17	< 1	< 0.5	6
HTDA_081_3	3.32	1.16	4.51	0.60	41.47	1.08	0.03	0.26	0.036	0.07	47.60	100.1	< 5	< 0.5	2	237	< 1	< 2	< 1	< 0.5	5	< 1	< 0.5	9

Activation Laboratories Ltd. Report: A13-03997

Analyte Symbol	Hf	Hg	Ir	Mo	Ni	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Nd	Sm
Unit Symbol	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.5	1	5	2	1	5	20	0.001	0.2	0.1	3	2	1	0.5	0.5	5	3	1	1	2	0.2	3	5	0.1
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	INAA	TD-ICP	INAA	INAA	INAA	FUS-ICP	INAA	INAA	INAA	FUS-ICP	INAA	FUS-ICP	TD-ICP	FUS-ICP	INAA	INAA	INAA	INAA
HTDA_004	<0.5	2	<5	8	85	28	<20	1.91	6.4	6.2	<3	61	<1	2.4	12.5	239	1470	59	24	30	59.1	86	47	7.2
HTDA_008	<0.5	<1	<5	<2	58	<5	<20	0.076	5.9	1.5	<3	9	4	<0.5	2.8	13	1010	12	5	6	8.2	18	<5	1.2
HTDA_009	<0.5	10	<5	<2	47	<5	<20	0.088	19.2	1.9	<3	81	<1	0.7	<0.5	12	270	13	8	8	8.5	20	<5	1.3
HTDA_010	<0.5	<1	<5	<2	36	<5	<20	0.404	1.2	1.9	<3	66	<1	0.9	<0.5	38	4	10	3	14	8.7	14	<5	1.6
HTDA_011	<0.5	1	<5	<2	37	<5	<20	0.146	1.2	1.6	<3	26	<1	0.7	2.7	18	74	14	7	7	6.1	14	<5	1.1
HTDA_012	<0.5	<1	<5	<2	18	<5	<20	0.334	1.3	2.4	<3	31	<1	1.2	<0.5	20	12	15	1	12	12.4	33	<5	1.9
HTDA_013	<0.5	49	<5	<2	71	<5	<20	0.116	85.9	1.8	<3	51	<1	<0.5	<0.5	23	302	12	8	9	8.0	9	<5	1.2
HTDA_015	<0.5	<1	<5	<2	12	<5	<20	0.298	0.9	1.5	<3	36	<1	<0.5	<0.5	9	7	10	6	4	5.0	14	<5	1.2
HTDA_027	<0.5	5	<5	<2	28	<5	<20	0.361	3.6	1.7	<3	43	<1	0.7	<0.5	17	6	12	8	8	14.1	36	<5	2.0
HTDA_030_1	<0.5	2	<5	<2	9	<5	<20	0.039	0.5	1.8	<3	20	<1	0.8	<0.5	11	102	9	10	7	5.6	13	<5	1.1
HTDA_046	<0.5	2	<5	<2	28	<5	<20	0.150	4.3	2.2	<3	34	<1	0.8	<0.5	29	148	12	6	7	10.5	28	17	1.9
HTDA_047	<0.5	<1	<5	<2	25	<5	<20	0.044	2.6	2.0	<3	37	<1	1.0	<0.5	23	480	11	5	6	6.9	23	<5	1.5
HTDA_064	<0.5	<1	<5	<2	23	<5	<20	0.047	1.2	4.5	<3	144	<1	3.5	<0.5	30	134	12	11	27	19.3	34	37	2.3
HTDA_066	<0.5	<1	<5	<2	13	<5	<20	0.022	0.9	1.8	<3	9	<1	0.9	1.2	12	<3	8	5	13	11.7	21	<5	1.1
HTDA_066_2	<0.5	<1	<5	<2	9	<5	<20	0.088	<0.2	2.0	<3	30	<1	1.9	<0.5	15	58	13	6	14	10.0	22	20	1.6
HTDA_067_3	<0.5	<1	<5	<2	13	<5	<20	0.078	<0.2	2.6	<3	19	<1	1.8	<0.5	17	352	18	13	14	21.6	23	<5	2.8
HTDA_068	<0.5	<1	<5	<2	25	<5	50	0.008	2.8	3.9	<3	11	<1	2.9	<0.5	23	581	16	14	22	14.4	24	<5	2.4
HTDA_071	<0.5	<1	<5	<2	33	<5	<20	0.012	0.9	1.9	<3	15	<1	1.2	<0.5	14	15	13	5	11	12.5	34	<5	2.0
HTDA_072	<0.5	<1	<5	<2	29	<5	<20	0.138	0.6	2.0	<3	34	<1	1.6	<0.5	16	954	14	3	9	23.3	48	<5	2.4
HTDA_077	<0.5	<1	<5	<2	15	<5	<20	0.018	0.8	1.6	<3	16	<1	0.6	<0.5	10	737	12	6	9	5.8	18	<5	1.3
HTDA_078	<0.5	<1	<5	<2	31	<5	30	0.004	3.0	6.5	<3	12	<1	5.3	<0.5	40	<3	7	18	43	26.1	44	44	3.0
HTDA_079	<0.5	4	<5	<2	26	<5	<20	0.026	6.7	1.9	<3	41	<1	<0.5	<0.5	26	191	13	8	7	7.4	16	<5	1.7
HTDA_081_2	<0.5	<1	<5	<2	58	<5	<20	1.30	1.2	1.8	<3	98	<1	0.8	<0.5	28	4	13	11	9	9.6	21	<5	1.5
HTDA_081_3	<0.5	<1	<5	<2	20	<5	<20	0.202	1.3	2.2	<3	28	<1	1.0	<0.5	20	<3	13	11	9	7.4	16	<5	1.7

Activation Laboratories Ltd. Report: A13-03997

Analyte Symbol	Eu	Tb	Yb	Lu	Mass
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	g
Detection Limit	0.1	0.5	0.1	0.05	
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
HTDA_004	1.4	< 0.5	4.6	0.26	1.013
HTDA_008	< 0.1	< 0.5	1.0	0.07	1.031
HTDA_009	0.6	< 0.5	1.2	< 0.05	1.033
HTDA_010	< 0.1	< 0.5	0.7	0.06	1.034
HTDA_011	< 0.1	< 0.5	0.9	0.07	1.031
HTDA_012	0.4	< 0.5	1.0	0.09	1.026
HTDA_013	< 0.1	< 0.5	0.9	0.06	1.030
HTDA_015	0.3	< 0.5	1.1	0.05	1.028
HTDA_027	0.4	< 0.5	1.0	0.08	1.023
HTDA_030_1	< 0.1	< 0.5	0.9	< 0.05	1.033
HTDA_046	< 0.1	< 0.5	1.0	0.06	1.024
HTDA_047	< 0.1	< 0.5	1.0	0.08	1.029
HTDA_064	< 0.1	< 0.5	1.3	< 0.05	1.021
HTDA_066	< 0.1	< 0.5	0.8	< 0.05	1.014
HTDA_066_2	0.3	< 0.5	0.9	< 0.05	1.021
HTDA_067_3	0.7	< 0.5	1.1	0.07	1.031
HTDA_068	< 0.1	< 0.5	1.1	0.07	1.030
HTDA_071	0.4	< 0.5	1.4	0.07	1.016
HTDA_072	< 0.1	< 0.5	2.0	0.08	1.025
HTDA_077	< 0.1	< 0.5	1.5	< 0.05	1.033
HTDA_078	0.6	< 0.5	0.4	0.06	1.025
HTDA_079	0.4	< 0.5	0.9	< 0.05	1.031
HTDA_081_2	< 0.1	< 0.5	1.1	0.07	1.024
HTDA_081_3	0.3	< 0.5	1.0	0.07	1.037

