



**MultiMiner**  
Earth Observation for Smart Mining

---

# MultiMiner Austria – Mapping Hochfilzen

Überblick für die geologische Kartierung

---

GERALD SCHUBERTH-HLAVAC<sup>1</sup>, CHRISTOPH STRANZL<sup>2</sup>, JOHANN RAITH<sup>3</sup>, HOLGER PAULICK<sup>1</sup>

1. GeoSphere Austria
2. RHI Magnesita
3. Montanuniversität Leoben

2023-11-16

Version 2

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>2</b>
1.1	Lage des Untersuchungsgebiets . . . . .	2
1.2	Kartenblätter . . . . .	2
1.3	Fragestellungen . . . . .	2
1.4	Praktisches . . . . .	3
<b>2</b>	<b>Regionen und Gebiete</b>	<b>5</b>
2.1	Region Ost . . . . .	5
2.2	Region Zentral . . . . .	8
2.3	Region West . . . . .	8
<b>3</b>	<b>Geologischer Rahmen</b>	<b>9</b>
<b>4</b>	<b>Lithologischer Inhalt</b>	<b>14</b>
4.1	Blasseneck-Porphyrroid . . . . .	14
4.2	Spielbergdolomit-Gruppe . . . . .	15
4.3	Tonschiefer . . . . .	16
4.4	Kieselschiefer . . . . .	17
4.5	Metabasite des Glemmtal-Komplexes . . . . .	17
<b>5</b>	<b>Magnesitvorkommen im Raum Hochfilzen, Ostalpen: Genetische Überlegungen</b>	<b>22</b>
<b>6</b>	<b>Gesteinsbeschreibungen</b>	<b>25</b>
6.1	Blasseneck-Porphyrroid . . . . .	25
6.2	Spielbergdolomit-Gruppe . . . . .	25
6.3	Tonschiefer im Verband mit Spielbergdolomit . . . . .	26
6.4	Dolomit-Kieselschiefer-Komplex . . . . .	26
6.5	Metabasalte des Glemmtal-Komplexes . . . . .	27
6.6	Magnesit . . . . .	29
	<b>Literatur</b>	<b>31</b>

# 1 Einleitung

Dies soll als eine Einführung für die Vorbereitung der geologischen Kartierung dienen. Es werden die zu kartierenden Gebiete definiert und ein kurzer geologischer Überblick präsentiert. Das Untersuchungsgebiet wird in einen modernen regionalgeologischen Rahmen gestellt und die für die Kartierungsarbeiten relevantesten Gesteine vorgestellt.

Als Basis für eine tiefer gehende Einarbeitung seien die Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühl ([Heinisch u. a., 2015](#)) und vor allem die dortige reichhaltige Literaturliste erwähnt. Einen geologischen Überblick über die Magnesitlagerstätten bei Hochfilzen gibt bspw. Vavtar ([1976](#)).

Magnesitmineralisationen sind aktuell in der Spielbergdolomit-Gruppe und im Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (s. u.) bekannt und die bekannten Lagerstätten, wie Weißenstein und Bürgl, liegen im Hochhörndler-Komplex ([Heinisch u. a., 2015](#)).

Zu den Magnesitlagerstätten im Untersuchungsgebiet sein erwähnt, dass es über deren Alter und deren Genese eine bis in das 19. Jahrhundert zurückreichende Diskussion mit bedeutenden Meinungsverschiedenheiten gibt. Das Alter reicht hier vom mittleren Silur über Variszisch bis Alpidisch und das Spektrum der Genese von primär-sedimentär, synsedimentär über frühdiagenetisch bis metasomatisch und zur Magnesiumzufuhr gibt es ebenso die unterschiedlichsten Vorstellungen ([Tollmann, 1977](#)).

Zu dieser Thematik siehe auch Kapitel [5](#).

## 1.1 Lage des Untersuchungsgebiets

Geographisch befindet sich das Untersuchungsgebiet etwa fünf bis sieben Kilometer südwestlich von Hochfilzen – siehe [Abbildung 1.1](#). Es liegt zum größten Teil im Bundesland Tirol und ein kleiner Teil liegt im Bundesland Salzburg.

## 1.2 Kartenblätter

Die zu kartierenden Gebiete betreffen die Blätter 122 Kitzbühl ([Heinisch u. a., 2003](#)) und 123 Zell am See ([Heinisch u. a., 1995](#)). Zu ersterem Kartenblatt sind Erläuterungen ([Heinisch u. a., 2015](#)) vorhanden. Die Grenze der beiden Kartenblätter ist im Untersuchungsgebiet die, hier etwa Nord-Süd orientierte, Fieberbrunner Ache. Flächenmäßig liegt der Großteil der zu bearbeitenden Gebiete auf Blatt 122.

Nennenswerte “Blattrandstörungen” sind zwischen diesen Blättern im Untersuchungsgebiet nicht bekannt und hier auch nicht von größerer Bedeutung, da kein Kartierungsgebiet die Blätter überlappt. Wichtige Lithologien haben auf den Kartenblättern unterschiedlichen Nummern, sind aber in etwa gleich benannt.

## 1.3 Fragestellungen

Das grundsätzliche Thema und die Fragestellung der Kartierungsarbeiten ist die Magnesitmineralisation. Entsprechend liegt der Fokus auf geologischen Parametern von denen anzunehmen ist, dass sie für die Magnesitmineralisation relevant sein könnten. Von Bedeutung erscheinen

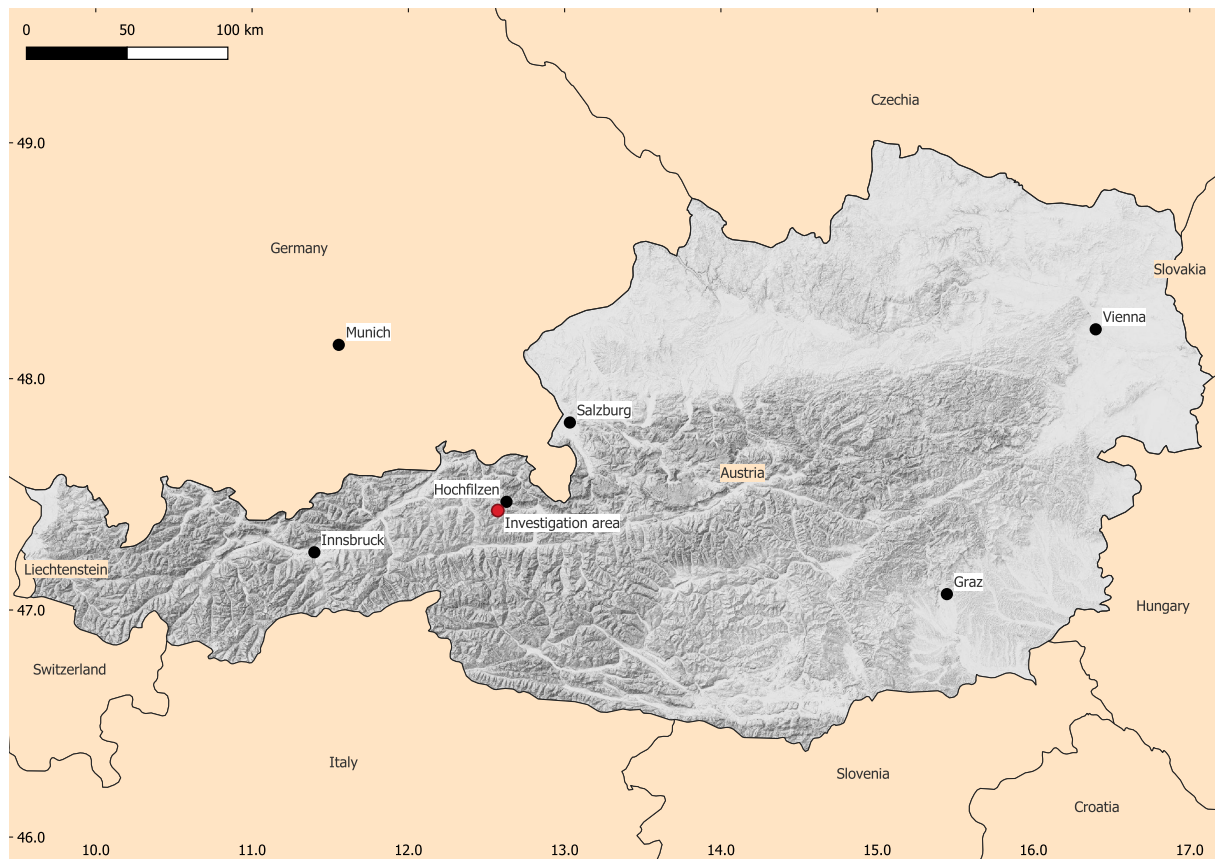


Abbildung 1.1: Lage des Untersuchungsgebietes – rot markiert (Grundkarte: basemap.at)

hierfür, ohne Anspruch auf Vollständigkeit, Kontakte zu den Nebensteinen, Unterschiede in den Korngrößen, Störungen, ...

Es darf nicht außer Acht gelassen werden, dass das Untersuchungsgebiet im Zuge dieses Projekts, mit Methoden der Erdbeobachtung (earth observation, EO) und Fernerkundung (remote sensing, RS) bearbeitet wird und die Ergebnisse der Kartierungsarbeiten mit den Erkenntnissen dieser Methoden verknüpft werden. Insofern soll bei der Geländearbeit auch beachtet werden was ein Satellit bzw. Drohne "sieht" und somit bspw. nicht nur schöne Aufschlüsse untersucht werden, sondern auch verwittertes Gestein.

## 1.4 Praktisches

An dieser Stelle noch ein paar Worte zur praktischen Geländearbeit und deren Vorbereitung:

- Online sind die Regionen und Gebiete mit unterschiedlichem Kartenmaterial unter <https://ardigeos.geologie.ac.at/mumimap> dargestellt.
- Die Kartierungsgebiete können durch den Link <https://rhea.geologie.ac.at/index.php/s/rUqqImMIXdzGAUI> als GeoPackage bezogen werden.
- Die beiden Kartenblätter können durch das Tethys Research Data Repository, der Geosphere Austria, über folgende Links als PDFs und als GeoPackages bezogen werden:
  - GK 122 Kitzbühl: <https://doi.tethys.at/10.24341/tethys.53>
  - GK 123 Zell am See: <https://doi.tethys.at/10.24341/tethys.54>
- Die Geologischen Karten der Republik Österreich 1:50.000 können über folgende WMS/WMTS-Verbindung in GIS-Programme als Raster-Layer eingebunden werden: [https://gisgba.geologie.ac.at/arcgis/services/image/AT\\_GBA\\_GK50/ImageServer/WMServer?request=GetCapabilities](https://gisgba.geologie.ac.at/arcgis/services/image/AT_GBA_GK50/ImageServer/WMServer?request=GetCapabilities)



- Als Koordinatensystem zur Markierung von Geländepunkten ist WGS84, EPSG:4326, zu verwenden. Dies ist jenes Koordinatensystem, das auch von GPS-Geräten verwendet wird.
- Die Positionen von GPS erfasste Punkten sind, vor ihrer Weiterverwendung, noch mit einem GIS-Programm und Satellitenbildern (bspw. der Orthofoto-Layer von basemap.at) zu überprüfen und im Bedarfsfall zu korrigieren.
- Strukturmessungen sind in (dipDirection, dip)-Wertepaaren anzugeben – so wie sie Gefügekompasse nach Clar liefern – und nicht wie im angloamerikanischen Raum zu Teil noch üblich in (strike, dip)-Wertepaaren.
- Die Verwendung von 10%iger Salzsäure zur Unterscheidung von Magnesit und Dolomit hat sich nicht bewährt. Diese kann trügerisch sein, da zum Teil auch Aragonit anwesend sein kann. Eine makroskopische Identifikation der Karbonate ist geeigneter.
- Die Probenbeschriftung soll nicht auf der Probe mit einem Permanent- oder Lackmarker erfolgen, sondern die Probe soll in einen Beutel gegeben werden und dieser ist zu beschriften. Der Grund ist eine evtl. Spektralanalyse an der Probe im Labor und durch Marker hinzugefügte Farben könnten diese Analyse erschweren oder verunmöglichen.
- Für die Kartierung erscheint der Zeitraum Juni-Juli ideal, da hier meist eine stabile Wetterlage (v.a. Juli) vorherrscht und die Tage lang sind. Im August ist traditionell mit Niederschlag zu rechnen. Im September könnten sich abermals günstige Witterungsbedingungen ergeben, wobei die Tage zu dieser Zeit schon kürzer sind.

## 2 Regionen und Gebiete

Die zur kartierenden Gebiete liegen in einem etwa West-Ost orientierten Streifen südlich von Fieberbrunn und Hochfilzen mit dem aktiven Abbau Weißenstein circa in der Mitte – siehe Abbildung 2.1 und Abbildung 2.2. Zur (vorläufigen) Strukturierung ist dieser Bereich in drei Regionen und zugehörigen Gebieten aufgeteilt. Diese werden hier nun kurz – von Ost nach West und mit abnehmender Priorität – beschrieben.

### 2.1 Region Ost

Liegt östlich des aktiven Abbaus Weißenstein und als einzige der Regionen auf Kartenblatt 123. Sie ist durch die ehemaligen Abbau Bürgl, im West, und Inschlagalpe, im Osten, begrenzt. In dieser Region lassen sich zwei Magnesitvarietäten ausmachen: Eine feinkörnige und eine grobkörnige.

#### 2.1.1 Gebiet 1

Östlich des ehemaligen Abbaus Bürgl bzw. die östliche Seite des Spielberggrabens. Dieses Gebiet sollte leicht erreichbar sein: Zufahrt via Burgeralm und Parkmöglichkeit dort und weiter. Nach Absprache mit den Grundbesitzern kann eventuell auch der Almweg zum Kleberkopf-Sattel benutzt werden.

Für Teile dieses Gebiets gibt es eine detaillierte Beschreibung und Kartierung durch Riedler (2010).

#### 2.1.2 Gebiet 2

Das Gebiet um den ehemaligen Abbau Inschlagalpe. Hier ist eine gut aufgeschlossene Fläche westlich des ehemaligen Abbaus von großem Interesse. (Süd)östlich dessen ist das Gelände sehr steil und bewaldet – da es aus betrieblichen Kartierungen bereits bearbeitet wurde, ist es nicht von primärem Interesse, sollte aber dennoch überblicksweise begangen werden.

