

## Petrologie der Rahmengesteine der Pb-Zn Lagerstätte Schneeberg im Lazzachertal (S-Tirol, Italien)

Jan Holzmann\* & Peter Tropper

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck,  
Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Österreich

\* Tödlich verunglückt am 23.06.2013 am Königsspitz

### Abstract

The Pb-Zn ore deposit Pflersch-Schneeberg is situated in the northern part of South-Tyrol, in the eastern part of the polymetamorphic Ötztal-Stubai Complex (ÖSC). As major ore-minerals occur galena and sphalerite. The gangue in the Lazzach- and Pflersch Valley consists of muscovite-rich and/or albite-bearing micaschists, paragneisses and graphite-schists. The focus of this investigation was the petrology of the surrounding lithologies of the ore deposits. Geothermobarometric investigations using multi-equilibrium geothermobarometry of the surrounding metapelites and metabasites yielded *P-T* conditions of 600-650°C and 0.8-1.2 GPa. These data are in very good agreement with the other Eo-Alpine *P-T* data of the southern ÖSC.

### Zusammenfassung

Die Pb-Zn Lagerstätte Pflersch-Schneeberg befindet sich im nördlichen Teil von Südtirol in den Gesteinen des polymetamorphen Ötztal-Stubai Komplexes. Die Haupterzminerale sind Bleiglanz und Zinkblende und als Gangart treten Muskovit- bzw. Albit-reiche Glimmerschiefer, Paragneise und Graphitschiefer im Lazzacher- und Pflerschtal auf. Das Ziel dieser Arbeit war die petrologische Bearbeitung der Rahmengesteine der Lagerstätte. Geothermobarometrische Untersuchungen mittels Multi-Equilibrium-Geothermobarometrie an den Metapeliten und Metabasiten ergaben *P-T* Bedingungen von 600-650°C und 0.8-1.2 GPa. Diese *P-T* Bedingungen stimmen sehr gut mit bereits bestehenden *P-T* Daten aus dem südlichen ÖSC überein.

## Einleitung

Das Bergbaurevier Pflersch-Schneeberg stellte über Jahrhunderte hindurch eine der bedeutendsten Erzlagerstätten des ostalpinen Raums dar. Bis in die jüngste Vergangenheit wurden die Blei- und Zinkerze in großindustriellem Maßstab abgebaut und prägten die gesamte Region nachhaltig. Der Bergbau am Schneeberg weist eine lange lagerstättenkundliche Erforschungsgeschichte auf. Seit den 70er- Jahren des 19. Jahrhunderts liegen zahlreiche Arbeiten über das Montangebiet vor, angetrieben durch das wirtschaftliche Interesse seitens der k. u. k. Verwaltung oder der späteren italienischen Betreiber des Bergwerkes (Baumgarten, 1998). Ab den 1870er Jahren erfolgten die ersten detaillierten mikroskopischen Untersuchungen und Beschreibungen der Erzmineralparagenese. Zu erwähnen sind hier v. Beust (1870), Pošepný (1879), v. Elterlein (1891), Granigg (1908), Gasser (1913), sowie v. Sperges (1821), dessen Arbeit die früheste auflichtmikroskopische Untersuchung der Schneeberger Erzminerale darstellt.

Nach dem Ersten Weltkrieg sind die Arbeiten von Clar (1931), Förster (1963, 1966) und Baumann (1967) hervorzuheben. Die bis dato intensivsten Untersuchungen und Kartierungen des Schneeberges bzw. des gesamten Bergbaureviers Pflersch-Schneeberg gehen sicherlich auf Frizzo (1976, 1982, 2002) zurück. In neuerer Zeit sind die Diplomarbeit von Proyer (1989), die Arbeiten von Mair et al. (2007) und Schölzhorn (2001) zu erwähnen. Letztere stellt eine dreidimensionale Digitalisierung des Schneeberger Grubengebäudes dar. Weiters gibt Baumgarten et al. (1998) einen hervorragenden geologischen Einblick in die Lagerstätte. Auch Haller & Schölzhorn (2000) erörtern die geologische Situation der Schneeberger Lagerstätte.

Ziel dieser Arbeit ist es nicht die sulfid-führenden Lithologien der Lagerstätte sondern die kristallinen Rahmengesteine zu beschreiben. Ein besonderes Augenmerk wird auf die Petrologie und Geothermobarometrie dieser Gesteine und ihrem Kontext in der eo-alpinen Entwicklung des südlichen Ötztal-Stubai Kristallins (ÖSC) gelegt.