Anhang II: Gefügedaten Schurfstollen V

Nr.	Strukturelement	Einfallrichtung	Einfallswinkel	Lithologie
1	ss	304	14	NG
2	st	127	32	NG
3	k	282	73	NG
4	k	261	72	NG
5	ss	131	24	NG
6	ss	331	22	NG
7	ss	339	21	NG
8	ss	300	29	NG
9	k	228	89	NG
10	ss	349	14	NG
11	st	025	33	NG
12	ss	355	16	NG
13	ss	351	21	NG
14	ss	339	19	Mgs
15	ss	300	19	Mgs
16	ss	023	26	Mgs
17	st	014	89	Mgs
18	ss	297	13	Mgs
19	ss	014	19	Mgs
20	ss	017	21	Mgs
21	ss	029	21	Mgs
22	ss	036	26	Mgs
23	ss	333	26	Mgs
24	ss	351	24	Mgs
25	ss	333	24	Mgs
26	k	258	86	Mgs
27	ss	013	17	Mgs
28	k	261	72	Mgs
29	ss	017	04	Mgs
30	k	029	88	Mgs
31	k	029	88	Mgs
32	ss	023	11	Mgs
33	st	069	56	Mgs
34	st	154	87	Mgs
35	ss	343	07	Mgs
36	st	199	84	Mgs
37	k	207	81	Mgs
38	st	064	86	Mgs
39	ss	029	12	Mgs
40	st	261	79	Mgs
41	st	070	81	Mgs
42	st	072	84	Mgs
43	ss	251	21	Mgs
44	ss	258	20	Mgs
45	k	191	59	Mgs
46	k	076	55	Mgs
47	ss	283	21	Mgs
48	k	147	56	Mgs
49	ss	278	19	Mgs
50	ss	276	26	Mgs
51	ss	282	23	Mgs
52	st	304	19	Mgs
53	st	155	78	Mgs
54	ss	279	21	Mgs
55	ss	353	12	Mgs
56	ss	281	16	Mgs

Nr.	Strukturelement	Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lithologie
57	st	161	83	Mgs
58	ss	326	23	Mgs
59	ss	313	22	Mgs
60	st	240	76	Mgs
61	ss	319	27	Mgs
62	st	227	69	Mgs
63	ss	001	24	Mgs
64	st	005	29	Mgs
65	k	218	71	Mgs
66	st	143	54	Mgs
67	st	196	48	Mgs
68	ss	328	34	Mgs
69	st	121	60	Mgs
70	k	145	63	Mgs
71	st	223	89	Mgs
72	ss	334	22	Mgs
73	ss	356	31	Mgs
74	ss	359	26	Mgs
75	ss	319	25	Mgs
76	st	052	68	Mgs
77	ss	032	39	Mgs
78	ss	006	31	Mgs
79	st	353	24	Mgs
80	k	231	81	Mgs
81	ss	347	29	Mgs
82	st	171	74	Mgs
83	ss	019	29	Mgs
84	k	348	79	Mgs
85	st	076	84	Mgs
86	ss	024	31	Mgs
87	ss	019	24	Mgs
88	ss	041	29	Mgs
89	st	301	66	Mgs
90	st	078	88	Mgs
91	ss	338	31	Mgs
92	st	356	22	Mgs
93	st	068	81	Mgs
94	ss	345	22	Mgs
95	ss	341	19	Mgs
96	st	254	82	Mgs
97	ss	004	13	Mgs
98	st	076	84	Mgs
99	st	267	87	Mgs
100	st	166	51	Mgs
101	ss	357	21	Mgs
102	st	015	19	Mgs
103	st	174	81	Mgs
104	st	190	85	Mgs
105	st	103	88	Mgs
106	ss	019	16	Mgs
107	ss	346	12	Mgs
108	st	199	85	Mgs
109	st	189	87	Mgs
110	st	204	68	Mgs
111	st	234	79	Mgs
112	k	193	70	Mgs
113	ss	347	17	Mgs
114	st	168	69	Mgs

Nr.	Strukturelement	Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lithologie
115	ss	351	17	Mgs
116	ss	002	14	Mgs
117	k	189	54	Mgs
118	k	153	76	Mgs
119	k	205	69	Mgs
120	k	160	57	Mgs
121	ss	349	16	Mgs
122	st	346	86	Mgs
123	st	161	58	Mgs
124	st	294	79	Mgs
125	ss	339	19	Mgs
126	ss	328	16	Mgs
127	st	241	86	Mgs
128	st	004	19	Mgs
129	k	301	87	Mgs
130	k	359	88	Mgs
131	k	045	81	Mgs
132	k	212	84	Mgs
133	k	205	89	Mgs
134	k	161	73	Mgs
135	st	179	84	Mgs
136	st	271	88	Mgs
137	ss	347	14	Mgs
138	k	351	79	Mgs
139	k	196	87	Mgs
140	st	148	53	Mgs
141	ss	325	07	Mgs
142	st	343	76	Mgs
143	ss	354	14	Mgs
144	k	151	61	Mgs
145	st	174	62	Mgs
146	st	126	81	Mgs
147	st	238	79	Mgs
148	ss	331	09	Mgs
149	st	283	79	Mgs
150	k	188	68	Mgs
151	k	093	84	Mgs
152	ss	328	09	Mgs
153	k	187	81	Mgs
154	k	287	82	Mgs
155	k	193	84	Mgs
156	st	191	76	Mgs
157	st	211	62	Mgs
158	st	155	37	Mgs
159	k	224	78	Mgs
160	st	247	81	Mgs
161	st	079	78	Mgs
162	k	188	76	Mgs
163	st	199	68	Mgs
164	k	158	79	Mgs
165	k	273	76	Mgs
166	st	179	84	Mgs
167	ss	311	21	Mgs
168	st	189	86	Mgs
169	st	029	85	Mgs
170	st	198	79	Mgs
171	k	357	82	Mgs
172	st	093	87	Mgs

Nr.	Strukturelement	Einfallrichtung	Einfallswinkel	Lithologie
173	st	079	81	Mgs
174	st	137	74	Mgs
175	st	186	86	Mgs
176	st	259	88	Mgs
177	st	199	68	Mgs
178	st	185	53	Mgs
179	ss	187	17	Mgs
180	ss	162	22	Mgs
181	k	087	89	Mgs
182	k	233	86	Mgs
183	k	017	79	Mgs
184	st	357	38	Mgs
185	ss	201	56	Mgs
186	st	276	74	Mgs
187	st	052	81	Mgs
188	st	173	59	Mgs
189	k	043	76	Mgs
190	k	009	86	Mgs
191	st	167	64	Mgs
192	st	147	61	Mgs
193	st	168	70	Mgs
194	st	146	74	Mgs