Hier findet sich ein relativ grobkörniger Magnesit mit Null Porosität.

Zufahrt über das Schwarzleotal mit Parkmöglichkeit beim Schaubergwerk Leogang. Eventuell kann nach Absprache mit dem Wegobmann die Privatstraße hinter dem Schranken benutzt werden.

#### 2.1.3 Gebiet 3

Das ist noch ungenau definiert. Hier ist noch am Laserscan anzusehen ob man herausgerodete Härtlinge findet. Falls nicht ist die Südgrenze des Spielbergdolomits abzugehen.

Zufahrt über das Schwarzleotal mit Parkmöglichkeit beim Schaubergwerk Leogang. Eventuell kann nach Absprache mit dem Wegobmann die Privatstraße hinter dem Schranken benutzt werden.



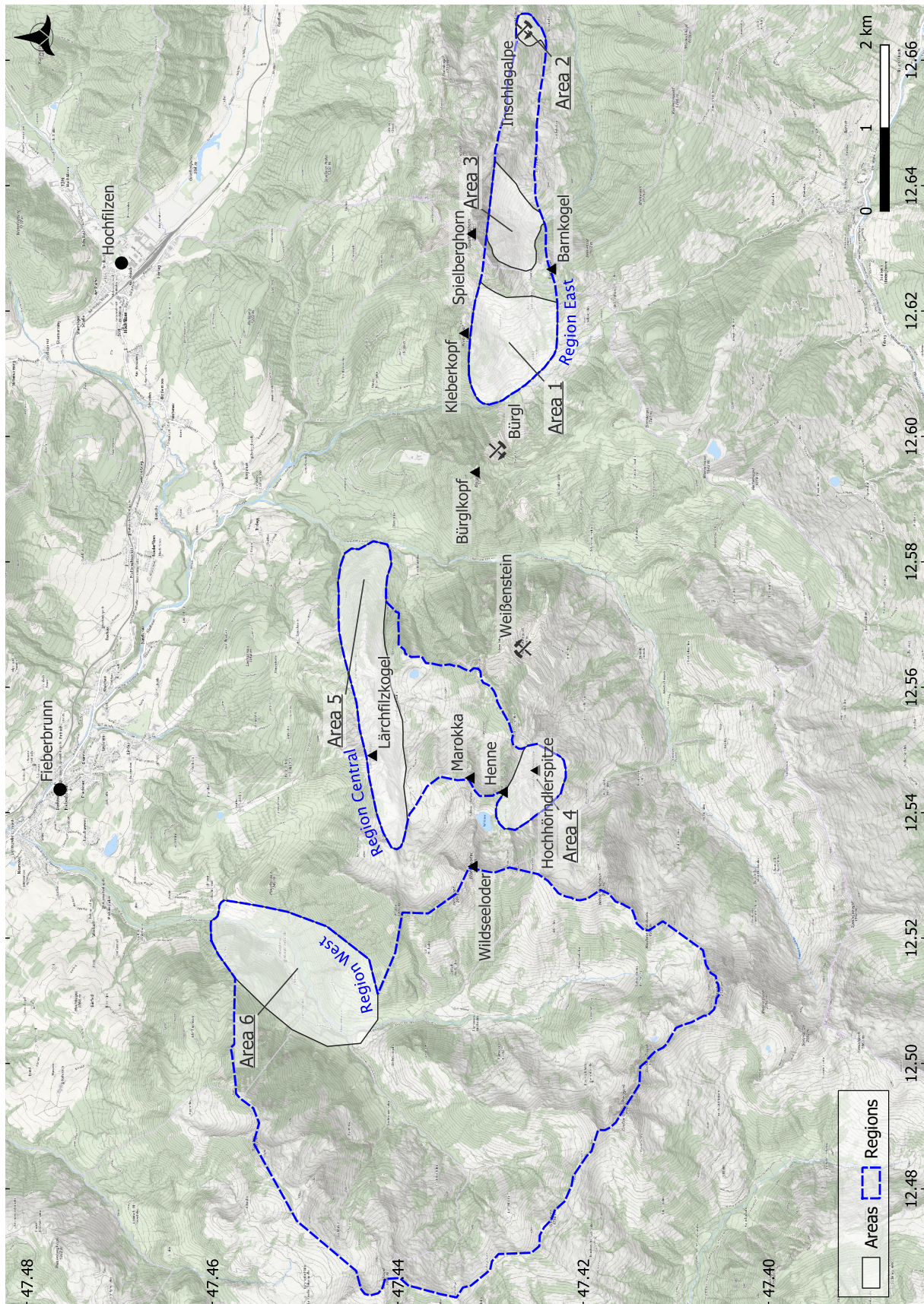


Abbildung 2.1: Übersicht über die Kartierungsgebiete (Grundkarte: basemap.at)



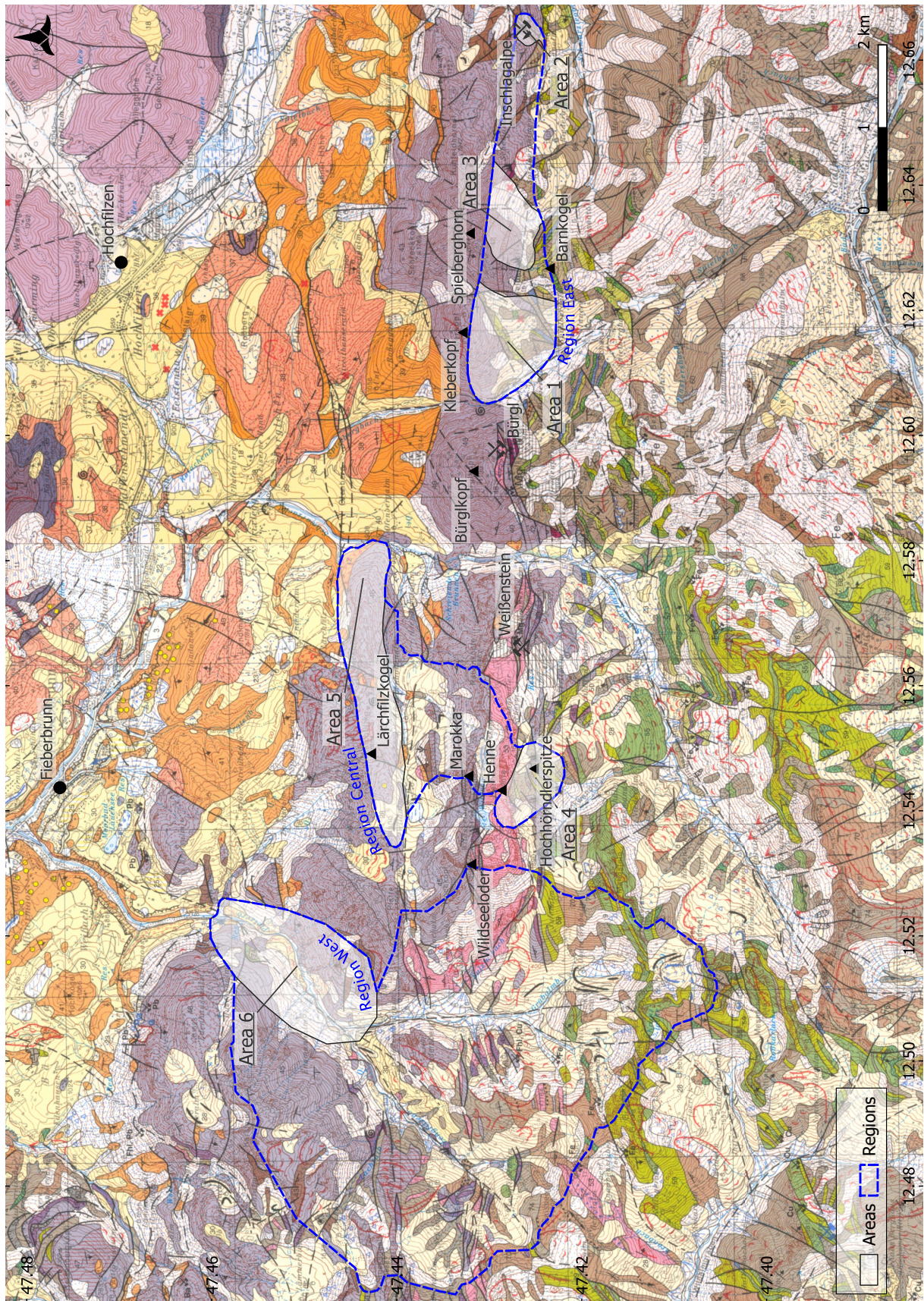


Abbildung 2.2: Übersicht über die Kartierungsgebiete (Grundkarte: Geologische Karte Österreich)



## 2.2 Region Zentral

Diese Region ist am östlichen Rand des Kartenblatts 122. Es ist das Gebiete westlich und nördlich um den Abbau Weißenstein.

### 2.2.1 Gebiet 4

Ist ein Wandergebiet, es gibt unter anderem den Blumenweg und am “Grat” eine Art von “Klettersteig”.

Von großem Interesse ist hier ein Aufschluss von schwarzem Dolomit und speziell auch dessen Kontakte zum Nebengestein. Weiteres ist dies ein Gebiet in dem der Glemmtal-Komplex bzw. der Hochhörndler-Komplex nicht nur untergeordnet auftritt und deshalb hier mehr Metabasite vorzufinden sein könnten.

### 2.2.2 Gebiet 5

Den etwa West-Ost orientierten “Grat” beim Lärchfilzkogel entlang bis hinunter in den Hörndlingergraben.

Parkmöglichkeit bei der Lärchfilzhochalm und im Hörndlingergraben.

## 2.3 Region West

Diese Region liegt direkt am westlichen Anschluss zu Region Zentral und auf Kartenblatt 122. Diese Region ist für die Modellverifikation der earth observation (EO) und des remote sensings (RS) angedacht. Die EO soll erst Anhaltspunkte für etwaige Magnesitvorkommen liefern, diese im Anschluss aufgesucht werden.

Diese Region ist durch den Pletzerbach und seine Zuläufe, den Lengfilzenbach und Grubalm mit Sulztalbach, gekennzeichnet.

### 2.3.1 Gebiet 6

Dieses Gebiet ist noch wenig bekannt. Magnesit ist als Rollstücke im Geschiebe des Pletzerbaches bekannt. Ihre Herkunft in Form von Aufschlüssen ist nicht bekannt und soll nach Möglichkeit geklärt werden. Im Norden des Pletzergrabens sind mächtige Spielbergdolomite aufgeschlossen. Speziell ihre Grenzen nach Süden sollen lokalisiert und bearbeitet werden. Das Gebiet ist Teil des Pletzergrabens und kartiert werden soll beidseitig des Pletzenbachs.

Dieses Gebiet hat die geringste Priorität und soll in Abhängigkeit von Möglichkeiten kartiert werden.

### 3 Geologischer Rahmen

Auf den genannten Kartenblättern befindet sich das Untersuchungsgebiet in der Wildseeloder-Einheit  $\subset$  Grauwackenzone  $\subset$  Oberostalpin. Kleinräumige Kontakte zur Glemmtal-Einheit – ebenfalls Grauwackenzone – und den Nördliche Kalkalpen  $\subset$  Oberostalpin könnten vorkommen.

Diese Nomenklatur geologischer Einheiten entspricht nicht mehr dem aktuellen Wissensstand. Nach moderner, tektonischer Nomenklatur ist das hier zu untersuchende Gebiet Teil der Staufenhöllengebirge-Decke welche dem Tirolisch-Norischen-Deckensystem zugeordnet wird (Schmid u. a., 2004; Heinisch u. a., 2015; Huet u. a., 2019).

Eine tektonische Übersichtskarte der Ostalpen ist in Abbildung 3.1 gegeben und Abbildung 3.2 zeigt ein schematisches Diagramm der großen tektonischen Einheiten der Ostalpen und der Eingliederung des Tirolisch-Norischen-Deckensystems in diese Einheiten. Die paläogeographische Position des Ostalpins vom Kambrium bis in das Devon ist in Abbildung 3.3 skizziert.

Die lithostratigraphische Gliederung paläozoischer Gesteine innerhalb der Staufenhöllengebirge-Decke (Huet u. a., 2019, 2022) erfolgte in Anlehnung an die Erläuterungen zur GK 122 Kitzbühl (Heinisch u. a., 2015). Es werden hierin vier Komplexe unterschieden, die variszischen tektonischen Einheiten entsprechen. Vom Liegenden in das Hangende sind dies folgende lithodemische Einheiten: Uttendorf-, Glemmtal-, Hochhörndler- und Wildseeloder-Komplex. Diese werden von permomesozoischen lithostratigraphischen Einheiten diskordant überlagert.

Die Metamorphosegeschichte der Staufenhöllengebirge-Decke ist bisher wenig erforscht. Im Allgemeinen wird davon ausgegangen, dass es eine Zunahme des Metamorphosegrades von Norden nach Süden gibt (bspw. Schlaegel-Blaut, 1990; Rantitsch und Judik, 2009; Heinisch u. a., 2015). Pauschal kann, für das Untersuchungsgebiet, von maximal grünschieferfazialen Druck-Temperatur-Bedingungen ausgegangen werden: Etwa im Bereich von 350 °C–400 °C und Drucken von mehr als 3 kbar und weniger als 4,5 kbar–8 kbar [Schlaegel-Blaut (1990); und dortige Referenzen]. Im Detail scheint es jedoch schwierig, die Deformationen und Metamorphosen dem Variszischen oder dem Eoalpidischen Ereignis zuzuordnen (Huet u. a., 2019).

Aufgrund der Illit-Kristallinität, dem Grad der Grafitisierung, dem Vorhandensein von Chloritoid und dem Conodont Alteration Index (CAI) wird von einer Metamorphose in der (unteren) Grünschieferfazies im Zuge des (kretazischen) Eoalpidischen Ereignisses ausgegangen.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter, aus Hellglimmer-Feinfraktionen, im Bereich 115 Ma–95 Ma zeigen die Abkühlung der Gesteine der Staufenhöllengebirge-Decke und deren Exhumation während dieses Ereignisses an [Schuster u. a. (2004); Heinisch u. a. (2015); und dortige Referenzen]. Diese Metamorphose wurde im Zuge der alpidischen Orogenese, im Oligozän bis Miozän, abermals durch einen advektiven Wärmetransport und zirkulierende Fluide schwach überprägt (Rantitsch und Judik, 2009). Eine variszische Metamorphose ist im Untersuchungsgebiet nicht belegt; es wird jedoch von einer schwachen (unterste Grünschieferfazies) präalpidischen Deformation und Metamorphose ausgegangen (Heinisch u. a., 2015). Dies ist konsistent mit  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen (Panwitz, 2006) an detritischen Muskoviten, die neoproterozoische Alter (im Bereich 600 Ma–800 Ma) anzeigen. Die Schließtemperatur von Muskovit im Ar/Ar-System,  $390 \pm 50$  °C (Schaen u. a., 2020), wurde somit seit dieser Zeit nicht (wesentlich) überschritten.