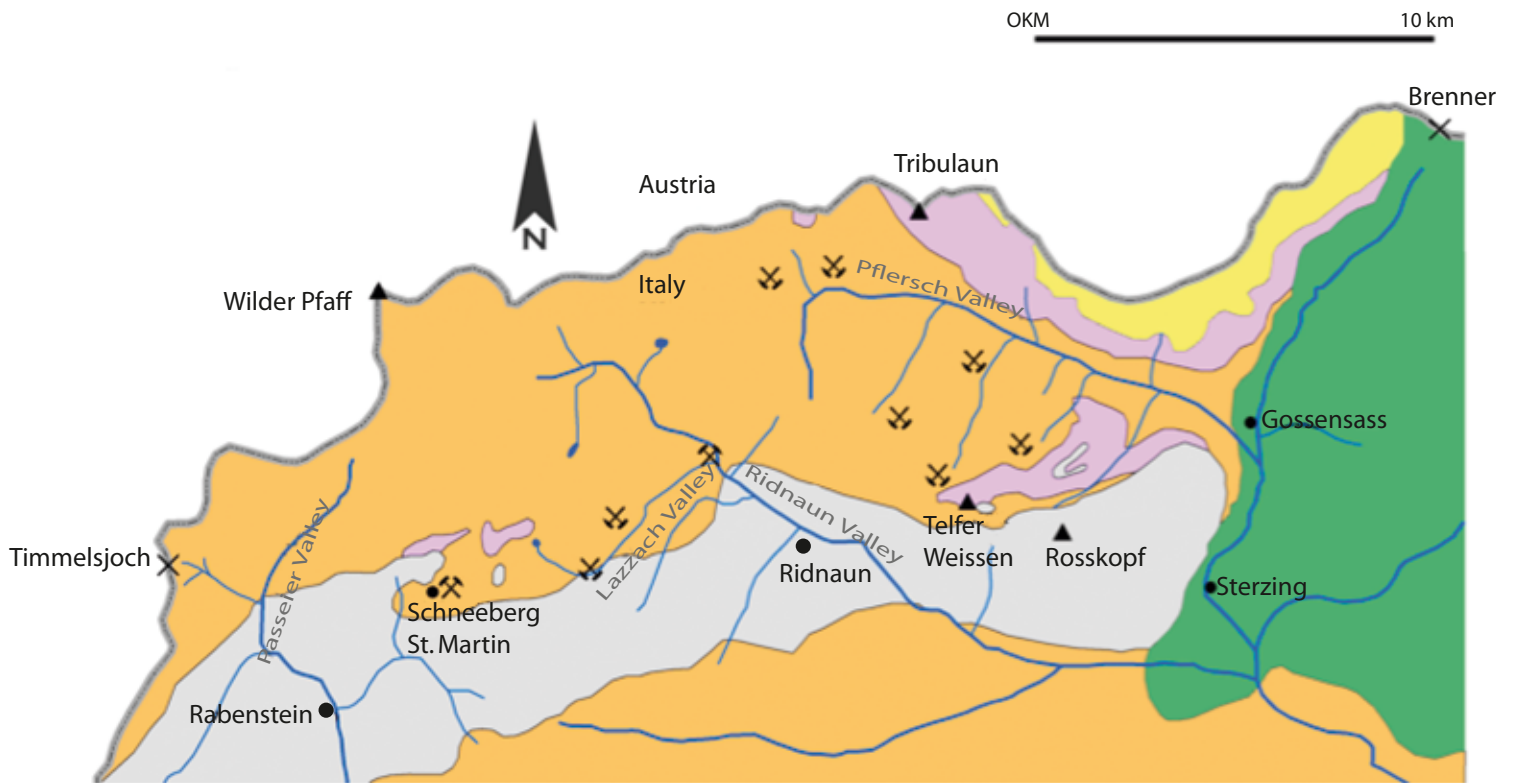
## Geographischer und geologischer Überblick

Das Bergbaurevier Pflersch-Schneeberg liegt im zentralen Norden von Südtirol in der Nähe des Alpenhauptkammes und erstreckt sich vom Schneeberg im hintersten Passeiertal bis in das Pflerschtal (Abb. 1).

Die bergmännischen Aufschlüsse beschränken sich dabei im Allgemeinen auf den Schneeberg, die Nordseite des Lazzachertales, den Talschluss des Pflerschtals, sowie dessen südliche Talflanken. Weitere Ausbisse und Abbaue können im Ridnauntal unterhalb der Telfer Weißen vermerkt werden. Das Ridnauntal zweigt von Sterzing Richtung Nordwesten ab, der Talabschluss wird von

den großen Vereisungen des Übeltalfeners geprägt. Das untersuchte Gebiet befindet sich dabei im so genannten Lazzachertal. Es ist dies das letzte Seitental des Ridnauntales, welches vom Talschluss Richtung Südwesten abzweigt. Das Lazzachertal wird durch einen etwa 2700 m hohen Bergkamm vom Montangebiet des Schneeberges im Passeiertal getrennt.

Das Bergbaurevier Pflersch-Schneeberg liegt inmitten des oberostalpinen Deckenstapels der westlichen austroalpinen Basementeinheiten (Abb. 2).



## LEGENDE



- |   |  |   |                       |
|---|--|---|-----------------------|
|  | Ötztal Komplex                           |  | Bergbaumuseum         |
|  | Schneeberger Komplex                     |  | Aufgelassener Bergbau |
|  | Mesozoische Sediments                    |   |                       |
|  | Steinacher Decke                         |   |                       |
|  | Penninische Einheiten des Tauernfensters |   |                       |

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des einstigen Bergbaureviere. Eingetragen sind die aufgelassenen Bergbaue sowie die Museumsbereiche des Südtiroler Bergbaumuseums (modifiziert nach Frizzo, 2002).