Anhang II: Gefügedaten obertage

Lokalität	Bankung/Schichtung/Schieferung		Lithologie
	Einfallrichtung	Einfallswinkel	
A_003	115	5	NG
A_003	324	30	NG
A_003	327	20	NG
A_003	21	23	NG
A_004	328	10	Mgs
A_004	40	20	Mgs
A_004	320	18	Mgs
A_004	18	35	Mgs
A_004	13	21	Mgs
A_004	352	15	Mgs
A_004	65	27	Mgs
A_005	324	35	Mgs
A_005	13	30	Mgs
A_005	12	11	Mgs
A_005	48	11	Mgs
A_005	50	24	Mgs
A_005	43	29	Mgs
A_005	8	27	Mgs
A_006	50	38	NG
A_006	1	20	NG
A_006	62	15	Mgs
A_006	277	12	Mgs
A_007	15	3	Mgs
B_10	33	5	NG
B_10	36	6	NG
B_10	250	25	NG
B_10	258	27	NG
A_009	17	10	Mgs
A_009	40	2	Mgs
A_009	32	6	Mgs
A_009	85	4	Mgs
A_009	322	5	Mgs
A_009	294	5	Mgs
A_009	25	12	Mgs
A_009	14	7	Mgs
A_010	26	25	NG
A_011	41	54	Mgs
A_011	66	50	Mgs
A_011	52	35	Mgs
A_012	32	60	Mgs
A_012	22	65	Mgs
A_012	30	55	Mgs
A_012	44	57	Mgs
A_013	250	84	Mgs
A_013	262	60	Mgs
A_013	241	25	Mgs
A_013	243	30	Mgs
A_013	276	36	Mgs
A_014	8	55	Mgs
A_014	20	54	Mgs
A_014	6	68	Mgs
A_014	2	60	Mgs
A_014	20	65	Mgs
A_014	12	63	Mgs
A_014	300	30	Mgs

Lokalität	Bankung/Schichtung/Schieferung		Lithologie
	Einfallsrichtung	Einfallswinkel	
A_015	230	25	NG
A_015	116	23	NG
A_016	275	25	Mgs
A_016	320	25	Mgs
A_016	338	44	Mgs
A_016	338	35	Mgs
A_016	347	34	Mgs
A_017	340	20	NG
A_017	2	15	NG
A_017	2	25	NG
A_017	320	30	Mgs
A_017	325	30	Mgs
A_017	313	25	Mgs
A_017	352	30	Mgs
A_017	320	30	Mgs
A_018	179	36	NG
A_018	180	17	NG
A_019	355	25	NG
A_019	290	20	NG
A_019	300	7	NG
A_019	359	12	NG
A_019	355	30	NG
A_019	235	11	NG
A_019	231	10	NG
B_16	350	33	NG
B_16	330	37	NG
A_020	66	35	NG
A_020	80	34	NG
A_021	359	37	NG
A_021	15	37	NG
A_021	320	34	NG
A_021	323	35	NG
A_021	305	36	NG
A_021	354	50	NG
A_021	15	33	NG
A_021	6	34	NG
A_021	10	38	NG
A_022	18	1	NG
A_023	92	14	NG
A_023	25	25	NG
A_023	20	25	NG
A_023	50	15	NG
A_023	319	30	NG
A_023	35	64	NG
A_023	26	50	NG
A_023	42	47	NG
A_023	33	46	NG
A_023	22	50	NG
A_023	24	52	NG
A_024	5	32	Mgs
A_024	12	40	Mgs
A_024	33	30	Mgs
A_024	17	36	Mgs
A_024	16	58	Mgs
A_024	358	32	Mgs

Lokalität	Bankung/Schichtung/Schieferung		Lithologie
	Einfallrichtung	Einfallswinkel	
A_024	29	45	Mgs
B_18	330	20	NG
B_18	9	30	NG
B_18	13	15	NG
B_18	359	36	NG
A_025	117	15	Mgs
A_025	86	37	Mgs
A_025	204	72	Mgs
B_19	197	25	NG
B_19	32	30	NG
B_20	52	20	NG
B_20	312	20	NG
B_20	240	20	NG
B_20	67	4	NG
B_20	172	75	Mgs
B_21	354	55	Mgs
B_21	4	22	Mgs
B_23	18	80	NG
B_23	40	52	NG
A_026	183	85	Mgs
A_026	202	82	Mgs
A_026	22	89	Mgs
A_026	205	81	Mgs
A_027	91	4	Mgs
A_028	97	15	Mgs
A_028	84	17	Mgs
A_028	30	30	Mgs
A_029	298	8	Mgs
A_029	17	40	Mgs
A_029	346	35	Mgs
A_029	350	30	Mgs
A_029	324	30	Mgs
A_029	324	30	Mgs
A_030	326	62	Mgs
A_030	324	64	Mgs
A_030	345	52	Mgs
A_030	340	60	Mgs
B_25	186	43	Mgs
B_25	198	60	Mgs
A_031	350	55	Mgs
A_031	354	50	Mgs
A_031	11	35	Mgs
A_031	344	36	Mgs
A_031	42	37	Mgs
B_26	334	37	Mgs
B_26	345	47	Mgs
A_032	202	25	NG
A_032	238	25	NG
A_033	312	57	Mgs
A_033	332	13	Mgs
B_28	330	45	Mgs
B_29	350	55	Mgs
B_29	330	70	Mgs
B_29	350	84	Mgs
B_29	7	65	Mgs
B_29	348	89	Mgs
B_29	3	30	Mgs

Lokalität	Bankung/Schichtung/Schieferung		Lithologie
	Einfallrichtung	Einfallswinkel	
B_29	10	51	Mgs
B_29	3	57	Mgs
A_034	358	60	NG
A_034	350	66	NG
A_034	16	12	NG
A_034	352	20	NG
A_035	355	33	Mgs
A_035	338	40	Mgs
A_035	355	31	Mgs
A_036	10	65	NG
A_037	357	37	Mgs
A_037	356	55	Mgs
A_037	350	50	Mgs
A_038	10	54	Mgs
A_038	359	55	Mgs
A_038	4	51	Mgs
A_038	4	45	Mgs
A_038	350	50	Mgs
A_039	354	19	Mgs
A_039	345	46	Mgs
A_040	352	65	Mgs
A_040	353	67	Mgs
A_040	359	64	Mgs
A_041	22	34	NG
A_042	49	30	NG
A_043	20	25	Mgs
F_3	351	10	Mgs
A_044	353	42	Mgs
A_045	43	30	NG
A_045	52	31	NG
A_045	75	53	NG
A_045	68	33	NG
A_046	310	39	NG
A_047	112	32	Mgs
A_047	108	33	Mgs
A_047	121	39	Mgs
A_048	318	12	Mgs
A_048	354	16	Mgs
A_048	342	25	Mgs
A_048	20	10	Mgs
A_048	98	5	Mgs
A_048	184	12	Mgs
A_048	210	2	Mgs
A_049	166	20	NG
A_049	236	19	NG
A_049	244	27	NG
A_049	197	38	NG
A_050	348	44	NG
A_050	60	35	NG
A_050	170	78	NG
A_051	85	31	NG
A_051	84	27	NG
A_051	75	29	NG
A_052	352	43	NG
A_052	8	31	NG
A_052	10	32	NG
A_052	108	17	NG