## Anmerkung

Zu den Begriffen “Grauwackenzone” und “Nördlichen Kalkalpen” sei erwähnt, dass diese historischen Begriffe aus einer Zeit vor dem heutigen Verständnis des tektonischen Deckenbaus der Alpen stammen ([Schuster, 2015](#)). Man kann diese Begriffe wohl als geologische Einheiten verstehen – im Sinne, dass sie sich auf dafür charakteristische Gesteine beziehen. Sie sind aber keine tektonischen oder lithostratigraphischen Einheiten im engeren Sinne ([Huet u. a., 2019](#)). Der Begriff Grauwackenzone beschreibt eine geographische Einheit ([Schuster, 2015](#)) welche einen Ost–West orientierten Streifen paläozoischer Gesteine darstellt. Dieser ist mehrere hunderte Kilometer lang, reicht etwa von Schwaz in Tirol bis nach Niederösterreich an den Rand des Wiener Beckens und hat eine maximalen Breite von etwa 25 km ([Heinisch u. a., 2015](#)). Aufgrund der räumlichen Zuteilung lassen sich die Westliche und Östliche Grauwackenzone unterscheiden. Somit ist der Begriff Grauwackenzone – und die damit einhergehenden Untergruppen wie nördliche, südliche, westlich und östliche – als informeller Begriff ohne stratigraphische und tektonische Bedeutung zu sehen.

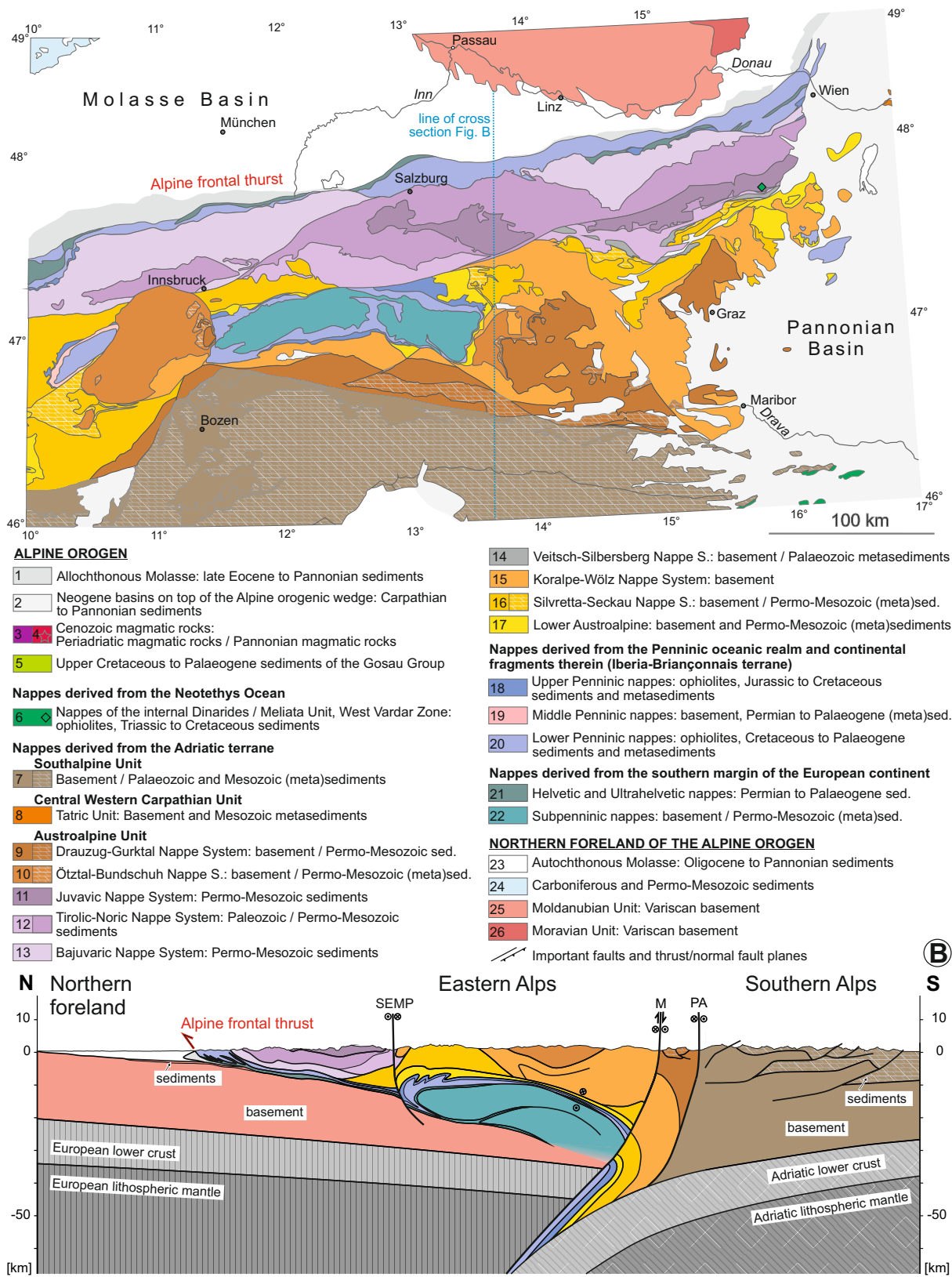


Abbildung 3.1: Tektonische Karte der Ostalpen und des nördlichen Vorlandes, Nomenklatur nach Schmid u. a. (2004), Verändert nach Schuster und Stüwe (2022). Zahlen referenzieren zu den tektonischen Einheiten in Abbildung 3.2.

SEMP: Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-, M: Mölltal-, PA: Periadriatisches Störungssystem



## Eoalpine metamorphism

anchizone to lower greenschist facies (~115 Ma)

lower greenschist facies to epidote-amphibolite facies

anchizone

anchizone greenschist facies (>110 Ma)

greenschist to amphibolite facies (~95 Ma)

eclogite- and high amphibolite facies (~95 Ma)

greenschist to amphibolite facies

anchizone

greenschist facies

anchizone to upper greenschist facies

greenschist facies (<90 Ma)

## Alpine metamorphism

partly blueschist facies (<85 Ma), greenschist facies (~25 Ma)

greenschist facies (~25 Ma)

partly eclogite facies (32 - 45 Ma), up to greenschist facies (~25 Ma)

partly eclogite facies (32 - 45 Ma) up to amphibolite facies (~25 Ma "Tauernkristallisation")

## Austroalpine

Upper Austroalpine:

Drauzug-Gurktal Nappe System: e.g. Stolzalpe Nappe, Murau Nappe

Ötztal-Bundschuh Nappe System: Bundschuh Complex, Stangalm Mesozoic s.str., Brenner Mesozoic

## Meliata unit (primary position)

Juvavic Nappe System

## Tirolic-Noric Nappe System

Koralpe-Wölz Nappe System (metamorphic extrusion wedge): e.g. Radenthein, Plankogel complexes e.g. Saualpe-Koralpe, Millstatt, Polinik, Siegggraben complexes e.g. Wölz, Rappold complexes

Bajuvaric Nappe System

Veitsch-Silbersberg Nappe System

Silvretta-Seckau Nappe System: e.g. Vorau, Troiseck-Floning, Silvretta nappes

Lower Austroalpine: e.g. Semmering-Wechsel, Radstadt, Err-Bernina nappe systems

## Penninic nappes

Upper Penninic nappes: e.g. Matri-Nordrahmen Nappe System, Ybbsitz Klippen Zone, Arosa Zone

Middle Penninic nappes: Tasna Nappe, Prutz Zone

Lower Penninic nappes: e.g. nappes in the Rechnitz Window Group, Glockner Nappe System in the Tauern Window

## Subpenninic and Helvetic nappes

e.g. Venediger Nappe System, Modereck Nappe System inclusively Eclogite Zone, Helvetic and Ultrahelvetic nappes

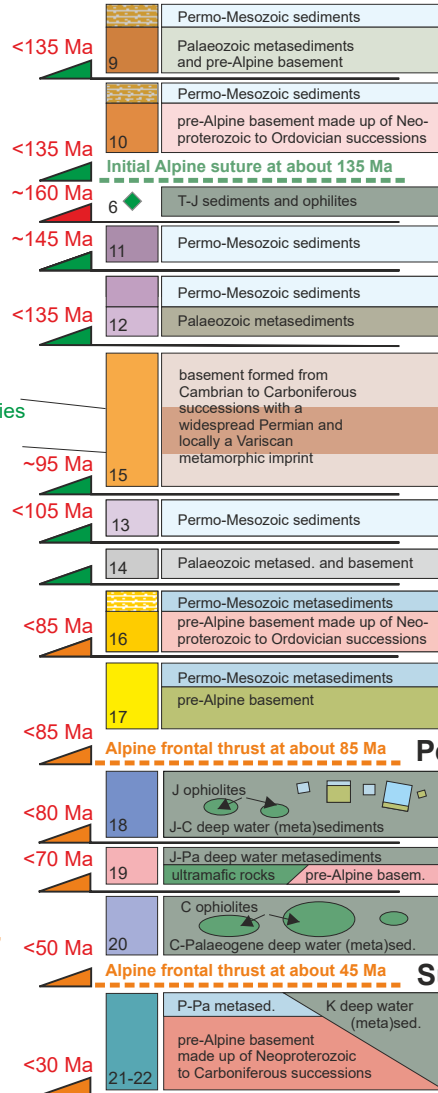


Abbildung 3.2: Schematisches Diagramm der großen tektonischen Einheiten der Ostalpen, nach Schuster und Stüwe (2022). Hervorgehoben ist das Tirolisch-Norischen-Deckensystem in dem sich das Kartierungsgebiet befindet.

- Links: Metamorphosegrad während des Eoalpinen (Kreide) und Alpenen (Känozoikum) Ereignisses und die Zeit der Peak-Metamorphose;
- Mitte: Wesentlicher lithologischer Inhalt der tektonischen Einheiten, rote Zahlen geben die Zeit des Einbaus in den Alpenen Orogenkeil an, Zahlen in den farblichen Feldern referenzieren zu den tektonischen Einheiten der Karte in Abbildung 3.1;
- Rechts: Tektonische und Lithostratigraphische Einheiten.

T: Trias, J: Jura, C: Kreide, Pa: Paläogen



Spätes  
Kambrium

Spätes  
Silur



Spätes  
Devon

Krustenstücke Österreichs




-  **Ostalpin**, Südalpin
-  Moldanubikum, Subpenninikum
-  Moravikum

Abbildung 3.3: Paläogeographische Position des Ostalpins (rote Ellipse) vom Kambrium bis Devon. Krustenstücke spalten sich am Norrand von Gondwana ab und diffundieren nordwärts Richtung Laurentia bzw. Baltica. Aus einer anfänglichen Position nahe des Südpols wird eine Position in Äquatornähe mit geänderten klimatischen Gegebenheiten. Aus (Schuster u. a., 2015)

## 4 Lithologischer Inhalt

Lithologisch ist der, für die Untersuchungen hier besonders relevante, Wildseeloder-Komplex aus mittelordovizischem Metaignimbrit (Blasseneck-Porphyröid), oberdevonischen Siliziklastika und unterschiedlichen silurischen bis oberdevonischen Karbonatgesteinen (u. a. Spielbergdolomit-Gruppe) aufgebaut (Heinisch u. a., 2015; Huet u. a., 2019).

Vornehmlich an den südlichen Rändern der zur untersuchenden Gebiete können Gesteine des Glemmtal-Komplexes und des Hochhörndler-Komplexes auftreten. Der Glemmtal-Komplex umfasst größtenteils frühpaläozoische bis unterkarbonen Tonstein, Siltstein, Sandstein und Konglomerat mit einem turbiditischen Ursprung mit untergeordneten Einschaltungen von ordovizischen und devonischen Metabasiten und lokal auch Vorkommen von Blasseneck-Porphyröid und Karbonatgesteine (Huet u. a., 2019). Der Hochhörndler-Komplex besteht aus einer siliziklastischen Matrix mit isolierten karbonatischen und magmatischen Elementen aus dem Wildseeloder-Komplex und dem Glemmtal-Komplex und er stellt wahrscheinlich eine Abfolge mit Olistolithen und/oder eine tektonische Zone dar (Huet u. a., 2019). Der Gesteinsinhalt der benachbarten Komplexe liegt im Hochhörndler-Komplex überarbeitet vor.

In den Kartenblättern sind nur der Wildseeloder- und der Glemmtal-Komplex ausgeschieden. Diese stellen mit ihren spezifischen Lithologien unterschiedliche Fazies dar. Der Hochhörndler-Komplex ist implizit als eine “Übergangszone” – in welcher die Lithologien der beiden anderen Komplexe vermischt vorkommen – zu verstehen.

Für die praktische Geländearbeit lassen sich die Gesteine den Komplexen wie folgt zuordnen (mündl. Mitt. Benjamin Huet):

**Wildseeloder-Komplex** Mächtige Karbonate und Metaignimbrit, fast keine Basite, fast keine Pelite

**Hochhörndler-Komplex** Isolierte, kleinräumige Körper von Basiten, Karbonaten, Porphyröid in einer Matrix von Siliziklastika wie Tonschiefer, Quarziten, ...

In den Geologischen Karten ist der Hochhörndler-Komplex dadurch zu erkennen, dass Einheiten des Wildseeloder-Komplexes neben Einheiten des Glemmtal-Komplexes ohne Störung dazwischen liegen.

**Glemmtal-Komplex** Basite in Karbonaten und Siliziklastika

Wichtige Lithologien werden hier kurz beschrieben und sind in stratigraphischen Gliederungen in Abbildung 4.2 und Abbildung 4.3 zusammenfassend dargestellt.