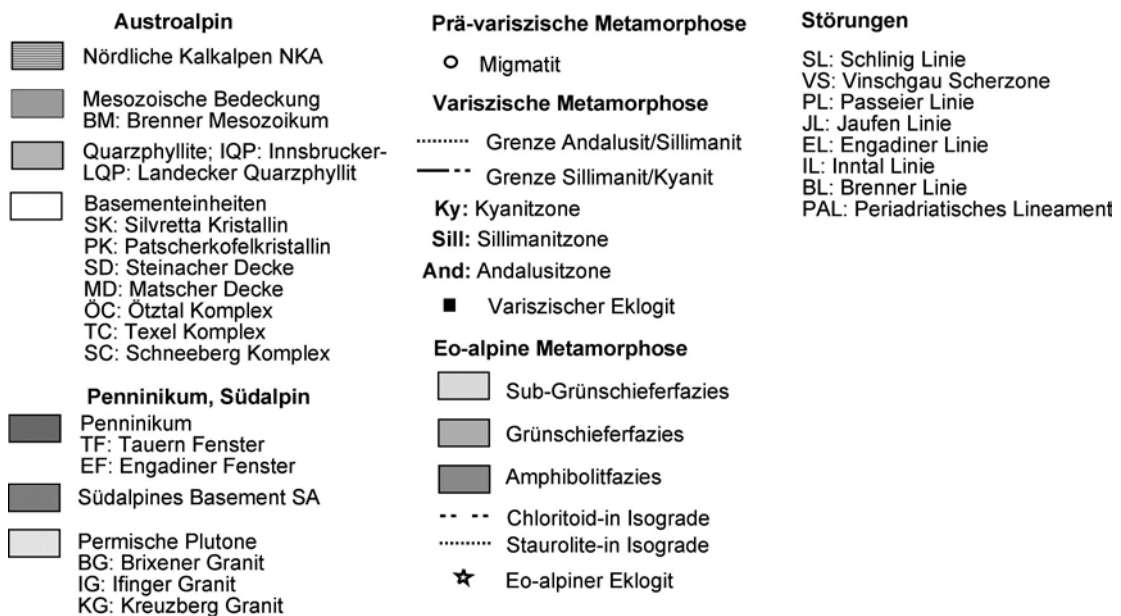
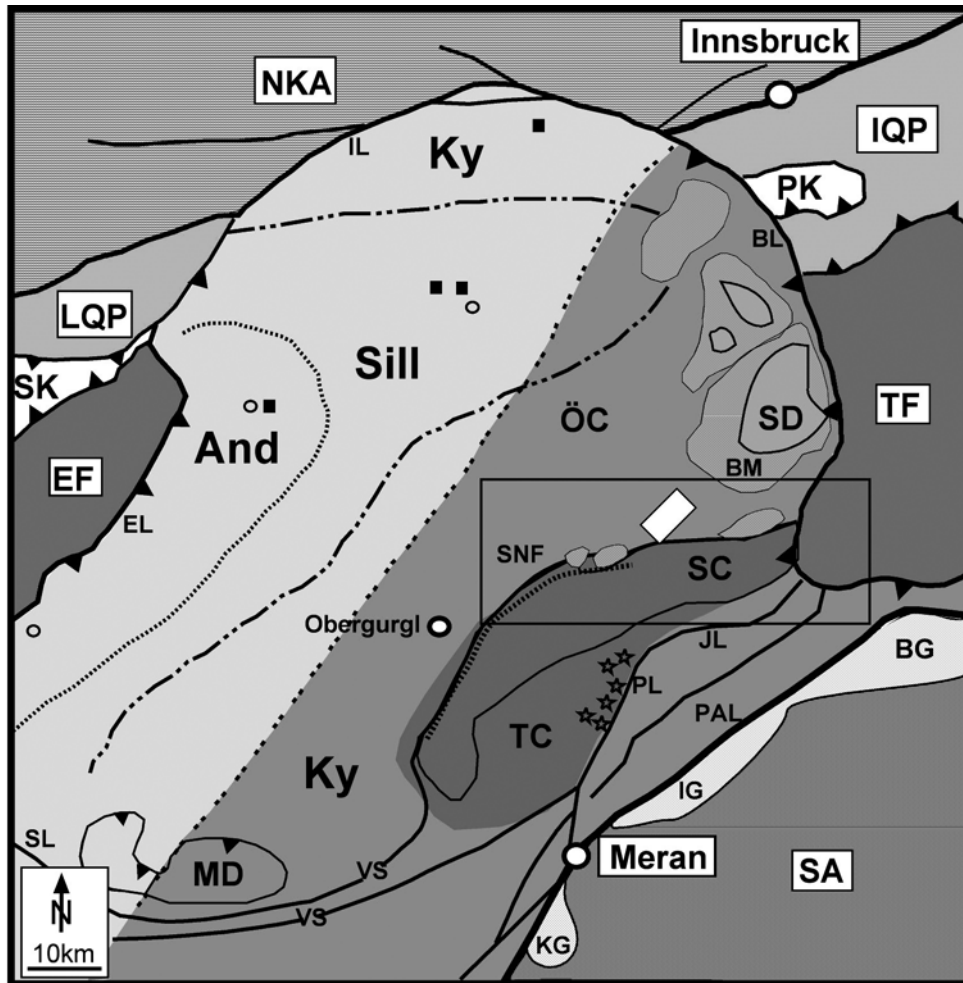


Abb. 2: Schematische Metamorphosekarte des westlichen Austroalpines; schwarz eingerahmt ist die Begrenzung des Bergbaureviere Pflersch-Schneeberg. Das weiße Rechteck stellt das bearbeitete Gebiet im Lazzachertal dar. SNFZ: Schneeberg normal fault zone.

Der oberostalpine Ötztal-Stubai Komplex (ÖSC) wird im Norden durch die Inntalstörung von den Nördlichen Kalkalpen, im Osten hingegen durch die Brenner-Abschiebung vom Tauern Fenster getrennt. Die Südgrenze repräsentieren die Schling Linie, die Vinschgau Scherzone, welche das ÖSC von den Gesteinen des Ortler-Campo Kristallins trennt (Campo Complex, CC) und die Schneeberg-Abschiebung (Schneeberg Normal Fault, SNF) mit dem Schneeberg Komplex (SC) im Liegenden. Die nordwestliche Grenze stellt die Engadiner Linie dar, an welcher der Kristallinkomplex auf das Peninikum des Engadiner Fensters aufgeschoben wurde. Grob gesagt wird das ÖSC aus einer Abfolge von metamorphen, sandigen bis tonigen Sedimenten altpaläozoischer Herkunft aufgebaut. Dieser Sedimentstapel liegt heute in Form polymetamorpher Paragneise und Glimmerschiefer vor. Dazwischen eingeschaltet finden sich immer wieder z.T. relativ mächtige Orthogneiszüge und Amphibolite, welche meist schieferungskonkordant auftreten. Die Hauptgefügeelemente sind im Großteil des ÖSC der variszischen Orogenese zuzuordnen. Zu erwähnen sind etwas östlich des Reschenpasses auftretende Migmatite, welche eine ältere Metamorphosegeschichte aufzeigen. Im Osten der Kristallineinheit ist eine autochthone Sedimentbedeckung erhalten geblieben. Diese ist als Brennermesozoikum bekannt. Weiters muss noch die Matscher Decke im Bereich des Matschertales erwähnt werden, welche sich durch charakteristische Marmoreinschaltungen und Pegmatitgänge vom darunterliegenden ÖSC unterscheidet.