Lokalität	Bankung/Schichtung/Schieferung		Lithologie
	Einfallsrichtung	Einfallswinkel	
A_052	124	22	NG
A_052	114	30	NG
A_052	111	30	NG
A_053	20	40	NG
A_053	10	45	NG
A_053	20	50	NG
A_053	3	27	NG
A_054	290	43	NG
A_055	60	35	NG
A_055	340	9	NG
A_056	358	60	NG
A_056	6	72	NG
A_056	348	82	NG
A_056	168	72	NG
A_056	172	62	NG
A_057	350	44	Mgs
A_057	358	25	Mgs
A_057	348	33	Mgs
A_057	353	44	Mgs
A_057	2	50	Mgs
A_058	4	50	Mgs
A_058	6	56	Mgs
A_059	350	45	NG
A_060	23	45	NG
A_060	72	32	NG
A_061	12	15	NG
A_061	48	10	NG
A_061	4	3	NG
A_061	1	53	NG
A_061	355	48	NG
A_061	345	35	NG
A_061	346	40	NG
A_062	47	31	Mgs
A_062	29	67	Mgs
A_062	52	47	NG
A_062	318	10	Mgs
A_062	305	30	Mgs
A_062	300	18	NG
A_062	1	60	NG
A_062	17	45	NG
A_062	37	26	NG
A_062	343	20	NG
A_062	349	21	NG
A_062	50	25	NG
A_063	15	23	NG
A_063	359	29	NG
A_063	2	20	NG
A_064	357	31	Mgs
A_064	280	20	NG
A_064	140	35	NG
A_064	344	62	NG
A_065	270	35	Mgs
A_066	355	20	NG
A_066	355	35	Mgs
A_066	18	22	NG
A_066	46	26	NG
A_066	42	40	NG

Lokalität	Bankung/Schichtung/Schieferung		Lithologie
	Einfallrichtung	Einfallswinkel	
A_066	28	20	NG
A_066	270	20	NG
A_066	30	34	NG
A_066	12	34	NG
A_066	339	16	NG
1	110	37	NG
2	64	25	NG
3	112	32	Mgs
4	111	33	Mgs
6	84	31	Mgs
7	109	23	Mgs
8	140	70	Mgs
9	133	31	Mgs
10	152	44	Mgs
11	143	45	Mgs
12	86	25	Mgs
13	122	58	Mgs
14	160	10	Mgs
15	280	15	Mgs
16	307	20	Mgs
17	46	9	Mgs
18	3	15	Mgs
19	22	16	Mgs
20	18	15	Mgs
21	24	6	Mgs
22	295	24	Mgs
23	280	15	Mgs
24	355	19	Mgs
25	5	20	Mgs
26	40	15	Dol
27	20	17	Mgs
28	10	15	Mgs
29	85	4	Mgs
30	270	17	Mgs
31	343	10	Mgs
32	335	21	Mgs
33	342	2	Dol
34	348	15	Dol
35	60	20	Mgs
36	66	12	Mgs
37	84	10	Dol
38	348	21	Mgs
39	295	15	Mgs
40	345	25	Mgs

Lokalität	Kluft		Lithologie
	Einfallrichtung	Einfallswinkel	
A_005	300	88	Mgs
A_005	142	84	Mgs
A_005	149	70	Mgs
A_005	150	60	Mgs
A_005	148	48	Mgs
A_005	264	75	Mgs
A_005	75	80	Mgs
A_005	268	86	Mgs
A_005	270	82	Mgs
A_009	20	72	Mgs
A_009	27	79	Mgs
A_009	40	82	Mgs
A_009	52	81	Mgs
A_009	167	82	Mgs
A_009	171	79	Mgs
A_009	357	77	Mgs
A_009	328	84	Mgs
A_019	290	80	NG
A_019	176	37	NG
A_019	248	88	NG
A_019	192	40	NG
A_019	278	75	NG
A_019	205	57	NG
A_023	315	84	NG
A_023	300	86	NG
A_023	290	76	NG
A_023	54	70	NG
A_023	250	65	NG
A_041	350	75	NG
A_041	240	80	NG
A_049	343	82	NG
A_049	72	81	NG
A_050	265	72	NG
A_050	138	21	NG
A_051	255	52	NG
A_051	242	60	NG
A_051	246	49	NG
A_051	150	87	NG
A_051	138	80	NG
A_051	158	89	NG
A_063	170	42	NG
A_063	186	45	NG
A_063	277	85	NG
A_063	98	85	NG
A_063	42	80	NG
A_063	42	73	NG

Lokalität	Störung		Lithologie
	Einfallrichtung	Einfallswinkel	
A_005	116	89	Mgs
A_017	317	25	NG
A_017	318	26	NG
A_020	7	40	NG
B_20	297	62	NG
B_20	210	10	NG
F_2	335	65	NG
A_063	20	63	NG
A_063	38	64	NG
A_063	316	27	NG
A_063	342	32	NG

Anhang III: Isotopendaten

Nr.	HTDA	Bez.	Sample	d ¹⁸ O/ ¹⁶ O	Standardabweichung	Sample	d ¹³ C/ ¹² C	Standardabweichung
1			130903_23434_AK.dxf	-4,73	0,04	130903_23434_AK.dxf	3,92	0,04
2			130903_23435_AK.dxf	-4,71	0,03	130903_23435_AK.dxf	3,91	0,03
3	8	dm1	130903_23436_1.dxf	-12,94	0,09	130903_23436_1.dxf	-0,14	0,06
4	9	dm2	130903_23437_2.dxf	-12,46	0,05	130903_23437_2.dxf	0,25	0,03
5	10	dm3	130903_23438_3.dxf	Kein Wert		130903_23438_3.dxf		
6	13	dm4	130903_23439_4.dxf	-11,67	0,05	130903_23439_4.dxf	0,39	0,04
7	15	dm5	130903_23440_5.dxf	Kein Wert		130903_23440_5.dxf		
8	46	dm6	130903_23441_6.dxf	Kein Wert		130903_23441_6.dxf		
9	47_1	dm7	130903_23442_7.dxf	-12,04	0,10	130903_23442_7.dxf	0,22	0,04
10	81_2	dm8	130903_23443_8.dxf	-10,12	0,06	130903_23443_8.dxf	-3,09	0,04
11	79	dm9	130903_23444_9.dxf	-10,92	0,06	130903_23444_9.dxf	-0,84	0,03
12	64	dm10	130903_23445_10.dxf	-12,13	0,08	130903_23445_10.dxf	1,91	0,07
13	11	dm11	130903_23446_11.dxf	-12,78	0,05	130903_23446_11.dxf	-0,23	0,03
14	27	dm12	130904_23447_12.dxf	-13,06	0,05	130904_23447_12.dxf	-0,19	0,04
15	81_3	dm13	130904_23448_13.dxf	-11,36	0,06	130904_23448_13.dxf	-1,14	0,03
16	71	dm14	130904_23449_14.dxf	-13,73	0,08	130904_23449_14.dxf	0,63	0,04
17	68	dm15	130904_23450_15.dxf	-12,72	0,09	130904_23450_15.dxf	2,11	0,05
18	78	dm16	130904_23451_16.dxf	-11,89	0,13	130904_23451_16.dxf	2,21	0,03
19	30_1	dm17	130904_23452_17.dxf	-11,80	0,07	130904_23452_17.dxf	0,12	0,05
20	77	dm18	130904_23453_18.dxf	-12,80	0,05	130904_23453_18.dxf	0,63	0,03
21	53_2	dm19	130904_23454_19.dxf	-12,33	0,05	130904_23454_19.dxf	-3,11	0,02
22	72	dm20	130904_23455_20.dxf	-12,51	0,07	130904_23455_20.dxf	-0,50	0,04
23	67_4	dm21	130904_23456_21.dxf	-13,29	0,08	130904_23456_21.dxf	0,10	0,04
24	66_2	dm22	130904_23457_22.dxf	-12,60	0,04	130904_23457_22.dxf	1,10	0,03
25	67_3	dm23	130904_23458_23.dxf	-12,23	0,07	130904_23458_23.dxf	2,07	0,01
26	63	dm24	130904_23459_24.dxf	-12,32	0,05	130904_23459_24.dxf	2,33	0,03
27	12	dm25	130904_23460_25.dxf	-13,22	0,19	130904_23460_25.dxf	0,16	0,03
28	56_2_1	dm26	130904_23461_26.dxf	-12,12	0,11	130904_23461_26.dxf	-0,44	0,05
29	56_2_2	dm27	130904_23462_27.dxf	-11,17	0,05	130904_23462_27.dxf	-0,74	0,06