### 4.1 Blasseneck-Porphyröid

Im Untersuchungsgebiet ist dieser Porphyröid beispielsweise am Wildseeloder mit einer bis zu 600 m mächtigen Abfolge anzutreffen (Heinisch u. a., 2015). Er wurde mit dem, nach der steirischen Typlokalität benannten, Blasseneck-Porphyröid aufgrund von lithologischen Kriterien und seiner stratigraphischen Lage unter den Llandoveryischen<sup>1</sup> Kalksteinen korreliert (Hubmann u. a., 2014).

Dieser Porphyröid werden als subaerische bimsreich Ablagerungen, aus einem pyroklastischen

---

<sup>1</sup>Llandovery: Stratigraphische Serie des älteren Silur: gerundet 444 Ma–433 Ma, benannt nach der Ortschaft Llandovery in Wales

Dichtestrom, die in flache Meeresbecken gespült wurde interpretiert. Der Vulkanismus wird als ein, SiO<sub>2</sub>-reicher, alkalirhyolithischer bis rhyolithischer angesehen und der Chemismus legt – begründet durch den alkalirhyolithischen Charakter – ein extensionales Regime nahe. Somit könnte es sich um einen riftbezogenen Magmatismus gehandelt haben, der durch einen erhöhten Wärmestrom zu einer partiellen Aufschmelzung kontinentaler Kruste geführt hat (Heinisch, 1981; Heinisch u. a., 2015).

Jüngere Untersuchungen mit U/Pb-Datierungen aus Zirkonen und Studien zur Zirkonsystematik durch Blatt (2013) zeigen Alter im Bereich von 471 Ma–461 Ma und legen ebenso eine Interpretation eines kontinentalen Riftings nahe.

Als paläogeographische Position wird der Nordrand von Gondwana angenommen.

## 4.2 Spielbergdolomit-Gruppe

Diese Gruppe bildet das Trärgestein von einigen Lagerstätten wie Siderit, Baryt (Schwerspat), Fahlerz und – hier von besonderer Bedeutung – Magnesit. Diese Dolomite stellen die wichtigsten Gipfelbilder im Untersuchungsgebiet und bilden einen zusammenhängenden Gebirgszug vom Kitzbühlerhorn über den Wildseeloder, das Spielbergerhorn bis zur Inschlagalpe. Die Typlokalität dieser Dolomite, das Spielbergerhorn (Hubmann u. a., 2014), ist eine der Grenzen des Untersuchungsgebiets (Region 2, Abbildung 2.1 und Abbildung 2.2).

Diese Gesteinsgruppe wird als eine silurisch-devonische Karbonatplattform (Blatt, 2013) – die nunmehr dolomitisiert vorliegt – interpretiert. Eine Alterseinstufung von, wenngleich spärlichen und schwach metamorphen, Makrofossilienreste von Korallen, Crinoiden sowie gelegentlichen Conodonten legt einen Zeitraum der Ablagerung von Unter- bis Oberdevon für diese nahe [Heinisch u. a. (2015); und dortige Referenzen].

Aus dem Gestein und den Fossilienresten kann die typische Bildung einer Karbonatplattform mit Riffkomplexen und Lagune abgeleitet werden. Der Übergang zum Festland lässt sich aus Einträgen von tonig-sandigen Klastika, deren Einflüsse sich in höheren Teil verstärkt wiederfinden, erkennen. Die unterschiedlichen Fazies manifestieren sich im Dolomitgestein unterschiedlicher Ausprägung. Nach Heinisch u. a. (2015) lassen sich unterscheiden:

**Massenfazies – Massiger Dolomit** Durch gelegentliche Relikte von Korallen wird dieser massige Dolomit als Riff-Fazies der Karbonatplattform interpretiert

**Bankfazies – Gebankter Dolomit** Der Übergang der Massen- in die Bankfazies ist fließend und somit schwankt die Bankmächtigkeit von zwei Meter (seltener) bis Dezimeter (häufiger).

Diese Fazies bzw. dieser Dolomit überwiegt hinsichtlich der Häufigkeit des Auftretens die anderen Dolomite dieser Gruppe. Aufgrund der Mächtigkeit und der Ausdehnung wird durch diese Gesteine von einer bedeutsamen (devonischen) Karbonatplattform ausgegangen.

Sedimentstrukturen sind gelegentlich als Laminite erhalten, die als Überreste von Algenmatten aus dem Stillwasserbereich einer Lagunenfazies gesehen werden. Weiteres lassen sich gelegentlich Crinoidenreste erkennen, die einen Übergang von Riffschuttfazies zum Riffgebieten darstellen könnten.

**Flaserdolomit-Fazies – Roter Flaserdolomit** Im faziellen Übergang zur Bankfazies treten dünnbankige gefärbte Zonen auf und es können bis zu Zentimeter mächtige Tonschieferlagen auftreten. Die rote Farbe der Flaserdolomite kann als einen äolischen Eintrag von Wüstenstaub gesehen werden.

**Dolomit-Sandstein-Folge** Es wechseln gebankte Dolomite mit Quarzsandsteinbänken und Tonschiefern. Auch innerhalb der Dolomite sind Quarzklasten festgestellt worden. Gemeinsam mit den Flaserdolomiten wird diese Folge als terrigener Sedimenteintrag eines Kontinentes interpretiert. Fazielle könnten diese beiden Dolomite den Übergang der Lagunenfazies zum Strandbereich darstellen.

Insgesamt wird in der Spielbergdolomit-Gruppe eine küstennahe Flachwasserfazies am Gondwana-Nordrand gesehen [bspw. Blatt (2013); Heinisch u. a. (2015); und dortige Referenzen]. Eine Skizze

eines solchen möglichen Ablagerungsraumes ist in Abbildung 4.1 gegeben.

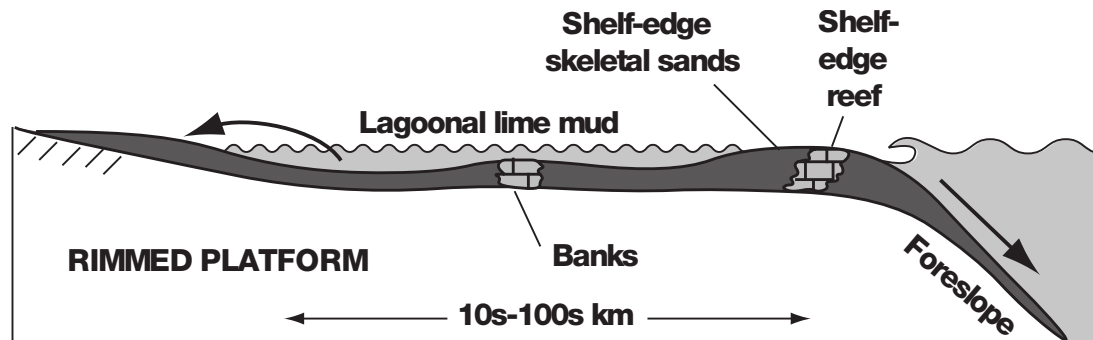


Abbildung 4.1: Sinnbild einer Karbonatplattform als das möglich Environment aus der die nunmehrige Spielbergdolomit-Gruppe hervorgegangen ist. Es lassen sich unterschiedliche Bereiche bzw. Fazies ausmachen und Dolomite dieser Gruppe werden diesen zugeordnet. Aus (Boggs, 2009)

#### 4.2.1 Südfazies

Ein Begriff der in der (älteren) Literatur über das Untersuchungsgebiet immer wieder auftaucht ist die sogenannte "Südfazies". Dieser Begriff geht auf Mavridis (1969) zurück. Dieser gliedert die Karbonatgesteine, etwa im Bereich zwischen Wörgl im Westen und Bischofshofen im Osten (Haditsch und Mostler, 1970), zum ersten Mal in zwei Fazies: Die "nördliche Fazies" und die "südliche Fazies". Dies beiden Fazies wurden sowohl lithologisch als auch stratigraphisch unterschieden und durch eine etwas West-Ost orientierte Störung getrennt gesehen. Mostler (1970) sah auch eine "Dolomitbarriere" zwischen den nördlich gelegenen Spielbergdolomiten und der Südfazies. Für die nördliche Fazies wurde der Begriff Spielbergdolomit eingeführt und deren stratigraphische Reichweite wurde mit Emsium bis Eifelium (oberstes Unterdevon bis unteres Mitteldevon) festgelegt. Die südliche Fazies wurde als eine Abfolge von unterschiedlichen Dolomiten definiert (vom Liegende in das Hangende): Schwarzer Dolomit, hellgraue Dolomite und rote Flaserdolomite und hell- bis dunkelgraue grob spätige Dolomite. Die stratigraphische Reichweite dieser Dolomite reicht vom jüngeren Silur (Ludlow) bis in das Oberdevon (Mavridis, 1969).

In der Einteilung der aktuellen Kartenblätter (Heinisch u. a., 1995, 2003) und den Erläuterungen (Heinisch u. a., 2015) findet sich Der Begriff "Südfazies" nicht wieder. Vielmehr wurden Teile der Südfazies in die Spielbergdolomit-Gruppe übernommen und der erwähnte schwarze Dolomit wurde dem Dolomit-Kieselschiefer-Komplex zugeordnet. Auch in der aktuellen stratigraphischen Tabelle (Hubmann u. a., 2014) findet sich der Begriff Südfazies nicht wieder, sondern wird dort bei einigen Lithologien als Synonym geführt.

Insofern soll bei Arbeiten im Zuge dieses Projekts auch vom Begriff "Südfazies" Abstand genommen werden. Was aber für die Arbeiten hier durchaus Relevanz haben kann, ist die Interpretation der unterschiedlichen Dolomite als riffogene Sedimente und Beckensedimente ( $\text{SiO}_2$ -führende Dolomite, Kieselschieferlagen, ...).

### 4.3 Tonschiefer

Im Verband mit den Spielbergdolomiten treten gelegentlich Wechsellagerungen mit Tonschiefer auf. Im Hangenden der Plattformdolomite ist ein fließender Übergang in diese feinstklastischen Sedimenten zu beobachten. Durch in diesem Tonschiefer enthaltene Makroflorenreste, lässt sich deren Alter auf das Oberdevon oder jünger einengen (Heinisch u. a., 2015).



## 4.4 Kieselschiefer

Assoziiert mit den bankigen und massigen Dolomitfolgen der Spielbergdolomit-Gruppe können gelegentlich Wechselfolgen aus schwarzem, gebanktem Dolomit, Kieselschiefer (Lydit), Schwarzschiefer und grauem Tonschiefer auftreten. Diese Vorkommen können stratigraphisch an der Basis der Karbonatplattform eingeordnet werden, stellen aber auch Abscherhorizonte dar und finden sich längs von Störungen oder in Schuppenkörper (Heinisch u. a., 2015). Chronostratigraphisch wird diese Wechselfolge dem mittleren bis jüngeren Silur – mittleres Wenlock bis unteres Ludlow – zugeordnet und als ihr Ursprung wird eine tiefmarine Umgebung mit euxinischen Bedingungen (Hubmann u. a., 2014) angesehen.

Der erwähnte schwarze Dolomit, soll hier besonders betont werden, ist er doch das Trägergestein der Magnesitmineralisation am Weißenstein.

## 4.5 Metabasite des Glemmtal-Komplexes

Die Metabasite werden in den Karten als Metabasalt, Metatuff, Metatuffit und gabbroides und dioritisches Ganggestein ausgeschieden. Dies lässt auf eine gewisse Diversität hinsichtlich einer vulkanischen Genese schließen. Verglichen mit rezenten Vulkanprovinzen lassen sich Analogien zu Pillow- und Schichtlavastapel, unterschiedliche Varianten von basaltischen Pyroklastika, epiklastischen Umlagerungen sowie subaquatischen Eruptionen mit unterschiedlichen Förderraten erkennen. Diese Vulkanite werden in mannigfaltiger Weise von gabbroidem Gestein intrudiert. Hierbei treten Lagergänge und vertikale Gänge sowie stockförmige Intrusionen auf (Heinisch u. a., 2015).

In Summe lassen sich diese Metabasite als ein mehrphasiger basischer Vulkanismus mit subvulkanitischen Intrusiva lesen. Detaillierte geochemische Untersuchungen durch Schlaegel-Blaut (1990) konnten Zusammenhänge des Vulkanismus mit aktiven Plattengrenzen – sowohl ozeanische Rücken als auch Subduktionszonen – ausschließen. Vielmehr lassen diese auf einen basischen Intraplattenvulkanismus schließen, der vulkanische Hochzonen (Seamounts, Inselvulkane) in einem wenig tiefen Randmeer darstellt.

Zusammenfassend werden diese Metabasite durch Heinisch u. a. (2015) als überwiegend flachmarine Seamounts interpretiert. Biostratigraphisch lässt sich dieses Geschehen, durch Conodonten, dem Unterdevon zuordnen und faziell wird im Glemmtal-Komplex eine Beckenfazies gesehen.

Geochronologischen Datierungen dieser Gesteine mit der U/Pb- und Sm/Nd-Methode ergaben Alter im Bereich von 492 Ma–454 Ma (Heinisch u. a., 2015 und dortige Referenzen). Dies deckt eine breite Zeitspanne vom späten Kambrium bis in das mittlere Oberordovizium ab und ist im Widerspruch zu obig genannten conodontenstratigraphischen Einordnung. Nach Heinisch u. a. (2015) muss dieser Widerspruch als offen betrachtet werden.

### Anmerkung zur Gesteinsansprache

Zu den oben erwähnten subvulkanitischen Intrusiva sei an dieser Stelle angemerkt, dass diese in der Literatur zum Teil als basaltisch-gabbroides Material und auch als Diabas(schiefer) zusammengefasst werden. Ersteres soll, vermutlich, den Übergangscharakter des Gefüges von Subvulkaniten zum Ausdruck bringen. Subvulkanite sind intrusive Gesteine, die durch Abkühlung und Auskristallisation unter der Erdoberfläche – jedoch in geringerer Tiefe und mit meist geringerem Volumen als typische Plutonite – entstehen. Ihre Feinkörnigkeit ist oft nicht so ausgeprägt wie jene der Vulkanite und sie leiten von den Vulkaniten zu den Plutoniten über. Diese relativ grobkörnigen basaltischen Gesteine, mit häufig intergranularem bis ophitischen Gefüge (Vinx, 2015), werden Dolerite oder Mikrograbbros (Korngröße über drei Millimeter) genannt. Der oft dafür synonym verwendete Begriff Diabas ist, aufgrund seiner Mehrdeutigkeit, zu vermeiden (Le Maitre u. a., 2002).