Eine prä-variszische Metamorphose ist nur in sehr wenigen Gesteinen des westlichen Austroalpins sichtbar. Nachweisbar ist dieses Ereignis etwa im ÖSC. Es sind eindeutige Hinweise auf ein prä-variszisches Hochtemperaturevent ersichtlich, belegt durch die Migmatite von Winnebach (bei Längenfeld im Ötztal), Verpeil im Kaunertal und der Klopairspitze (östlich des Reschenpasses). Heute noch sichtbare Anhaltspunkte auf diese Hochtemperatur-Metamorphose beschränken sich somit auf die Westhälfte des ÖSC (Thöny et al., 2008). Klötzli-Chowanetz et al. (1997) bzw. Chowanetz (1991) datieren das Alter des Winnebachmigmatits mit  $461 \pm 4$  Ma bis zu  $490 \pm 9$  Ma. Die Migmatite im Bereich der Klopairspitze

liefern ein jüngerer Alter von  $430 \pm 6$  Ma. (Klötzli-Chowanetz et al., 1997). Thermobarometrische Untersuchungen des Winnebachmigmatites ergaben Temperaturen von mindestens  $650-750^{\circ}\text{C}$  bei Drücken  $<0.28$  GPa. (Thöny et al., 2008). Grund für das Hochtemperaturevent und die Migmatisierung sind die Intrusionen von sauren Schmelzen, welche in vielen heutigen ostalpinen Einheiten rezent als Orthogneise vorliegen. Bernhard et al. (1996) datieren die Kristallisation der sauren Schmelzen im ÖSC des Kaunertales mit  $485 \pm 3$  Ma. Thöni (1999) gibt hierfür ähnliche Alter zwischen 420 und 485 Ma an.

Anders als das prä-variszische Ereignis ist die variszische Orogenese in beinahe allen Basement-Einheiten des westlichen Austroalpins nachweisbar, wobei es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um ein mehrphasiges Ereignis handelt. In vielen Bereichen, wie etwa im CC oder im westlichen ÖSC ist die Hauptgefügeprägung der variszischen Orogenese zuzuordnen. In anderen Einheiten, wie beispielsweise im Schneeberg Komplex (SC) ist kein variszisches Event ersichtlich. Auch das erst post-variszisch abgelagerte Brennermesozoikum kann keine variszische Überprägung aufweisen. Die Matscher Decke nördlich von Schlanders weist ebenfalls eine variszische Metamorphoseentwicklung auf. Anfänglich ist die variszische Orogenese von einem Hochdruckereignis geprägt. Dies belegen Eklogite aus dem zentralen ÖSC (Milchenkar), welche von Miller & Thöni (1995) auf  $350 \pm 10$  Ma datiert werden. Kapferer & Tropper (2005) haben für den Metamorphosehöhepunkt *P-T* Bedingungen von  $620-650^{\circ}\text{C}$  und  $1.7-2.3$  GPa für die Eklogite im nördlichen ÖSC ermittelt. Nach dem initialen HP-Event unter Bildung der Eklogite kommt es zu einer relativ starken amphibolitfaziellen Überprägung. Ein Großteil der variszischen Orogenese ist somit von dieser Mitteldruck-Metamorphose gekennzeichnet. Für das nördliche und westliche ÖSC wurden für den Mitteldruck-Metamorphosehöhepunkt der variszischen Orogenese amphibolitfazielle Bedingungen von  $570-650^{\circ}\text{C}$  und  $0.6-0.8$  GPa anhand von Amphiboliten bestimmt (Kapferer & Tropper, 2005; Tropper & Hoinkes, 1996; Tropper & Recheis, 2003). Das ÖSC zeigt ein interessantes Verteilungsbild bezüglich der eo-alpinen Metamorphose. Charakteristisch ist nämlich eine



deutliche Metamorphosezonierung im ÖSC von NW nach SE hin. Während in den Gesteinen des Kaunertales die eo-alpine Metamorphose kaum über die mittlere Grünschieferfazies hinausreicht, erreicht sie für das südliche ÖSC etwa 600°C und 1 GPa (HOINKES et al., 1991; TROPPER & RECHEIS, 2003). Aus den Gesteinen des SC lassen sich für den Höhepunkt der eo-alpinen Metamorphose 550-600°C und 0.8-1.0 GPa ableiten. Diese hohen

Metamorphosebedingungen haben möglicherweise sämtliche Informationen früherer Metamorphosen vernichtet (KONZETT et al., 2003). Südlich des SC gipfelt die eo-alpine Metamorphose im Texelkomplex in der Bildung von eklogitfaziellen Gesteinen. Dort lagen die Metamorphosebedingungen bei 600°C und >1.3 GPa. Das Alter des Metamorphosehöhepunktes wurde mit  $85 \pm 5$  Ma datiert (HABLER et al., 2005).