Nr.	HTDA	Bez.	Sample	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	Standardabweichung	Sample	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Standardabweichung
30	56_2_3	dm28	130904_23463_28.dxf	-13,28	0,05	130904_23463_28.dxf	-1,94	0,03
31	56_2_4	dm29	130904_23464_29.dxf	-11,29	0,05	130904_23464_29.dxf	-0,66	0,04
32	56_3_1	dm30	130904_23465_30.dxf	-12,43	0,05	130904_23465_30.dxf	0,07	0,04
33	56_3_2	dm31	130904_23466_31.dxf	-13,08	0,07	130904_23466_31.dxf	-0,03	0,04
34	56_3_3	dm32	130904_23467_32.dxf	-12,56	0,10	130904_23467_32.dxf	0,19	0,04
35			130904_23468_AK.dxf	-4,63	0,08	130904_23468_AK.dxf	3,98	0,03
36			130904_23469_AK.dxf	-4,53	0,10	130904_23469_AK.dxf	3,99	0,04
37	56_4_1	dm33	130904_23470_33.dxf	-12,44	0,12	130904_23470_33.dxf	0,10	0,05
38	56_4_2	dm34	130904_23471_34.dxf	-13,15	0,05	130904_23471_34.dxf	0,08	0,03
39	56_4_4	dm35	130904_23472_35.dxf	-12,50	0,10	130904_23472_35.dxf	-0,56	0,05
40	8_2	dm36	130904_23473_36.dxf	-13,28	0,10	130904_23473_36.dxf	-0,20	0,04
41	9_2	dm37	130904_23474_37.dxf	-12,81	0,05	130904_23474_37.dxf	0,20	0,03
42	10_2	dm38	130904_23475_38.dxf	-12,33	0,07	130904_23475_38.dxf	-0,30	0,05
43	13_2	dm39	130904_23476_39.dxf	-12,21	0,08	130904_23476_39.dxf	0,30	0,04
44	15_2	dm40	130904_23477_40.dxf	-13,34	0,06	130904_23477_40.dxf	0,03	0,03
45	46_2	dm41	130904_23478_41.dxf	-12,47	0,05	130904_23478_41.dxf	-0,21	0,04
46	47_1_2	dm42	130904_23479_42.dxf	-12,66	0,08	130904_23479_42.dxf	0,10	0,03
47	81_2_2	dm43	130904_23480_43.dxf	-10,88	0,08	130904_23480_43.dxf	-3,30	0,08
48	79_2	dm44	130904_23481_44.dxf	-11,30	0,05	130904_23481_44.dxf	-0,92	0,05
49	64_2	dm45	130904_23482_45.dxf	-11,93	0,09	130904_23482_45.dxf	1,91	0,05
50	11_2	dm46	130904_23483_46.dxf	-11,85	0,04	130904_23483_46.dxf	-0,01	0,02
51	27_2	dm47	130904_23484_47.dxf	-12,58	0,09	130904_23484_47.dxf	-0,12	0,05
52	81_3_2	dm48	130904_23485_48.dxf	-11,60	0,10	130904_23485_48.dxf	-1,10	0,06
53	71_2	dm49	130904_23486_49.dxf	-13,74	0,09	130904_23486_49.dxf	0,58	0,05
54	68_2	dm50	130904_23487_50.dxf	-13,06	0,11	130904_23487_50.dxf	2,04	0,07
55	78_2	dm51	130904_23488_51.dxf	-11,73	0,08	130904_23488_51.dxf	2,21	0,04
56	30_1_2	dm52	130904_23489_52.dxf	-11,51	0,09	130904_23489_52.dxf	0,15	0,06
57	77_2	dm53	130904_23490_53.dxf	-12,71	0,05	130904_23490_53.dxf	0,65	0,04
58	56_1_1	dm54	130904_23491_54.dxf	-11,84	0,06	130904_23491_54.dxf	-0,41	0,07
59	56_1_2	dm55	130904_23492_55.dxf	-11,64	0,06	130904_23492_55.dxf	-2,13	0,06

Nr.	HTDA	Bez.	Sample	d ¹⁸ O/ ¹⁶ O	Standardabweichung	Sample	d ¹³ C/ ¹² C	Standardabweichung
60	56_1_3	dm56	130904_23493_56.dxf	-11,70	0,06	130904_23493_56.dxf	-0,83	0,03
61	56_1_4	dm57	130904_23494_57.dxf	-11,59	0,08	130904_23494_57.dxf	-0,99	0,05
62	56_5_1	dm58	130904_23495_58.dxf	-11,63	0,08	130904_23495_58.dxf	-2,45	0,02
63	56_5_2	dm59	130904_23496_59.dxf	-10,48	7,13	130904_23496_59.dxf	-13,89	18,71
64	56_5_4	dm60	130904_23497_60.dxf	-12,31	0,05	130904_23497_60.dxf	-0,18	0,03
65	72_2	dm61	130904_23498_61.dxf	-12,68	0,08	130904_23498_61.dxf	-0,55	0,04
66	67_4_2	dm62	130904_23499_62.dxf	-12,29	0,09	130904_23499_62.dxf	0,41	0,04
67	66_2_2	dm63	130904_23500_63.dxf	-12,48	0,06	130904_23500_63.dxf	1,09	0,02
68	67_3_2	dm64	130904_23501_64.dxf	-12,07	0,03	130904_23501_64.dxf	2,12	0,04
69	63_2	dm65	130904_23502_65.dxf	-12,26	0,04	130904_23502_65.dxf	2,54	0,03
70	12_2	dm66	130904_23503_66.dxf	-12,93	0,04	130904_23503_66.dxf	0,14	0,02
71			130904_23504__SN-13D.dxf	-4,76	0,14	130904_23504__SN-13D.dxf	3,90	0,05
72			130904_23505__SN-14A.dxf	-4,53	0,06	130904_23505__SN-14A.dxf	3,94	0,04