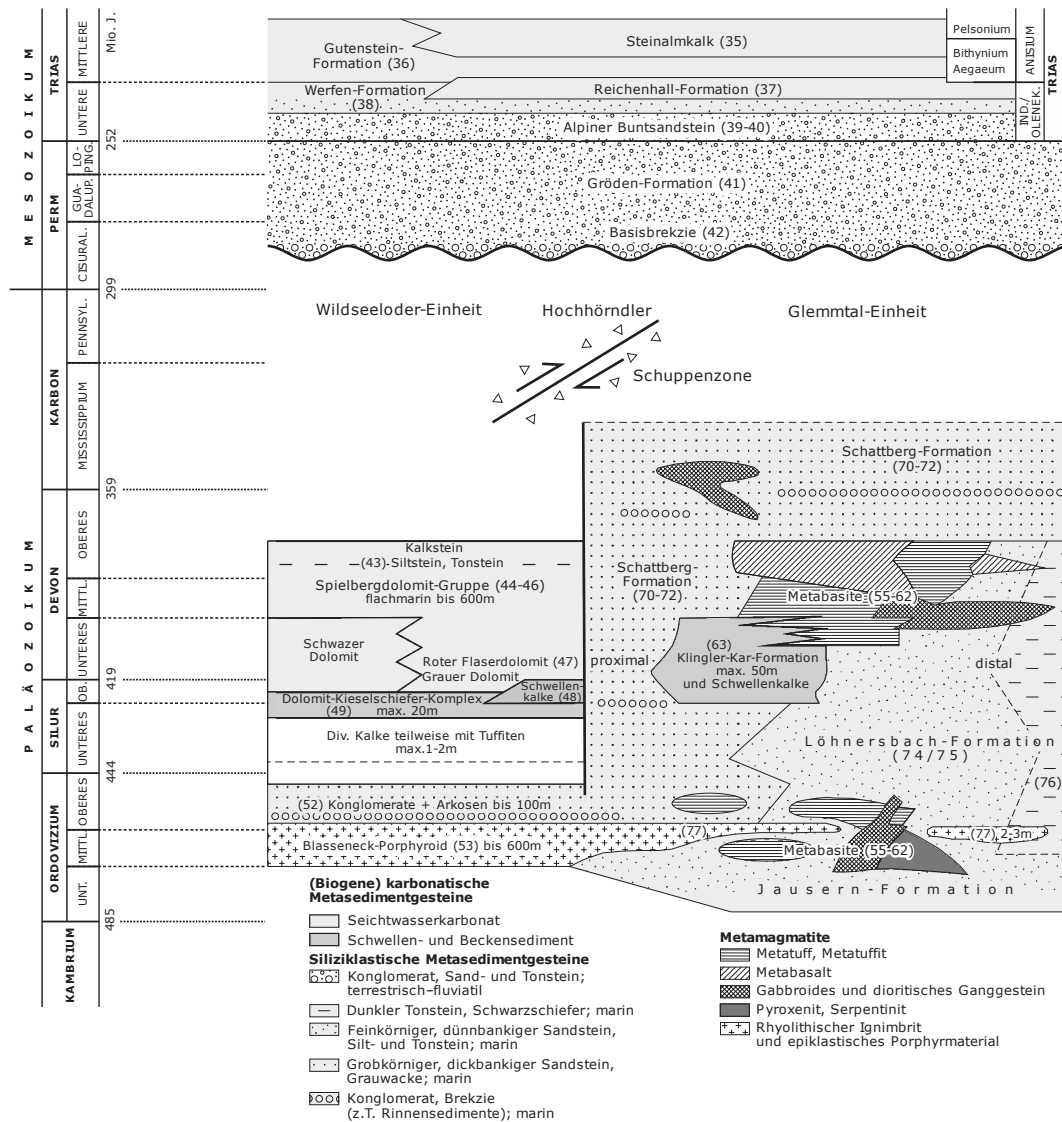


Abbildung 4.2: Lithostratigraphische Tabelle der Staufen-Höllengebirge-Decke, aus (Heinisch u. a., 2015). Links: Wildseeloder-Komplex mit den Dolomiten der Spielberg-Dolomitgruppe und dem Dolomit-Kieselschiefer-Komplex; Rechts: Glemmtal-Komplex mit Basiten; Mittig: Hochhörndler-Komplex; Blasseneck-Porphyrroid ist in allen Einheiten anzutreffen. Dargestellt ist weiters eine variszische Tektonik und eine permomesozoischen Bedeckung

# Staufen-Höllengebirge Nappe

Wildseeloder **Group** Hochhörndler **Complex** **Hinterglemm**  
**Complex**

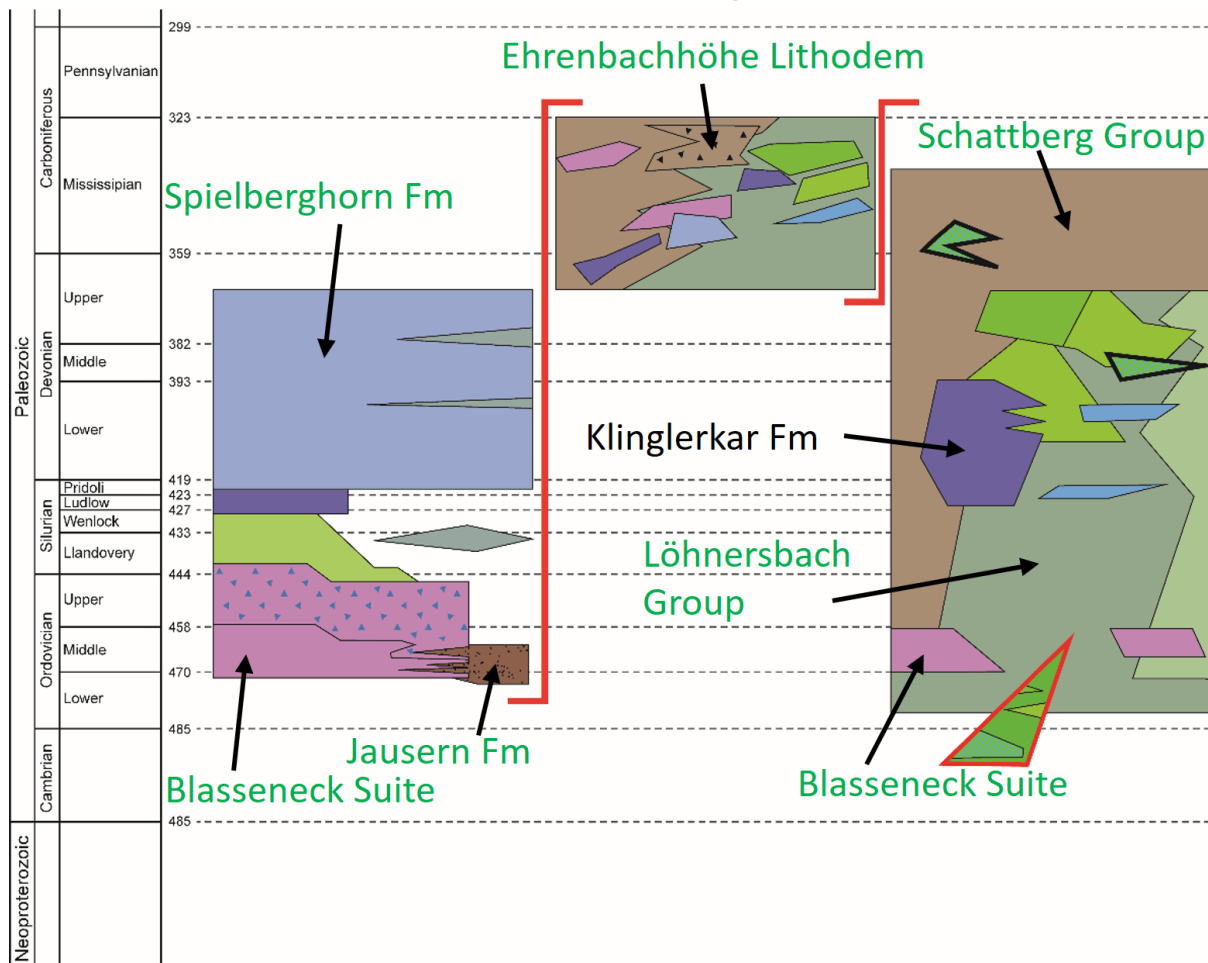


Abbildung 4.3: Modernes lithostratigraphisches Modell der Staufen-Höllengebirge-Decke, verändert nach (Huet u. a., 2019, 2022); Grün: Neue Bezeichnungen, für die Einheiten nach Heinisch u. a. (2015) (Abbildung 4.2), einer modernen lithostratigraphischen bzw. lithodemischen Nomenklatur (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005) folgend.

Detaillierte Lithostratigraphie der einzelnen Komplex in Abbildung 4.4, Abbildung 4.5, Abbildung 4.6



# Wildseeloder Complex

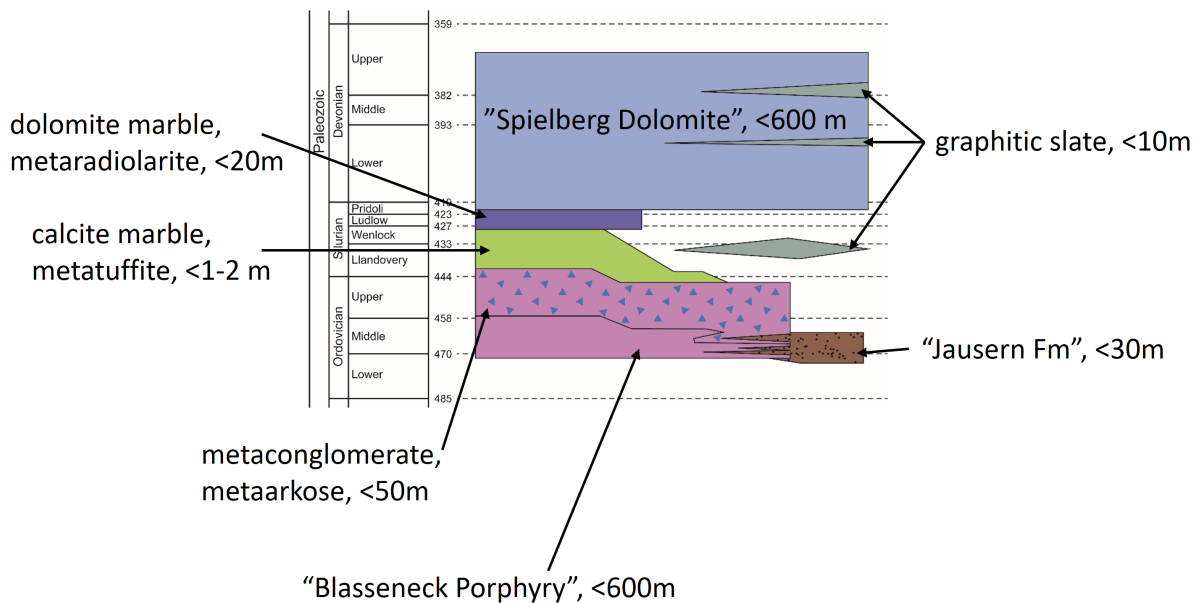


Abbildung 4.4: Lithostratigraphie Wildseeloder-Komplex, verändert nach (Huet u. a., 2019, 2022)

# Glemmtal Complex

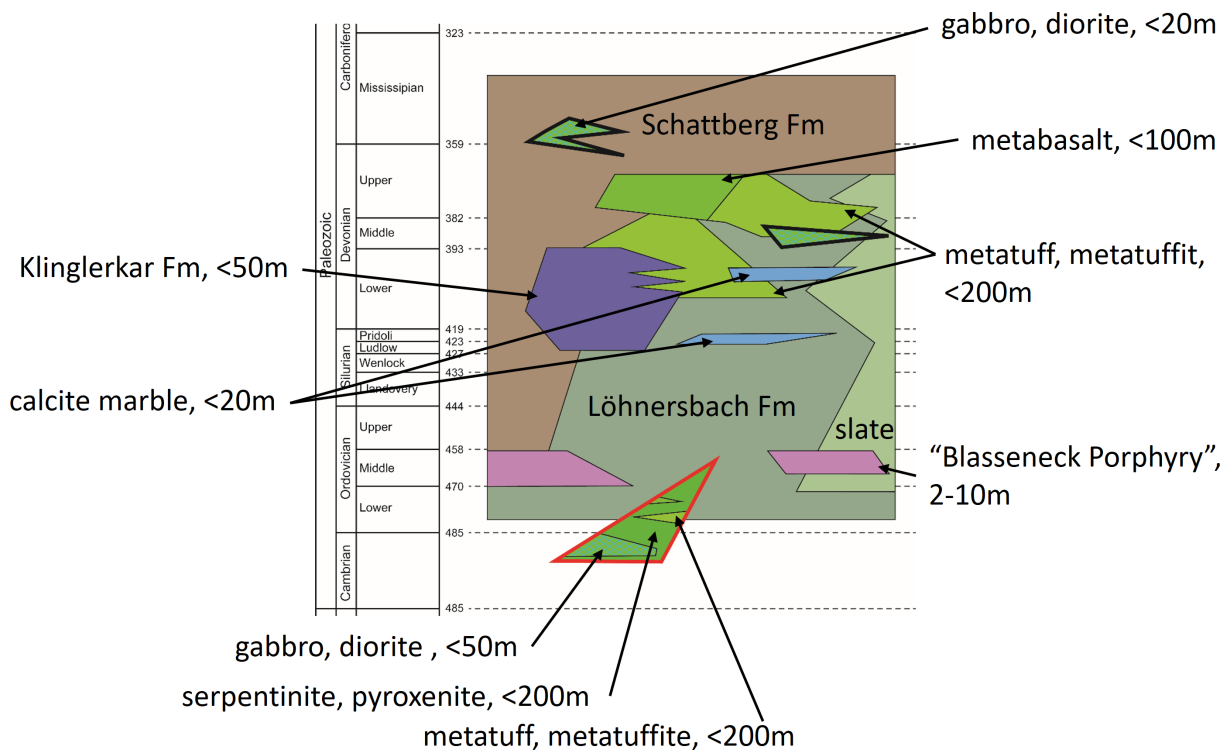


Abbildung 4.5: Lithostratigraphie Glemmtal-Komplex, verändert nach (Huet u. a., 2019, 2022)