## Lithologien im Gelände

Das Untersuchungsgebiet im Lazzachertal liegt zur Gänze in den metamorphen Gesteinen des ÖSC. Dabei treten folgenden Lithologien auf:

- Metapelite
- Orthogneise
- Amphibolite
- Graphitschiefer
- Sulfidführende Gesteine

Die Beschreibung der Lithologien erfolgt in Anlehnung an die Arbeiten von Frizzo (1976), Baumann (1967) und Proyer (1989) und wird um eigene Geländebeobachtungen ergänzt. Die Paragneise bilden die Hauptlithologie im Untersuchungsgebiet. Je nach Autor werden sie als Biotit-Muskovit-führende Paragneise (Frizzo, 1976) oder als Biotitplagioklasgneise (Baumann, 1967) beschrieben. In der Folge wird hierfür der Einfachheit halber nur mehr der Begriff Paragneise verwendet. Es handelt sich um grau-braune Gesteine, die eine deutliche, engständige Schieferung aufweisen. Ein charakteristisches Merkmal sind porphyroblastisch auftretende Granate im mm-Bereich. Die Hauptparagenese setzt sich wie folgt zusammen: Biotit + Muskovit + Granat + Quarz + Plagioklas ± Chlorit. Diese Mineralparagenese kann sich je nach vorherrschendem Ausgangskemismus des ehemaligen Sediments ändern. So tritt in manchen Fällen Biotit als vorherrschende, ja fast ausschließliche Komponente auf. Frizzo (1976) bezieht diese Variationen auf die Zusammensetzung der ursprünglichen Sedimente. Dadurch entsteht auch eine Unterteilung

in quarzreiche und glimmerreiche Domänen. Des Öfteren beobachtet man auch vollkommen granatfreie Paragneise. All diese Variationen können auch auf engstem Raum auftreten. Die Wechsel in der Mineralparagenese verleihen dem Gestein öfters eine charakteristische Bänderung. Staurolith fehlt in den Paragneisen des Kartiergebietes vollständig was auf einen Al-armen Ausgangskemismus zurückgeführt werden kann (Frizzo, 1976). Im Bereich des Egetjoches konnten während einer Begehung jedoch Paragneise mit Staurolith-Sprossung ausfindig gemacht werden, wobei die Staurolithe hier durchaus auch Größen von über einem cm aufweisen. Die Metapelite treten oft auch als Glimmerschiefer auf. Der Übergang zwischen Paragneis und Glimmerschiefer ist durchwegs irregulär und diffus, weshalb eine Auskartierung beider Lithologien nicht möglich ist. Frizzo (1976) beschreibt ein bevorzugtes Auftreten der Glimmerschiefer im Hangenden von Amphiboliten. Diese Behauptung konnte im Lazzachertal nicht verifiziert werden. Die klassischen Glimmerschiefer sind des Öfteren mit quarzischen Horizonten bzw. Linsen vergesellschaftet. Bezüglich der Mineralparagenese unterscheiden sich die Glimmerschiefer von den Paragneisen durch ein nur sehr spärliches Auftreten von Biotit und Plagioklas. Als Hauptgemengteil tritt Muskovit auf. In einzelnen Bereichen der Glimmerschiefer ist jedoch eine verstärkte Biotit sprossung erkennbar. Für diese Gesteine wurde bereits von Schmiedegg (1933) der Begriff Biotitporphyroblastenschiefer geprägt. Weiters beschreibt er ihr Vorkommen in den randlichen Bereichen zum

SC hin, wodurch er auch von Grenzglimmerschiefern spricht (Baumann, 1967). Ihr Vorkommen beschränkt sich im Lazzachertal auf eine einzelne Stelle im Graben außerhalb des Mundloches des Homannstollens. Dort sind über einen Bereich von etwa 50 Höhenmeter, unweit der Grenze ÖSC/SC, die erwähnten Gesteine aufgeschlossen. Sie wurden als Paragneise ausgehalten. Immer wieder treten in den Metapeliten (sowohl in den Paragneisen als auch in den Glimmerschiefern) des Kartiergebietes kleinere quarzitisches Linsen und Horizonte auf. Diese können als geschieferte Bänderquarzite bezeichnet werden und wurden aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit meist nicht separat auskartiert. Lediglich nordöstlich des Hohmannstollens ist über eine größere Strecke ein mächtiger Quarzithorizont aufgeschlossen. Dieser keilt schlussendlich nach einer Streichlänge von etwa 500 m aus. Seine Mächtigkeit liegt im 10er m-Bereich.

Grundsätzlich erscheinen die quarzitischen Gesteine grauweiß, häufig rotbraun angewittert. Letzteres Phänomen wird von makroskopisch sichtbaren Karbonatlagen innerhalb der Quarzite erzeugt. Die Paragenese setzt sich aus folgenden Mineralen zusammen: Quarz (>90%) + Muskovit ± Chlorit ± Siderit/Ankerit ± Biotit. Der Übergang zu den umgebenden Paragneisen bzw. Glimmerschiefern erfolgt meist diffus, kann jedoch wie im Falle des auskartierten Horizonts, auch scharf auftreten (Baumann, 1967).

Während am Schneeberg Graphitschiefer eine charakteristische Begleiterscheinung der erzführenden Gesteine darstellen fehlen diese Gesteine im Lazzachertal beinahe völlig. An einigen wenigen Stellen konnte eine rasch auskeilende und gering mächtige (dm-Bereich) Graphitschieferlinse aufgenommen werden, vergesellschaftet mit Metapeliten. Die Gesteine sind charakterisiert durch ihr dunkelgraues-schwarzes Auftreten. Typisch sind idiomorphe Granat-Porphyroblasten im mm-Bereich. Die Schieferung ist sehr deutlich, sehr engständig und konkordant zu jener der Metapelite. Die Paragenese wird von folgenden Mineralen bestimmt: Muskovit + Quarz + Graphit + Granat + Ilmenit + Titanit + Arsenopyrit. Arsenopyrit tritt dabei nur in bestimmten, sehr dünnen Lagen auf und ist lediglich mikroskopisch nachweisbar.