Anhang IV: Probenübersicht

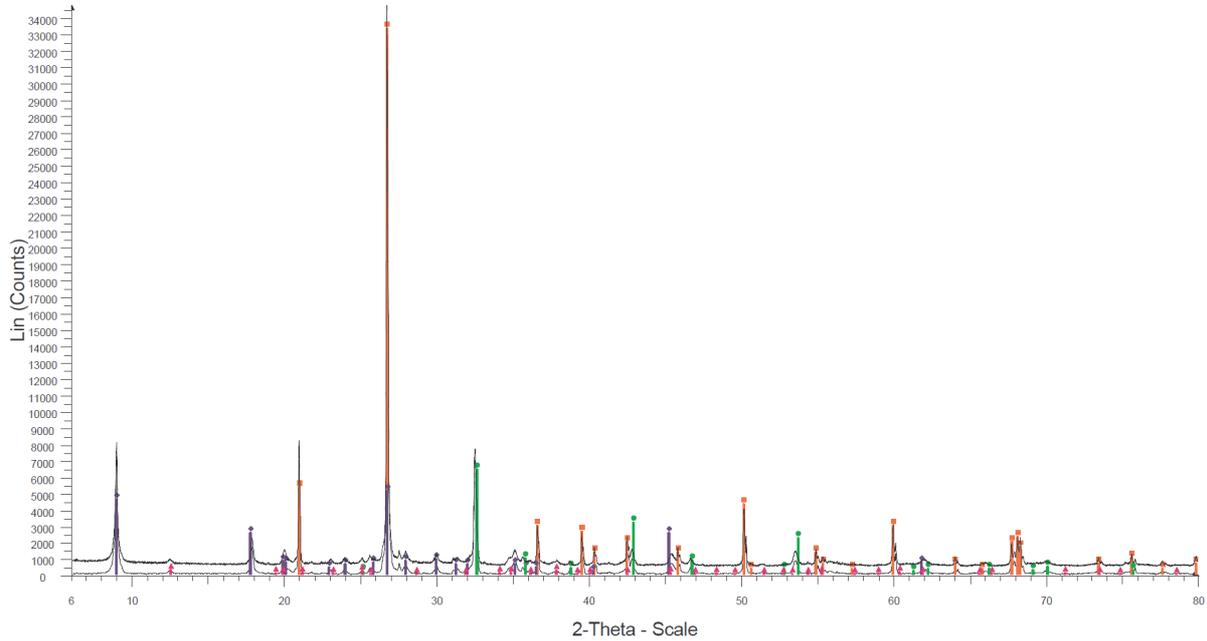
Probebezeichnung	Lokalität		Lithologie	Actlabs	XRD	RFA	Isotopie
HTDA_003	A_003		NG				
HTDA_004	Stollen V	0-5 m	NG	x		x	
HTDA_005	Stollen V	5-10 m	Mgs			x	
HTDA_006	Stollen V	10-15 m	Mgs			x	
HTDA_007	Stollen V	15-20 m	Mgs			x	
HTDA_008	Stollen V	20-25 m	Mgs	x		x	x
HTDA_009	Stollen V	25-30 m	Mgs	x	x	x	x
HTDA_010	Stollen V	30-35 m	Mgs	x	x	x	x
HTDA_011	Stollen V	35-40 m	Mgs	x		x	x
HTDA_012	Stollen V	40-45 m	Dol	x		x	x
HTDA_013	Stollen V	45-50 m	Mgs	x		x	x
HTDA_014	Stollen V	50-55 m	Mgs			x	
HTDA_015	Stollen V	55-60 m	Mgs	x		x	x
HTDA_016	Stollen V	60-65 m	Mgs			x	
HTDA_017	Stollen V	65-70 m	Mgs			x	
HTDA_018	Stollen V	70-75 m	Mgs			x	
HTDA_019	Stollen V	75-80 m	Mgs			x	
HTDA_020	Stollen V	80-85 m	Mgs			x	
HTDA_021	Stollen V	85-90 m	Mgs			x	
HTDA_022	Stollen V	90-95 m	Mgs			x	
HTDA_023	Stollen V	95-100 m	Mgs			x	
HTDA_024	Stollen V	100-105 m	Mgs			x	
HTDA_025	Stollen V	105-110 m	Mgs			x	
HTDA_026	Stollen V	110-115 m	Mgs			x	
HTDA_027	Stollen V	115-120 m	Mgs	x		x	x
HTDA_028	fehlt		NG				
HTDA_029	B_01		NG				
HTDA_030_1	A_005		Mgs	x		x	x
HTDA_030_2	A_005		Mgs			x	
HTDA_031	B_09		NG				
HTDA_032	A_006		NG				
HTDA_033	A_006		NG				
HTDA_034	A_006		NG				
HTDA_035	A_006		NG		x		
HTDA_036	A_007		Mgs				
HTDA_037	A_008		NG				
HTDA_038	A_009		Mgs			x	
HTDA_039	A_010		Mgs			x	
HTDA_040	A_010		NG				
HTDA_041	A_015		NG				
HTDA_042	A_017		NG				
HTDA_043	A_019		NG				
HTDA_044	A_020		NG				
HTDA_045	Stollen V	120-125 m	Mgs			x	

Probebezeichnung	Lokalität		Lithologie	Actlabs	XRD	RFA	Isotopie
HTDA_046	Stollen V	125-130 m	Mgs	x		x	x
HTDA_047	Stollen V	130-135 m	Mgs	x		x	x
HTDA_048	Stollen V	135-140 m	Mgs			x	
HTDA_049	Stollen V	140-145 m	Mgs			x	
HTDA_050	Stollen V	145-150 m	Mgs			x	
HTDA_051	Stollen V	150-155 m	Mgs			x	
HTDA_052	Stollen V	155-160 m	Mgs			x	
HTDA_053	Stollen V	160-165 m	Mgs			x	x
HTDA_053_1	Stollen V	160-165 m	NG		x	x	
HTDA_054	Stollen V	165-170 m	Mgs			x	
HTDA_055	Stollen V	170-175 m	Mgs			x	
HTDA_056	Stollen VI		Mgs			x	x
HTDA_057	A_021		NG				
HTDA_058	A_022		NG				
HTDA_059	B_20		NG			x	
HTDA_060	B_22		NG			x	
HTDA_061	A_029		Mgs			x	
HTDA_062_1	A_034		NG				
HTDA_062_2	A_034		NG			x	
HTDA_063	A_036		Dol			x	x
HTDA_064	A_040		Mgs	x		x	x
HTDA_065_1	A_042		NG				
HTDA_065_2	A_042		NG			x	
HTDA_066_1	A_043		Mgs	x		x	
HTDA_066_2	A_043		Dol	x		x	x
HTDA_067_1	A_043		Dol			x	
HTDA_067_2	A_043		Dol			x	
HTDA_067_3	A_043		Dol	x		x	x
HTDA_067_4	A_043		Dol			x	x
HTDA_068	A_044		Mgs	x		x	x
HTDA_069	14		Mgs			x	
HTDA_070	16		Mgs			x	
HTDA_071	24		Mgs	x		x	x
HTDA_072	26		Dol	x		x	x
HTDA_073	A_051		NG				
HTDA_074	F_5		NG		x	x	
HTDA_075	33		Dol			x	
HTDA_076	34		Dol			x	
HTDA_077	34		Mgs	x		x	x
HTDA_078	A_057		Mgs	x		x	x
HTDA_079	A_058		Mgs	x		x	x
HTDA_080	A_059		NG				
HTDA_081_1	A_062		NG			x	
HTDA_081_2	A_062		Mgs	x		x	x
HTDA_081_3	A_062		Mgs	x		x	x
HTDA_081_4	A_062		NG				

Probebezeichnung	Lokalität	Lithologie	Actlabs	XRD	RFA	Isotopie
HTDA_082	Primbachkögerl	NG				