# Hochhörndler Complex

from the Wildseloder Complex

from the Glemmtal Complex

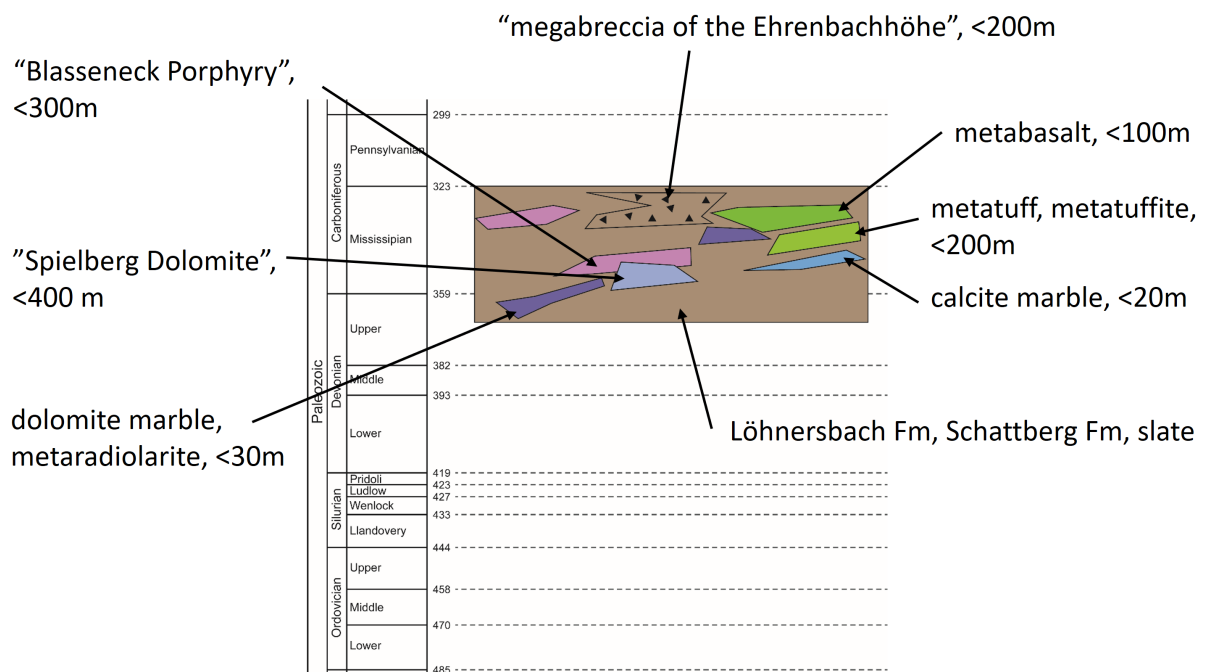


Abbildung 4.6: Lithostratigraphie Hochhörndler-Komplex, verändert nach (Huet u. a., 2019, 2022)

## 5 Magnesitvorkommen im Raum Hochfilzen, Ostalpen: Genetische Überlegungen

Weltweit sind die meisten wirtschaftlichen Magnesitvorkommen entweder dem kryptokristallinen oder dem Spatmagnetit-Typ zuzurechnen. Magnetit, der in sedimentären lakustrinen Milieus entsteht, spielt dagegen nur eine untergeordnete Rolle (Pohl, 2020).

Kryptokristalliner Magnetit (Kraubath-Typ, benannt nach einem Vorkommen in der Steiermark, Österreich) kommt als weiße und sehr feinkörnige Massen („bone magnesite“) gangförmig, stockwerkartig und massiv innerhalb (meta)ultramafischer Gesteine vor. Er ist das Produkt von Reaktionen bei niedrigen bis mittleren Temperaturen zwischen Mg-reichen Gesteinen und CO<sub>2</sub>-reichen wässrigen Fluiden hypogenen oder supergenen Ursprungs (siehe z.B., Pohl, 1990). Spatmagnetit (Veitsch-Typ, benannt nach einem stillgelegten Bergwerk in der Steiermark, Österreich) bildet unregelmäßige oft schichtgebundene Erzkörper, die bevorzugt in Karbonat dominierten Abfolgen eingeschaltet sind. Magnetit dieses Typs ist massiv, meist grobkristallin und weist oft spätige bis pinolitische Textur auf. Marine klastische bis karbonatische Schelfsedimente sind die häufigsten Ausgangsgesteine, die durch Mg-reiche Fluide in einem Prozess umgewandelt werden, der als Mg-Metasomatose bekannt ist. Metasomatische Verdrängungstexturen sind in diesen Lagerstätten weithin dokumentiert, aber das Alter der Magnetitbildung, die Art der Fluide, die Magnesiumquelle und die genauen Druck-, Temperatur- und chemischen Bedingungen (pTX) der Magnetit Bildung sind seit mehr als 150 Jahren umstritten. Historisch gesehen haben sich zwei Schulen entwickelt, die entweder epigenetische (metasomatisch-hydrothermale) oder syngenetische (sedimentäre bis frühdiagenetische) Modelle propagierten – für ein Review siehe Deelman (2020).

Die meisten Magnesitvorkommen in den Ostalpen sind Spatmagnetite und kommen in Karbonat dominierten paläozoischen Schichtfolgen in den tektonisch höchsten ostalpinen Einheiten vor; i.e., Veitsch-Silbersberger Deckensystem, Tirolisch-Norisches Deckensystem (geographisch Grauwackenzone) oder Deckenkomplex des Grazer Paläozoikums. Die Magnesitvorkommen und ihre Nebengesteine weisen häufig eine niedriggradige bis selten mittelgradige präalpine / alpine regionale Metamorphose auf.

Die von RHI Magnesita in Österreich abgebauten Lagerstätten befinden sich in Breitenau (Steiermark), im Raum Hochfilzen (Tirol) und in Radenthein (Kärnten). Kleinere aktive Bergbaubetriebe anderer Unternehmen befinden sich in Oberdorf an der Laming und Hohentauern in der Steiermark. Die gesamte österreichische Magnetit-Jahresproduktion betrug im Jahr 2022 rund 844 000 t (Mayer-Jauck und Schatz, 2023).

Die Magnesitvorkommen im Raum Hochfilzen liegen im Tirolisch-Norischen Deckensystem (geographisch „Nördliche Grauwackenzone“) und umfassen mehrere aktive und stillgelegte Bergwerke bei Weißenstein, Bürgl und Inschlagalpe. Diese Minen erstrecken sich über eine Länge von ca. 6 km in dem tektonisch komplexen Hochhörndler-Komplex (siehe Kapitel 4). Bei den karbonatischen Nebengesteinen handelt es sich hauptsächlich um Dolomit- und Kalksteine aus dem Silur bis Unterdevon. Frühere Studien unterschieden eine nördliche, von Riffen dominierte dolomitische Fazies (Unter- bis Mitteldevon, Spielbergdolomit) und eine südliche Fazies mit silurischen fossilführenden Kalksteinen bis frühdevonischen Dolomiten (Mavridis und Mostler, 1971) – siehe auch Kapitel 4.2.1. Laut Mostler (1970) sind die Magnesitvorkommen auf die Südfazies beschränkt. Es ist zu beachten, dass die Magnesitvorkommen in der „Nördlichen Grauwackenzone“ in unterschiedlichen Lithologien und in Karbonatsequenzen unterschiedlichen stratigraphischen Alters

entstanden sind (Mostler, 1973). Daher sind sie nicht streng stratiform, sondern bestenfalls schichtgebunden. Die Magnesitvorkommen wurden durch eine niedriggradige Metamorphose der Grünschieferfazies überprägt, was durch Chloritoid, Pyrophyllit und Paragonit in den umgebenden Metapeliten angezeigt wird (Morteani, 1989; Morteani und Neugebauer, 1990).

Auf die räumliche Nähe der Magnesitvorkommen in der „Nördlichen Grauwackenzone“ zu tektonischen Deckengrenzen wurde bereits in früheren Untersuchungen hingewiesen (Mostler, 1973; Morteani, 1989). Variszische Überschiebungen galten in einem metamorph-metasomatischen Modell als mögliche Fluidwege für die Mg-reichen mineralisierenden Fluide. In diesem metamorph-metasomatischen Modell wird die metasomatische Umwandlung von Dolomit in Magnesit durch einen inversen Temperaturgradienten aufgrund tektonischer Überschiebung und die Freisetzung von  $Mg^{2+}$ -reichen Fluiden aus der überschobenen Einheit gesteuert (Morteani, 1989; Morteani und Neugebauer, 1990). Die Seltenerdelement (SEE) Gehalte und Muster von Magnesit im Vergleich zu denen der metasedimentären Karbonat-Wirtsgesteine stützen diese Interpretation (Morteani u. a., 1982).

Magnesit aus dem Steinbruch Weißenstein ist makrokristallin, ihm fehlt jedoch die für viele andere Lagerstätten typische cm-große spätige Textur. Bei feinkörnigerem Magnesit ist selten noch eine Bänderung erhalten. Sie wurde als Relikt eines älteren Sedimentgefüges interpretiert, was auf eine initiale sedimentäre Magnesitbildung vor der anschließenden metamorphen Rekristallisation hinweist (Vavtar, 1976; Schulz und Vavtar, 1989).

Magnesit wurde auch aus der permischen Gröden-Formation (Rotsedimente) gemeldet, die transgressiv über den frühpaläozoischen Schichten liegt, in denen sich die Spatmagnesitvorkommen von Hochfilzen befinden. Diese permischen Magnesite kommen als Knollen, in diskreten Schichten innerhalb von Tonsteinen sowie als intergranularer Zement vor (Spötl und Burns, 1994). Magnesit in diesen Rotsedimenten bildete sich diagenetisch in einem Playa-Lake-System und das Magnesium stammte aus der Verwitterung devonischer Dolomitgesteine und damit assoziierter Magnesitvorkommen (Spötl und Burns, 1994). Magnesit wurde auch in der permischen Basalbrekzie (Brunnsink-Brekzie) dokumentiert (Siegl, 1953; Angel und Trojer, 1955). Diese Brekzie enthält Klaster mit Magnesit, die als Sedimentkomponenten interpretiert wurden und ein wichtiges Argument für die Alterseinstufung der Magnesitbildung als präpermisch (variszisch) lieferte (Angel und Trojer, 1955). Detaillierte Texturbeobachtungen deuten jedoch darauf hin, dass die Magnesitbildung in dieser Brekzie tatsächlich erst nach der Ablagerung erfolgte (Siegl, 1964; Mostler, 1970). Es bleibt eine interessante offene Frage, ob und wie die Spatmagnesitvorkommen im Raum Hochfilzen mit jenen in den permischen Formationen genetisch verknüpft sind.

Einige Fortschritte in unserem Verständnis der Fluide, die an der Bildung Spatmagnesite beteiligt sind, stammen aus Crush-Leach-Analysen (Prochaska, 2001). Na/Br vs. Cl/Br-Diagramme, die mit dieser Methode erstellt wurden, zeigen, dass die Spatmagnesite am Ende des Meerwasser-Verdunstungstrends plotten, was darauf hindeutet, dass die salzreichen Fluide („Bittern brines“) aus stark verdunstetem Meerwasser stammen (Prochaska, 2016). Die wenigen konventionellen Flüssigkeitseinschlussstudien, die an Magnesit in den Ostalpen durchgeführt wurden, bestätigen, dass es sich bei den mineralisierenden Fluiden um salzhaltige wässrige Solen des  $H_2O$ -NaCl-Systems handelt (Azim Zadeh u. a., 2011). Die durch Mikrothermometrie ermittelten Temperaturen scheinen den Metamorphosegrad der Einheiten widerzuspiegeln; das heißt die Flüssigkeitseinschlüsse haben zumindest teilweise eine metamorphe Reequilibrierung erfahren.

Die Etablierung eines korrekten genetischen Modells für die ostalpinen Spatmagnesitvorkommen hängt essenziell von der Verfügbarkeit verlässlicher Altersdaten ab. Bisher liegen nur sehr wenige Altersdaten vor. Das genaueste Alter wurde in der Lagerstätte Breitenau bestimmt, wo die Magnesitbildung mit der Sm-Nd-Methode auf  $229,3 \pm 2,4$  Ma datiert wurde (Henjes-Kunst u. a., 2014). Dieses Alter der mittleren bis oberen Trias schließt orogene Modelle (variszische, alpidische) der Magnesitbildung aus – ein Konzept das in den historischen metasomatischen Modellen wiederholt vorgeschlagen wurde. Stattdessen muss die Bildung der Spatmagnesite im größeren geodynamischen Kontext des Zerfalls von Pangäa und der Bildung der Neotethys

gesehen werden. Die Ausdünnung der Lithosphäre und der erhöhte Wärmefluss in der Kruste spielten dabei eine wesentliche Rolle.

Es ist festzuhalten, dass für die Magnesitlagerstätten im Raum Hochfilzen weder moderne Flüssigkeitseinschlussstudien noch Altersdatierungen vorliegen. Beides wäre erforderlich, um ein solides genetisches Modell zu erstellen, das sowohl die Grundlage für zukünftige Exploration bilden kann als auch bei der Interpretation von „Air-borne“ Daten von großem Nutzen wäre.

## 6 Gesteinsbeschreibungen

Für einen ersten Eindruck sind im Folgend die, im Untersuchungsgebiet relevanten, Gesteinsbeschreibungen aus (Heinisch u. a., 2015) extrahiert. Weitere detaillierte Gesteinsbeschreibungen finden sich bspw. in (Vavtar, 1976) und (Schlaegel-Blaut, 1990).

### 6.1 Blasseneck-Porphyrroid

Lithologienummern (53 | 49) in Blatt (122 | 123)

“Im Gelände sind die hellen, eher grobbankig bis massig absondernden Gesteine gut kartierbar. Charakteristisch ist eine pastellgrüne bis gelbliche Farbe. Das porphyrische Gefüge ist je nach Durchbewegungsgrad perfekt erhalten oder auch stark überprägt. Die makroskopisch erkennbaren, mm-großen Porphyroklasten erweisen sich im Dünnschliff als Quarz und Alkalifeldspat. Idiomorphe Formen (Hochquarz), teils mit magmatischen Korrosionsbuchten, sind häufig. Alkalifeldspat zeigt generell Perthit-Entmischungen, wobei die einzelnen Domänen unterschiedlich stark serizitiert sind. Plagioklas tritt nur untergeordnet auf und ist immer stark alteriert. Die Matrix besteht aus einem feinen Filz von Quarz, Albit, Serizit und gegebenenfalls Chlorit. Idiomorphe Zirkone beweisen den primär magmatischen Charakter. [...]