Neben den Metapeliten tritt im Untersuchungsgebiet ein von weitem erkennbarer Orthogneishorizont auf, mit Mächtigkeiten von 10 bis max. 30 m. Dieser Horizont verläuft schieferungskonkordant durch das gesamte Gebiet und hebt sich aufgrund seines hellen Erscheinens und seiner Beschaffenheit deutlich von den umgebenden Metapeliten ab. Frizzo (1976) spricht bezüglich der Orthogneise von wichtigen Leithorizonten innerhalb des ÖSC, lassen sich diese Horizonte doch über 10er Kilometer innerhalb des Kristallins verfolgen. Er schreibt weiters von zwei getrennten Horizonten, welche durch das Bergbaurevier Pflersch-Schneeberg verlaufen. Der Orthogneishorizont in der nördlichen Talseite des Lazzachertales ist dabei dem hangenden Horizont zuzuweisen, welcher sich von Seemoos unterhalb von St. Martin am Schneeberg über das Kaindljoch herüber ins Lazzachertal und weiter über die Aglsalm und die Magdeburger Scharte bis nach Pflersch zieht. Dieser Horizont ist so deutlich und charakteristisch für das Bergbaurevier, dass er bereits von Schmidegg (1933) aufgenommen und detailliert beschrieben wurde. Aus petrologischer Sicht kann er als typischer leukokrater Muskovitgneis mit Feldspatagen bzw. Feldspatfasern von bis zu 2 cm Größe deklariert werden und gleicht laut Baumann (1967) vollständig den restlichen Orthogneisen der südlichen Ötztaler Alpen (Ramol-Kogel und Ventertal). Weiters beschreibt er auch eine Korngrößenabnahme zu den Rändern hin. Dieses Phänomen konnte nicht beobachtet werden. Die Mineralparagenese ist: Muskovit + Albit + K-Feldspat + Biotit + Quarz. Die deutliche Schieferung der Orthogneise verläuft konkordant zu jener der Metapelite und tritt weitständig auf. Weiters sind die Feldspatagen- und Fasern z.T. stark durchbewegt. Deswegen wird der Orthogneis im Gelände öfters fälschlicherweise als massiger Quarzit angesprochen. Dadurch lassen sich auch die vielen Orthogneishorizonte erklären, die in der geologischen Karte des Bergbaureviers von Frizzo (2002) im Bereich des Kartiergebietes dargestellt sind. Bis auf den erwähnten mächtigen und markanten Horizont konnte keiner der eingezeichneten Horizonte im Liegenden des Metagranitoidzuges bestätigt werden. Vielmehr handelt es sich hierbei um quarzitisches Paragneise. Der Übergangsbereich zwischen Orthogneis und Metapeliten ist oft sehr stark tektonisch

beansprucht, intensiv geschiefert und gefältelt und beinahe vollkommen kohäsionslos zerlegt (Phyllonit). Der Orthogneiszug wird im Liegenden von einem geringer mächtigen (10 bis 20 m) Amphibolitzug begleitet (Abb. 3).

Dieser Horizont kann nicht als ein einheitlicher Amphibolitkörper beschrieben werden, sondern es handelt sich um eine Wechsellagerung zwischen Amphiboliten und Metapeliten, wobei sich die Lithologien im dm- bis m-Bereich abwechseln. Proyer (1989) schreibt in diesem Zusammenhang auch von „kontinuierlichen Übergängen von reinen Amphiboliten über sehr Biotit-reiche Hornblendeschiefer zu Glimmerschiefern“. Diese einzelnen Lagen sind aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit nicht erfassbar. Somit wurde die gesamte Abfolge als einheitlicher Amphibolit ausgehalten. Die Paragenese der Amphibolite wird durch folgende Minerale charakterisiert: Amphibol + Plagioklas + Kalzit + Granat + Biotit + Titanit + Quarz + Ilmenit ± Epidot. Dabei können laut Frizzo (1976) in den dunklen Bereichen des Gesteins die Amphibole (Hornblenden) bis zu 70% der Paragenese repräsentieren. Der Übergang zu den umgebenden bzw. zwischengeschalteten Metapeliten erfolgt niemals scharf, immer ist eine randliche Beeinflussung ersichtlich

(Baumann, 1967). Die klassischen Hornblende-Garbenschiefer des SC fehlen im ÖSC im Lazzachertal vollständig.

Die erzführenden Gesteine treten lediglich innerhalb der Metapelite des ÖSC auf, wobei der Übergang zwischen erzfreien Paragneisen und Glimmerschiefern und den erzführenden Gesteinen fast niemals scharf, sondern meist fließend erfolgt. Während im Montangebiet des Schneeberges sowie im Pflerschtal, erzführende Gesteine in Form von relativ mächtigen und weitläufigen Lagen auftreten, sind die Vorkommen sulfidführender Metapelite im Lazzachertal auf einige wenige Vorkommen beschränkt. Die markanteste sulfidführende Struktur im Lazzachertal ist sicherlich der Erzhorizont in der so genannten Egetwand unterhalb der Egetspitze (Abb. 3). Es handelt sich hierbei um eine wenige m mächtige Lage sulfidführenden Gesteins, welche die halbe Breite der etwa 400 m hohen Steilwand streicht, bevor sie auskeilt. Der Erzhorizont wurde über Stollen und Suchörter angefahren. Ein Stollen befindet sich direkt in der Egetwand, in ca. 150 m Wandhöhe. Zwei weitere, größere Stollen befinden sich am westlichen Wandfuß, wo der Erzhorizont abtaucht und nicht mehr aufgeschlossen ist.

## Petrographie der Nebengesteine der Lagerstätte

Die im Bergbaurevier Pflersch-Schneeberg aufgeschlossenen Paragneise lassen sich als klassische Paragneise des östlichen ÖSC charakterisieren. Wie bereits weiter oben angeführt wurde, setzt sich die Hauptmineralparagenese folgendermaßen zusammen:

**Biotit + Muskovit + Granat + Quarz  
+ Plagioklas ± Chlorit**

Als Akzessorien treten folgende Minerale auf:

**Titanit + Apatit + Zirkon + Rutil + Epidot (Allanit) + Turmalin ± Ilmenit ± Kalzit ± Dolomit**

Die Paragneise treten textuell sehr unterschiedlich auf. In den meisten Fällen liegen sie mittel- bis grobkörnig vor, wobei idiomorphe Granatporphyroblasten oft die charakteristischsten und auffallendsten Minerale bilden. Diese können mikroskopisch, öfters jedoch auch makroskopisch, mit Durchmessern im mm-Bereich erkennbar sein (Abb. 4).