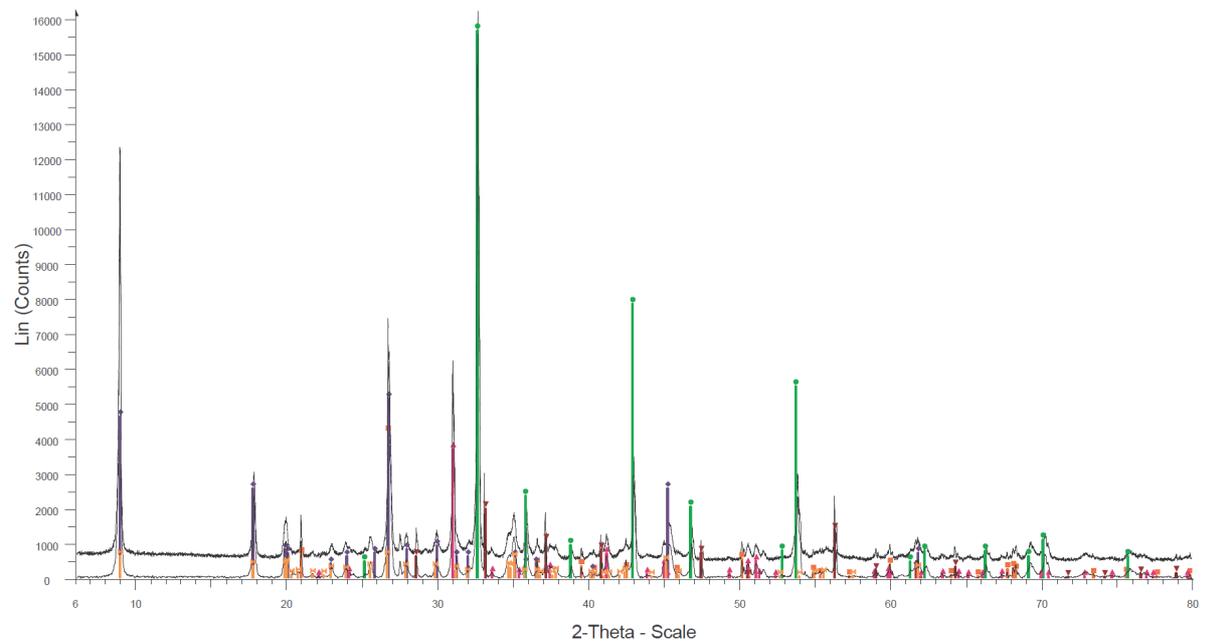
Anhang IV: XRD

HTDA_035



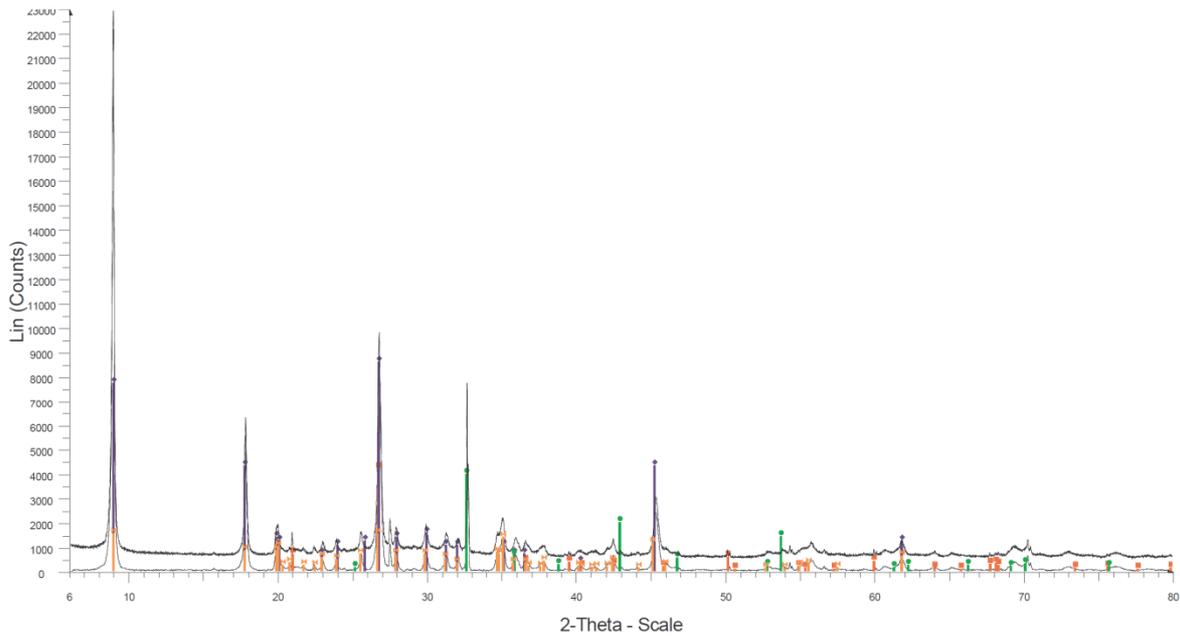
000001039063_C_DIFF - File: 000001039063_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0 03 ° - Step: 0.009 ° - Step time: 77. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 6.000 ° - Theta: 3.000 ° - Operations: Import
000001039063_C_DIFF - File: 000001039063_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0 03 ° - Step: 0.009 ° - Step time: 77. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 6.000 ° - Theta: 3.000 ° - Operations: Fourier 20.000 x 1 | Background 1.000,1.000 | Duplicate | Import
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO₂ - Y: 95.94 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/c PDF 3.4 - I
00-026-0911 (I) - Illite-2M1 [NR] - (K,H3O)Al₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Y: 14.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19000 - b 9.00000 - c 20.16000 - alpha 90.000 - beta 95.180 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) -
00-036-0383 (N) - Magnesite, ferroan - (Mg,Fe)CO₃ - Y: 18.52 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.64200 - b 4.64200 - c 15.05500 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 280
00-031-0782 (D) - Lizardite-1M - (Mg,Al)₃(Si,Al)₂O₅(OH)₄ - Y: 0.68 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 5.30760 - b 5.30760 - c 21.30800 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P31m (157) - 3 - 51f

HTDA_074



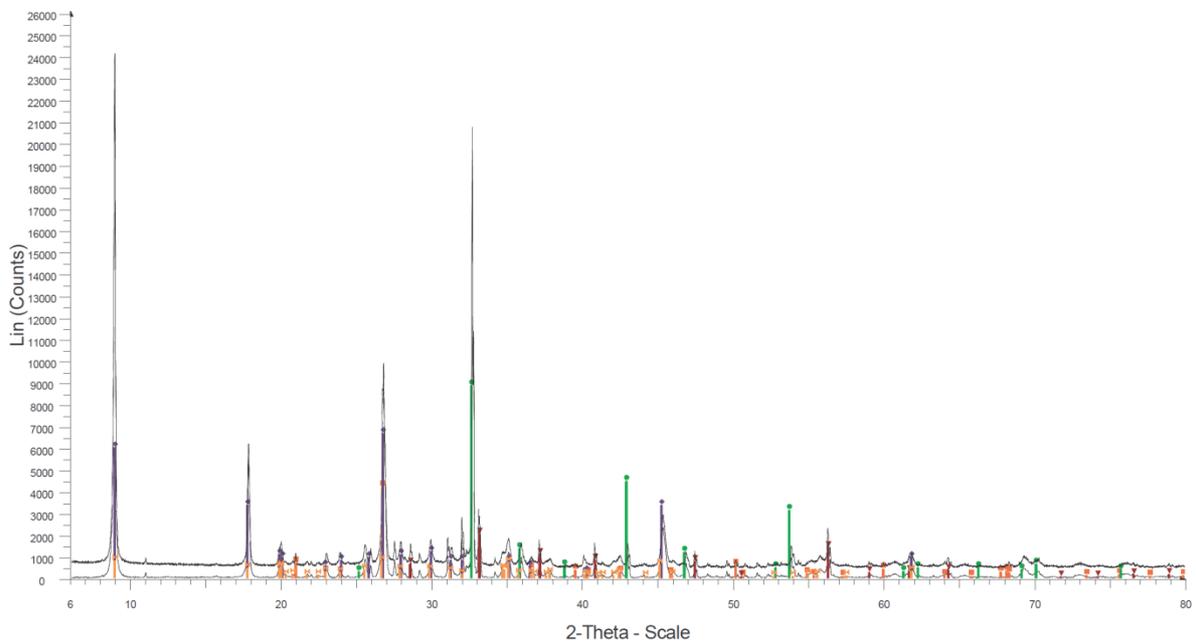
000001039064_C_DIFF - File: 000001039064_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0
Operations: Import
000001039064_C_DIFF - File: 000001039064_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0
Operations: Fourier 20.000 x 1 | Background 1.000,1.000 | Duplicate | Import
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO₂ - Y: 25.69 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.913
00-026-0911 (I) - Illite-2M1 [NR] - (K,H3O)Al₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Y: 31.65 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monocli
00-036-0383 (N) - Magnesite, ferroan - (Mg,Fe)CO₃ - Y: 96.68 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes -
00-036-0426 (*) - Dolomite - CaMg(CO₃)₂ - Y: 22.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.8092
00-042-1340 (*) - Pyrite - FeS₂ - Y: 12.29 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 5.41790 - b 5.41790 - c 5.41
00-007-0032 (D) - Muscovite 2M1, syn - KAl₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Y: 3.83 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclini

HTDA_053_1



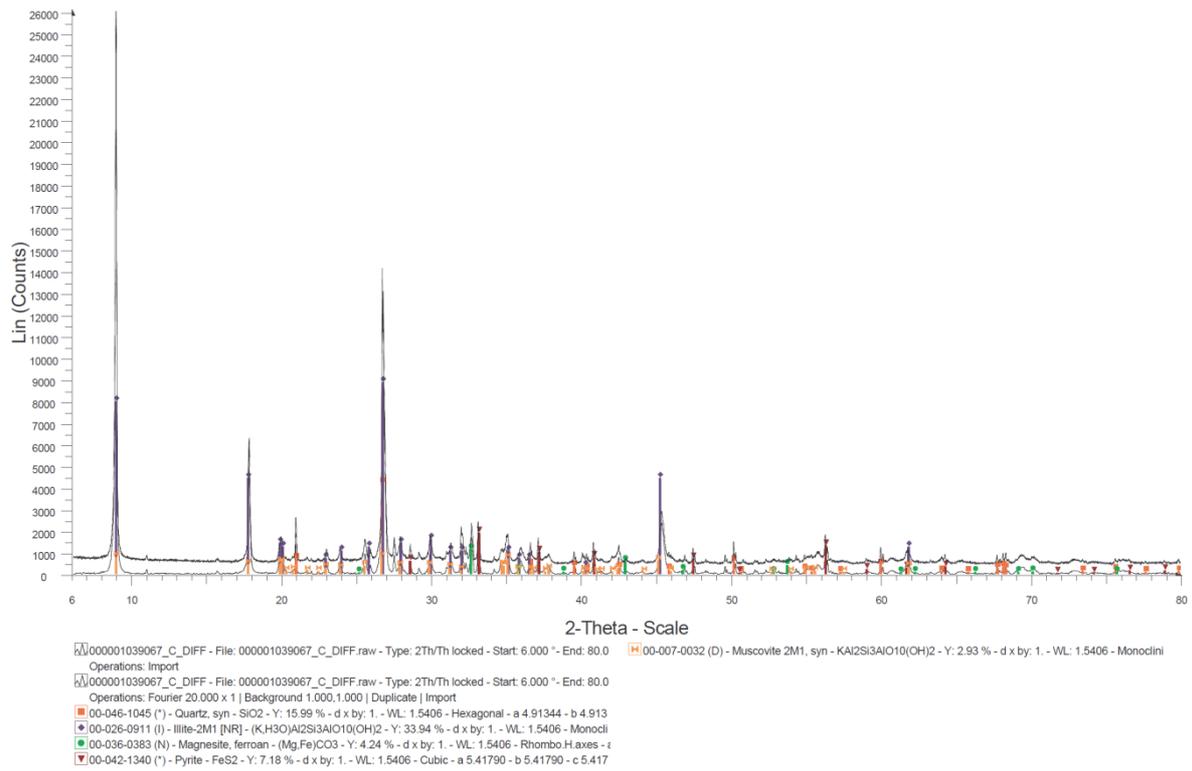
000001039065_C_DIFF - File: 000001039065_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0 03 ° - Step: 0.009 ° - Step time: 77. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 15 s - 2-Theta: 6.000 ° - Theta: 3.000 ° -
 Operations: Import
 000001039065_C_DIFF - File: 000001039065_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0 03 ° - Step: 0.009 ° - Step time: 77. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 15 s - 2-Theta: 6.000 ° - Theta: 3.000 ° -
 Operations: Fourier 20.000 x 1 | Background 1.000,1.000 | Duplicate | Import
 00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO₂ - Y: 18.18 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/c PDF 3.4 - I
 00-026-0911 (I) - Illite-2M1 [NR] - (K,H₃O)Al₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Y: 37.33 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19000 - b 9.00000 - c 20.16000 - alpha 90.000 - beta 95.180 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) -
 00-036-0383 (N) - Magnesite, ferroan - (Mg,Fe)CO₃ - Y: 17.12 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.64200 - b 4.64200 - c 15.05500 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 280
 00-007-0032 (D) - Muscovite 2M1, syn - KAl₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Y: 6.49 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.18900 - b 8.99500 - c 20.09700 - alpha 90.000 - beta 95.180 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - r

HTDA_010



000001039066_C_DIFF - File: 000001039066_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0 00 ° - Step: 0.009 ° - Step time: 77. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 15 s - 2-Theta: 6.000 ° - Theta: 3.000 ° -
 Operations: Import
 000001039066_C_DIFF - File: 000001039066_C_DIFF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 6.000 ° - End: 80.0 00 ° - Step: 0.009 ° - Step time: 77. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 15 s - 2-Theta: 6.000 ° - Theta: 3.000 ° -
 Operations: Fourier 20.000 x 1 | Background 1.000,1.000 | Duplicate | Import
 00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO₂ - Y: 17.27 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/c PDF 3.4 - I
 00-026-0911 (I) - Illite-2M1 [NR] - (K,H₃O)Al₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Y: 27.49 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19000 - b 9.00000 - c 20.16000 - alpha 90.000 - beta 95.180 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) -
 00-036-0383 (N) - Magnesite, ferroan - (Mg,Fe)CO₃ - Y: 36.57 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.64200 - b 4.64200 - c 15.05500 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 280
 00-042-1340 (*) - Pyrite - FeS₂ - Y: 8.26 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 5.41790 - b 5.41790 - c 5.41790 - Fm-3m (229) - 2 - 206 - I/c PDF 3.4 - I

HTDA_009



BEILAGEN

- Geologische Karte des Spatmagnetitvorkommens SW von Hinterthal (Entacher- & Pirnbachlager)
- Geologische Karte des Spatmagnetitvorkommens SW von Hinterthal (Baleitenlager)
- Strukturgeologische Karte des Schurfstollens V
- CD-Rom