Für eine erste Gelände-Unterscheidung (der Lithotypen) ist der variable Gehalt an Fremdgesteins-Bruchstücken im Vergleich zu Phänokristallen geeignet. Auch fast kristallfreie dichte Porphyroidlagen, gelbgrün im Aussehen, sind unterscheidbar. Diese, ebenso wie geringmächtigere Lagen, sind in der Regel kräftig geschiefert und weisen auffällig silbrig glänzende Trennflächen, z.T. seifig erscheinende Absonderungsflächen auf.

Im Idealfall, sondern die Gesteine jedoch grobblockig-gneisartig ab und bilden dann Geschiebelieferanten für Lokalmoränen (Wildseeloder). Sie lassen sich als Leitgeschiebe bis ins Alpenvorland verfolgen. [...]

Insbesondere am Wildseeloder lassen sich vulkanologische Details noch heute im Gelände nachvollziehen.”

### 6.2 Spielbergdolomit-Gruppe

Lithologienummern (44-47 | 42-44) in Blatt (122 | 123)

“Es handelt sich um Dolomitgesteine unterschiedlicher fazieller Ausprägung mit Mächtigkeiten von bis zu 600 m. Damit bildet sich eine typische Dolomit-Verwitterungslandschaft, die zunächst rundgeschliffen von den Gletschern, zu Schuttbildung neigt und nur schütterere Vegetation trägt. Die durchgängig auftretende Verkarstung zieht entsprechende Trockenvegetation nach sich. [...]

Die Gesteine sind angewittert von grauer, meist aber rostbrauner Farbe und tragen gelegentlich Bewuchs durch Landkartenflechte. Im frischen Bruch erscheinen sie

reinweiß bis zartrosa, gelegentlich auch hellgrau. Primäre Sedimentstrukturen sind äußerst selten, geschuldet der diagenetischen Umkristallisation und metamorphen Überprägung.

Mineralogisch handelt es sich überwiegend um Dolomit mit Beimengungen von Ankerit oder Eisendolomiten. Dies verursacht die häufig rostbraune Verwitterungsfarbe. Kalzit tritt kaum auf. Die Korngröße bewegt sich von 0,1 mm bis 1 mm. Man kann die Gesteine daher als Dolomitmarmore bezeichnen. Grusiger Zerfall und Absanden sind bei dieser Korngröße häufige Sekundäreffekte.”

**Dolomit-Sandstein-Folge #44:** “Gut gebankte Dolomite wechseln lagig mit Quarzsandsteinbänken und Tonschiefern ab. Auch innerhalb der Dolomitbänke sind mikroskopisch Quarzklasten festzustellen.”

**Gebankter Dolomit (#45):** Zeigt “[...] Bankmächtigkeiten von 2 m bis zu Dezimeter Bankstärke. Letzterer Fall ist der häufigere. [...] In günstigen Fällen sind reliktsche Sedimentstrukturen in Form von Laminiten erhalten [...]. In anderen Fällen finden sich Bruchstücke von Crinoidenkelchen und Crinoidenstielgliedern [...]”.

**Massiger Dolomit (#46):** Dieser Dolomit “[...] sondert grobblockig ab. Karstschloten sind häufig, ebenso wie Schrattenbildung. Eine unregelmäßige Klüftung ist häufig. Gelegentliche Relikte von Korallen [...]” können vorkommen.

**Roter Flaserdolomit, Flasermarmor mit violetter Tonschiefer (#47):** Diese “[...] fallen durch ein intensives Farbspiel (weiß-violett), ihre cm-dicke Bankung und meist wellig-flaserige Struktur auf. [...] Der Gehalt an tonigem Material variiert stark, es kann sogar zu cm-dicken Tonschiefer-Zwischenlagen kommen. [...] Gelegentlich sind die violetten Tonschiefer auch sekundär gebleicht, so dass der Gesteinskomplex eine grüngraue Farbe erhält.”

**Anmerkung:** Der massige Dolomit kann, nach Heinisch u. a. (1995), Träger von Magnesitmineralisationen – bspw. Lagerstätten Bürgelkopf und Inschlagalpe – sein und ist deshalb hier von besonderer Bedeutung.

## 6.3 Tonschiefer im Verband mit Spielbergdolomit

Lithologienummern (43 | 41) in Blatt (122 | 123)

“Graue Tonschiefer treten gelegentlich in Wechsellagerung mit Spielbergdolomit (43) auf (westlich „Platte“ Richtung Pletzergraben, Malernalm bei Kitzbühel). Sie entwickeln sich aber auch hangend mit sedimentärem Übergang aus den Plattformdolomiten. Ein entsprechendes Profil befindet sich am Wildseeloder, südlich Griesenbodenalm. Hier kann gezeigt werden, dass es sich um die jüngsten erhaltenen Sedimentfolgen der Wildseeloder-Einheit unter der variszischen Winkeldiskordanz handelt.”

## 6.4 Dolomit-Kieselschiefer-Komplex

Lithologienummern (49 | 46) in Blatt (122 | 123)

“Wechselfolgen aus Dolomiten, Kieselschiefern, Schwarzschiefern und grauen Tonschiefern, die als Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (49) zusammengefasst werden. [...] Häufig fungieren sie [...] als Abscherhorizonte und finden sich längs von Störungen (u. a. Lämmerbichlalm) oder in Schuppenkörpern wieder (u.a. Lachtalbach, Römerweg-Barmleiten, Brunnalm, Jufenkamm).

Gemeinsames Kennzeichen der Wechselfolge ist die schwarze Farbe, dem hohen Anteil an organischem Kohlenstoff geschuldet. Bis dm-gebankte, dunkle, zuckerkörnige Dolomite wechseln lagig im cm- bis dm-Bereich mit Lyditen und Schwarzschiefern ab. Auch graue Tonschiefer sind zwischengelagert. Die meist geringmächtige Folge bildet angesichts der auffälligen Färbung einen gut kartierbaren Leithorizont. Maximale Mächtigkeiten von bis zu 80 m sind bekannt. Angesichts der Neigung zu interner Kleinfaltung, Verschuppung und tektonischer Abscherung sind stratigrafisch ungestörte Profile jedoch sehr selten. Dies liegt u. a. am hohen Kompetenzkontrast zu den häufig benachbarten bankigen und massigen Dolomitfolgen.”

## 6.5 Metabasalte des Glemmtal-Komplexes

Lithologienummern (55, 57, 58, 59 | 50, 51, 52, 55) in Blatt (122 | 123)

### 6.5.1 Metabasalt, massig oder mit Pillowstruktur

Lithologienummern (55 | 50) in Blatt (122 | 123)

“Metabasalte (55) sind in der gesamten Glemmtal-Einheit anzutreffen, wobei relativ häufig noch primäre Strukturen und Gefüge (Pillows, Blasen, Glasränder) erhalten sind. Zusammenhängende metamorphe Lavafolgen erreichen maximal 300 m Mächtigkeit. [...]

Die Pillows zeigen Größen von maximal 1,5 x 1 m und minimal 0,3 x 0,1 m. Eine klare Variation der Pillowgröße vom Liegenden ins Hangende war in keiner der Abfolgen nachweisbar, hingegen ließ sich mehrfach ein Wechsel zwischen Schicht- und Pillowlaven feststellen. Aufgrund der konkaven Oberseite, der konvexen Unterseite und der Anpassung an die vorgegebene Morphologie an der Basis gut erhaltener Pillows ließ sich bei einigen Vorkommen eine stratigrafisch aufrechte Lagerung nachweisen. Dies stimmt mit den Ergebnissen aus den biostratigrafisch datierbaren Profilen überein. Die tektonische Überformung der Pillowstrukturen erschwerte in anderen Fällen eine Interpretation. Vereinzelt sind in den Metabasalten reliktsche Glasränder erhalten. Diese erscheinen dicht, dunkelgrau bis schwarz und sind 1–3 cm breit. Das ehemalige Glas ist vollkommen devitrifiziert und zu einem feinen Saum aus Chlorit und Erzpigment umgewandelt.

Makroskopisch lassen sich zwei Metabasalttypen unterscheiden. Beide kommen als metamorphe Pillowlaven und Schichtlaven vor. Dunkelgraue bis dunkelgrüne, unregelmäßig brechende Gesteine sind zum Teil als "Diabasmandelstein" ausgebildet; sie haben zahlreiche gefüllte Blasen Hohlräume von durchschnittlich 0,3 cm Durchmesser. Hellgraue, sehr harte, splittrig und scharfkantig brechende Typen treten hingegen im vorderen Saalachtal auf (Blatt 123 Zell am See). Letztere zeigen einen geringeren Blasenanteil.[...]

Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen an Phänokristallen Pyroxen und Plagioklas sowie Pseudomorphosen nach Klinopyroxen, Orthopyroxen, Olivin und Plagioklas. In der Grundmasse sind Plagioklas, Hornblende, Chlorit, Epidot, Serizit, Kalzit, Leukoxen, Stilpnomelan, Klinozoisit und Quarz zu beobachten. Der Gehalt an Phänokristallen und deren Korngröße variieren sehr stark, wobei einsprenglingreiche und aphanitische Gefüge einander gegenüberstehen. Die Phänokristalle werden maximal 7 mm lang. Oft sind sie vollständig durch Sekundärminerale ersetzt.”



## 6.5.2 Metatuff (pyroklastischer Vulkanit)

Lithologienummern (59 | 55) in Blatt (122 | 123)

“Vulkaniklastische Gesteine können sowohl im Verband mit den Metabasalten als auch lagenförmig in den Metasedimenten auftreten. Es handelt sich um Vulkanitschiefer, die vielfach noch identifizierbare Komponenten führen. In Beispielen lässt sich die primär pyroklastische Natur der Komponenten z.B. als Lapilli oder Schlacken nachweisen. In anderen Fällen sind die Vulkanitbruchstücke eindeutig epiklastisch.

[. . .]

Der Löwenanteil der Pyroklastika findet sich in der Feinfraktion (Grobaschen- bis Feinaschen-Tuff). Diese liegen heute als stumpfgrün bis blaugrün erscheinende Vulkanitschiefer vor. Sie stellen den Hauptanteil der Aufschlussfläche, beispielsweise im Talschluss Glemmtal oder längs der Paß-Thurn-Straße südlich Jochberg. In der Regel zeigen sie eine deutliche Schieferung; gelegentlich massiger erscheinende Teile stellen ehemalige Grobaschen-Tuffe dar und sind leicht mit Schichtlavaströmen zu verwechseln. Mikroskopisch ist der Mineralbestand schlecht weiter auflösbar. Es handelt sich um einen feinen Filz aus Chlorit, Epidot, Albit und gelegentlich Kalzit. Feine Erzpigmentierung ist die Regel. Phänokristall-Relikte sind so gut wie immer metamorph umgebildet.”

## 6.5.3 Gabbroide Ganggesteine

Lithologienummern (57 | 51) in Blatt (122 | 123)

“Metamorphe gabbroide Ganggesteine (57) treten in der gesamten Glemmtal-Einheit diskordant in Gängen oder stockförmigen Massen und konkordant als Lagergänge auf (Mächtigkeiten häufig im Meterbereich, selten über 10 m bis zu maximalen Mächtigkeiten von etwa 100 m). Im vorderen Glemmtal ist ein enger Verband von gabbroiden Lagergängen und metamorphen basaltischen Laven charakteristisch [. . .]. In den übrigen Bereichen finden sich metamorphe Basalte und Metagabbros seltener in gemeinsamen Profilen. Konkordante und diskordante Gänge bzw. stockartige gabbroide Intrusivgesteine wurden hier innerhalb der metamorphen vulkaniklastischen Gesteine oder innerhalb der siliziklastischen Metasedimente kartiert[. . .]. Manche Gänge sind nur dm-mächtig. In diesem Fall können sie sehr leicht mit Grauwackenbänken verwechselt werden.

[. . .] Das makroskopische und mikroskopische Erscheinungsbild der metamorphen gabbroiden Intrusiva ist sehr unterschiedlich. Im Aufschluss erscheinen diese Gesteine massig, dunkelgrün bis grau. Korngröße und Gefüge variieren über gleichkörnig (grob-, mittel- bis feinkörnig) zu porphyrkörnig mit maximal 1,5 cm langen Pyroxenkristallen. Schon im Handstück fällt eine hohe Variationsbreite im Gehalt an Pyroxen und Feldspat auf. Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand besteht hauptsächlich aus Klinopyroxen, Plagioklas, Hornblende, Epidot/Klinozoisit, Leukoxen und Stilpnomelan. An Akzessorien konnten Alkalifeldspat, Apatit, Titanit und Zirkon beobachtet werden. Am weitesten verbreitet sind subophitische Gefüge (Gesteine mit vorwiegend Pyroxen) und Intersertalgefüge (Gesteine mit überwiegend Plagioklas, Pyroxen dann als Zwickelfüllung, [. . .]).”

## 6.5.4 Dioritisches Ganggestein

Lithologienummern (58 | 52) in Blatt (122 | 123)

“Unter dem Arbeitsnamen dioritisches Ganggestein (58) sind Varianten mit einer Tendenz zu intermediärem Chemismus zusammengefasst. Diese Metadiorite sind vor allem [...] als Lagergänge bedeutsam. [...]

Im Handstück erscheinen die Gesteine massig, meist feinkörnig bis dicht. Die Gesteinsfarbe zeigt ein Mittelgrau. Im frischen Bruch sind gelegentlich kleine Feldspatleisten zu erkennen. Damit werden sie in der Regel mit Grauwackenbänken verwechselt. Die lederbraune Verwitterungsfarbe und gelegentliche Pyritführung helfen jedoch im Gelände für eine richtige Zuordnung, die häufig durch Dünnschliffe bestätigt werden musste.

Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand besteht hauptsächlich aus Plagioklas, Hornblende, Serizit, Chlorit, Pyroxen und Epidot. Quarz und Erz treten untergeordnet in Erscheinung. An Akzessorien sind Apatit und Zirkon zu beobachten. Hauptbestandteil des Gesteins sind hypidiomorphe, verzwilligte, zonar gebaute Plagioklasleisten (etwa 1 mm Länge). Sie bilden ein sperrig regelloses Intersertal- bzw. Intergranulargefüge. Die Zwischenräume sind mit Erz, Serizit und Chlorit gefüllt; daneben treten kleine hypidiomorphe Hornblendens und vereinzelt Pyroxene auf. Quarz ist ebenfalls Bestandteil der Zwickelfüllungen. Es ist nicht klar zu entscheiden, ob es sich um primär magmatischen Quarz oder metamorphe Neubildungen handelt.