In einigen Fällen treten die Paragneise jedoch auch vollkommen granatfrei auf bzw. innerhalb eines Handstückes treten in Abhängigkeit vom Ausgangschemismus granatfreie und granathaltige Lagen auf. Es lässt sich weiters auch eine



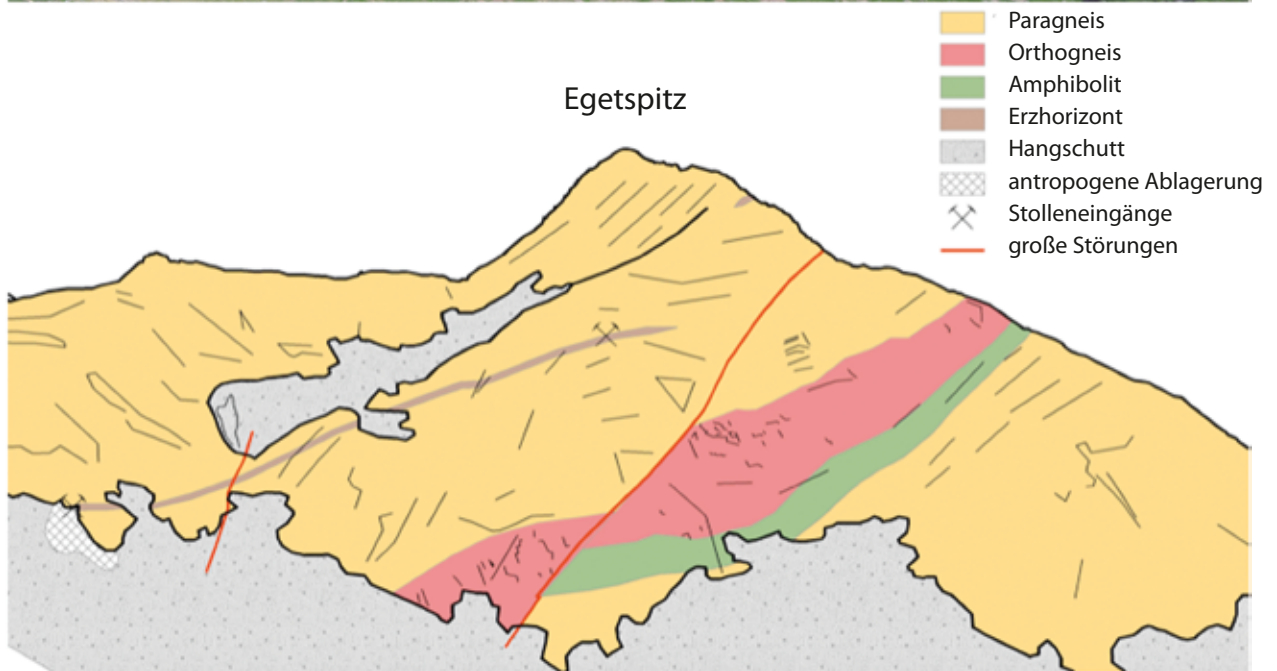


Abb. 3: Die Egetwand mit dem ungefähren Verlauf der auftretenden Lithologien. Der erzführende Horizont repräsentiert die markanteste sulfidführende Struktur im Kartiergebiet. Der Stollen in der Wand ist lediglich über einen teilweise verbrochenen Weg zugänglich.