Aufgrund der Nachbarschaft zu Gabbros werden die Gesteine als Differenziate interpretiert.”

## 6.6 Magnesit

Magnesit wird nicht in den geologischen Karten ausgeschieden. Aufgrund der zentralen Bedeutung für dieses Kartierungsvorhaben ist hier die Beschreibung des im Untersuchungsgebiet vorkommenden Magnesits aus (Vavtar, 1976) entnommen:

“Der Magnesit kommt in den verschiedensten Farbvariationen vor. Es gibt alle möglichen Übergänge von [...] rotgefärbtem über orang zu gelb bis dunkelbraun und grau gefärbtem Magnesit. Es lassen sich drei markantere Typen unterscheiden:

1. Gelber bis graugelber Magnesit mit Pyrit, Goethit und Lepidokrokit.
2. Roter [...] Magnesit mit Hämatit und untergeordnet Pyrit.
3. Grauer bis schwarzer Magnesit mit Pyrit. [...]

Aber nicht nur in der Farbe, sondern auch in der Härte unterscheiden sich die Magnesite. Massige, relativ harte sowie poröse, weichere Typen kommen nebeneinander vor. Verschiedene Faktoren sind für das unterschiedliche Aussehen der Magnesite bestimmend:

*Färbendes Pigment:* Hämatitreiche Sericitlagen oder feinste Hämatitschuppen färben den Magnesit rot. Örtlich kann der Hämatit zu bänderungsparallelen Knollen angereichert sein. Pyritreiche Sericitlagen bewirken eine dunkelgraue Farbe der Magnesite. [...]

*Verwitterung:* Durch Verwitterung des Pyrits über Lepidokrokit zu Goethit wird der Magnesit braun gefärbt.

*Jüngere Magnesium-Mobilisation:* Entlang von Klüften läßt sich oft gelber Magnesit beobachten, der zum Teil ausgehend von solchen feinen Rissen in die Schichtung hineinreicht und dem Magnesit ein „wolkiges“ Aussehen verleiht. Es handelt sich dabei um eine jüngere Mg-Mobilisation, da der sonst oft zu beobachtende lagige Korngrößenwechsel fehlt und diese Magnesite auch dort, wo sie durch pigmentierten Magnesit ziehen oder schichtparallel in diesen hineinreichen, völlig pigmentfrei sind.

*Korngrößenwechsel:* Auch der rhythmische Wechsel der Korngröße kann eine Grau-Gelb-Bänderung der Magnesite hervorrufen. [...] Im rhythmischen Wechsel der Korngröße lassen sich aber keine polaren oder geoptalen Gefüge in Form vertikaler Kornsortierung feststellen.”

*Anmerkung:* Dem aktuellen Stand des Wissens zufolge, ist die schwarze Färbung auf einen hohen Anteil an organischem Kohlenstoff zurückzuführen.



# Literatur

- Angel, F., und Trojer, F., 1955, Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite, *in* Radex-Rundschau, Radenthein, Radex Austria A.G., v. 2, p. 374–392, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Radex-Rundschau\\_1955\\_374-392.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Radex-Rundschau_1955_374-392.pdf).
- Azim Zadeh, A.M., Bakker, R.J., und Ebner, F., 2011, P-T conditions of fluid trapping at Hohentauern/Sunk sparry magnesite deposit (Eastern Alps, Austria), *in* Bakker, R.J., Baumgartner, M., und Doppler, G. Hrsg., 21st Biennial Conference - European Current Research On Fluid Inclusions: ECROFI XXI: 9 - 11 August 2011 Leoben Austria: Abstracts, Wien, Geologische Bundesanstalt, Berichte der Geologischen Bundesanstalt 87, p. 28–29, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/BR0087\\_028\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/BR0087_028_A.pdf).
- Blatt, A., 2013, Geochronologische Datierung des Kellerjochgneises und der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Österreich), *in* Mertmann, D., Degen, T., und Stöber, S. Hrsg., Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften / Beiheft, Institut für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, v. 29, doi:10.25673/90997.
- Boggs, S., Jr., 2009, Petrology of Sedimentary Rocks: Cambridge University Press, 607 p., <https://www.cambridge.org/9780521897167>.
- Deelman, J.C.C., 2020, Investigating magnesite from Austria: Research Report, <https://hal.science/hal-02899916>.
- Haditsch, J.G., und Mostler, H., 1970, Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg), *in* Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Montanistische Hochschule Leoben, Institut für Mineralogie und Gesteinskunde, v. 11, p. 161–209, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ALO11\\_161\\_209.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ALO11_161_209.pdf).
- Heinisch, H., 1981, Zum ordovizischen "Porphyroid" – Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie, *in* Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, 1, v. 124, p. 1–109, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/JB1241\\_001\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/JB1241_001_A.pdf).
- Heinisch, H., Pestal, G., und Reitner, J.M., 2015, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühl, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterung, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/122\\_Kitzbuehel.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/122_Kitzbuehel.pdf).
- Heinisch, H., Pestal, G., Reitner, J., und Stingl, V., 2003, Blatt 122 Kitzbühl, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0122\\_000\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0122_000_A.pdf).
- Heinisch, H., Pestal, G., Stingl, V., und Hellerschmidt-Alber, J., 1995, Blatt 123 Zell am See, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0123\\_000\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0123_000_A.pdf).
- Henjes-Kunst, F., Prochaska, W., Niedermayr, A., Sullivan, N., und Baxter, E., 2014, Sm-Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria): Chemical Geology, v. 387, p. 184–201, doi:10.1016/j.chemgeo.2014.07.025.
- Hubmann, B., Ebner, F., Ferretti, A., Kido, E., Krainer, K., Neubauer, F., Schönlaub, H.-P., und Suttner, T.J., 2014, The Paleozoic Era(them), *in* Piller, W. Hrsg., The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, v. 66, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/AB0066\\_001\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/AB0066_001_A.pdf).
- Huet, B., Iglseider, C., und Schuster, R., 2022, A lithostratigraphic model for the Western Greywacke Zone and the Innsbruck Quarzphyllite Zone (Eastern Alps, Tirol, Salzburg, Austria) (G. Rantitsch & J. G. Raith, Hrsg.): [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Pangeo\\_Austria\\_2022\\_078.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Pangeo_Austria_2022_078.pdf).

- Huet, B., Iglseider, C., und Schuster, R., 2019, Eine neue tektonische und lithostratigraphische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger; [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ATA-2019\\_221.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ATA-2019_221.pdf).
- Le Maitre, R.W. u. a., 2002, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* (R. W. Le Maitre, Hrsg.): Cambridge, Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9780511535581.
- Mavridis, A., 1969, Geologie der Umgebung des Spielberghornes (Nördliche Grauwackenzone, Tirol - Salzburg), *in* Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1965-1977); Teil 1, Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, p. 28–30, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GPM\\_06\\_10\\_028-030.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GPM_06_10_028-030.pdf).
- Mavridis, A., und Mostler, H., 1971, Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg), *in* Mostler, H. Hrsg., Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg 1971, Innsbruck, Universitätsverlag Wagner, p. 523–546.
- Mayer-Jauck, H., und Schatz, M., 2023, Österreichisches Montan-Handbuch: Wien, Bundesministerium für Finanzen, v. 96, [https://www.bmf.gv.at/dam/jcr:4abaabea-0c4b-4600-9415-939756f0a79a/MHB\\_2022\\_barrierefrei\\_V1.pdf](https://www.bmf.gv.at/dam/jcr:4abaabea-0c4b-4600-9415-939756f0a79a/MHB_2022_barrierefrei_V1.pdf).
- Morteani, G., 1989, Mg-metasomatic type sparry magnesites of Entachen Alm, Hochfilzen/Bürglkopf and Spiessnägel (Austria) (P. Möller, Hrsg.): Berlin, Borntraeger, Monograph series on mineral deposits 28, p. 105–113.
- Morteani, G., Moeller, P., und Schley, F., 1982, The rare earth element contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnaegel, and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Aiani-Kozani, Greece, and Bela Stena, Yugoslavia: *Economic Geology*, v. 77, p. 617–631, doi:10.2113/gsecongeo.77.3.617.
- Morteani, G., und Neugebauer, H., 1990, Chemical and tectonic controls on the formation of sparry magnesite deposits - the deposits of the northern Greywacke Zone (Austria): *Geologische Rundschau*, v. 79, p. 337–344, doi:10.1007/bf01830630.
- Mostler, H., 1973, Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg), *in* Festschrift Werner Heißel zum 65. Geburtstag, Universität Innsbruck, p. 237–266, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mostler\\_1973\\_Spatmagnesite\\_Grauwackenzone.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mostler_1973_Spatmagnesite_Grauwackenzone.pdf).
- Mostler, H., 1970, Ein Beitrag zu den Magnesitvorkommen im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg), *in* Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Montanistische Hochschule Leoben, Institut für Mineralogie und Gesteinskunde, v. 11, p. 113–125, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ALO11\\_113\\_125.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ALO11_113_125.pdf).
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005, North American Stratigraphic Code: AAPG Bulletin, v. 89, p. 1547–1591, doi:10.1306/07050504129.
- Panwitz, C., 2006, Provenienzzanalyse an paläozoischen Metasedimenten der Ostalpen mit Schwerpunkt in der Nördlichen Grauwackenzone [phdthesis]: Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, doi:10.23689/FIDGEO-198.
- Pohl, W.L., 2020, *Economic Geology: Principles and Practice. Metals, Minerals, Coal and Hydrocarbons - Introduction to Formation and Sustainable Exploitation of Mineral Deposits*: Stuttgart, Germany, Schweizerbart Science Publishers, 755 p., [http://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510654413/Pohl/\\_Economic/\\_Geology/\\_2/\\_Auf1/\\_geb](http://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510654413/Pohl/_Economic/_Geology/_2/_Auf1/_geb).
- Pohl, W., 1990, Genesis of magnesite deposits – models and trends: *Geologische Rundschau*, v. 79, p. 291–299, doi:10.1007/bf01830626.
- Prochaska, W., 2016, Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria: *Geologia Croatica*, v. 69, p. 31–38, doi:10.4154/gc.2016.03.
- Prochaska, W., 2001, Magnesite mineralization of the Eastern Alps and the Carpathians, *in*

- Piestrzyński, A. Hrsg., *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*, London, CRC Press, p. 1017–1019, doi:[10.1201/9781003077503-260](https://doi.org/10.1201/9781003077503-260).
- Rantitsch, G., und Judik, K., 2009, Alpine metamorphism in the central segment of the Western Greywacke Zone (Eastern Alps): *Geologica Carpathica*, v. 60, p. 319–329, doi:[10.2478/v10096-009-0023-2](https://doi.org/10.2478/v10096-009-0023-2).
- Riedler, E., 2010, Geologische Charakterisierung und 3D-Modellierung des Magnesitvorkommens Bürglkopf (Hochfilzen/Tirol; westliche Grauwackenzone) [mathesis]: Montanuniversität Leoben, <https://puretest.unileoben.ac.at/files/1909816/AC08216179n01vt.pdf>.
- Schaen, A.J. u. a., 2020, Interpreting and reporting 40Ar/39Ar geochronologic data: *GSA Bulletin*, doi:[10.1130/B35560.1](https://doi.org/10.1130/B35560.1).
- Schlaegel-Blaut, P., 1990, Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum: Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, v. 43, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/AB0043\\_001\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/AB0043_001_A.pdf).
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., und Schuster, R., 2004, Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 97, p. 93–117, doi:[10.1007/s00015-004-1113-x](https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x).
- Schulz, O., und Vavtar, F., 1989, Genetic fabric interpretation of the magnesite deposit of Weißenstein (Hochfilzen, Tyrol) (P. Möller, Hrsg.): Berlin, Borntraeger, Monograph series on mineral deposits 28, p. 115–134.
- Schuster, R., 2015, Grauwackenzone und Veitsch-Silbersberg-Deckensystem.: p. 38–43, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ATA2015\\_Auflage\\_2\\_038.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/ATA2015_Auflage_2_038.pdf).
- Schuster, R., Daurer, A., Krenmayr, H.G., Linner, M., Mandl, G.W., Pestal, G., und Reitner, J.M., 2015, Rocky Austria: Geologie von Österreich-kurz und bunt: Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien.
- Schuster, R., Koller, F., Hoeck, V., Hoinkes, G., und Bousquet, R., 2004, Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – Metamorphic evolution of the Eastern Alps: *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, v. 149, p. 175–199, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mitt\\_OEMinGes\\_149\\_175-199.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mitt_OEMinGes_149_175-199.pdf).
- Schuster, R., und Stüwe, K., 2022, Geological and Tectonic Setting of Austria, *in* Embleton-Hamann, C. Hrsg., *Landscapes and Landforms of Austria*, Springer International Publishing, *World Geomorphological Landscapes*, p. 3–26, doi:[10.1007/978-3-030-92815-5\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-92815-5_1).
- Siegl, W., 1964, Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie Ellmau in Tirol, *in* Radex-Rundschau, Radenthein, Radex Austria A.G., v. 3, p. 178–191, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Radex-Rundschau\\_1964\\_178-191.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Radex-Rundschau_1964_178-191.pdf).
- Siegl, W., 1953, Magnesit in den Werfener Schichten bei Leogang, *in* Österreichische Akademie der Wissenschaften Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse Anzeiger, Wien, Springer, v. 90, p. 178–180.
- Spötl, C., und Burns, S.J., 1994, Magnesite diagenesis in redbeds: a case study from the Permian of the Northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria): *Sedimentology*, v. 41, p. 543–565, doi:[10.1111/j.1365-3091.1994.tb02010.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb02010.x).
- Tollmann, A., 1977, *Geologie von Österreich: Band I: Die Zentralalpen*: Deuticke, Wien.
- Vavtar, F., 1976, Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf – Weißenstein bei Hochfilzen, Tirol, *in* Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 2, p. 147–182, [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/VH1976\\_147\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/VH1976_147_A.pdf).
- Vinx, R., 2015, *Gesteinsbestimmung im Gelände*: Springer Spektrum, doi:[10.1007/978-3-642-55418-6](https://doi.org/10.1007/978-3-642-55418-6).