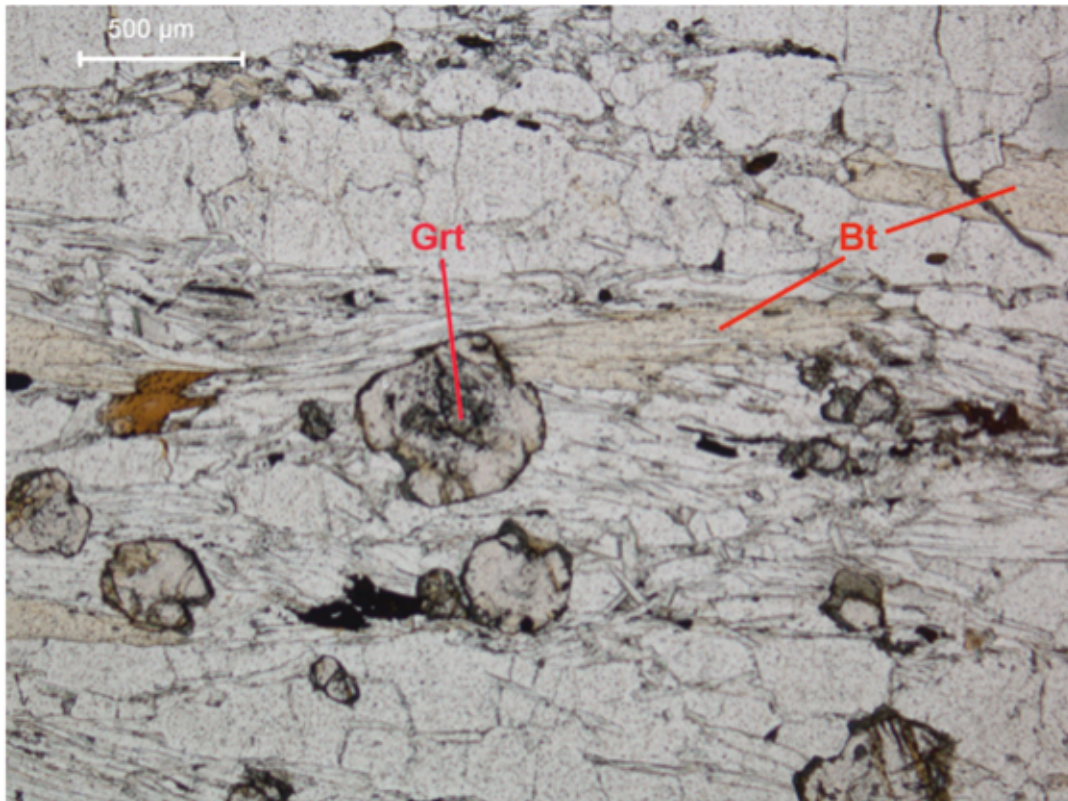


Abb. 4: Porphyroblastische Granatkörner (Grt) in einem Paragneiss aus dem Lazzachertal. Ersichtlich sind hier die oben beschriebenen quarzreichen und glimmerreichen Domänen. In den glimmerreichen Domänen tritt neben Muskovit (farblose Leisten) auch Biotit (Bt) auf. Foto bei //N.

Unterteilung in quarzreiche und glimmerreiche Domänen beobachten (Abb. 4). Dies wurde bereits von früheren Bearbeitern des Gebietes beschrieben (Proyer, 1989). Die Schieferung im Gestein wird dabei von den eingeregeltten Glimmern gebildet.

Die Paragenese der Graphitschiefer setzt sich wie folgt zusammen: Muskovit + Quarz + Biotit + Graphit + Granat + Plagioklas. Als Akzessorien treten Arsenopyrit + Ilmenit + Titanit auf. Makroskopisch ersichtlich sind im Gestein idiomorphe Granatblasten im mm-Bereich, sowie größere Biotite. Eingebettet sind die Minerale in eine dunkelgraue-schwarze Matrix aus Hellglimmern, Graphit und Plagioklas (Abb. 5).

Die Paragenese der Amphibolite setzt sich wie folgt zusammen (Abb. 6):

**Hornblende + Plagioklas + Kalzit +  
Granat + Biotit + Quarz**

Akzessorisch konnten Titanit + Ilmenit + Epidot + Rutil + Zirkon ausgemacht werden. Die Amphibolite können als Bänderamphibolite bezeichnet werden. Die Bänderung ergibt sich dabei durch das wechselnde Auftreten von Granatamphibolit und Biotit-Plagioklasamphibolit im cm-Bereich (Baumann, 1967).

Die Granate in den Amphiboliten sind dabei jedoch in den meisten Fällen nur mikroskopisch deutlich ersichtlich (Abb. 6). Granate im cm-Bereich, wie sie aus Amphiboliten benachbarter Gebiete bekannt sind (Baumann, 1967), konnten im Gebiet keine gefunden werden. Stark epidotführende Lagen, wie es für viele Bänderamphibolite im ÖSC typisch ist, treten ebenfalls keine auf. Quarz ist sehr wenig und nur untergeordnet vorhanden. Die stengelig auftretenden Hornblenden bilden zusammen mit den eingeregeltten Biotiten die sehr engständige Schieferung im Gestein.



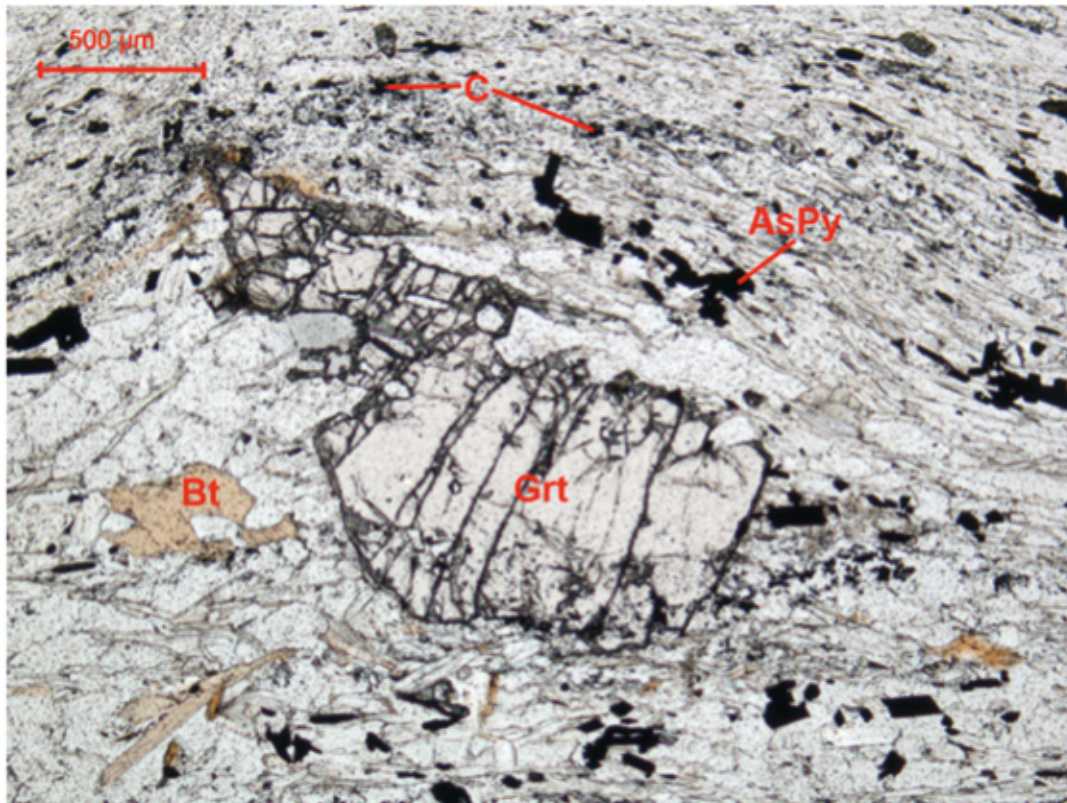


Abb. 5: Dünnschliffphoto eines Graphitschiefers aus dem Lazzachertal, //N; die Bildmitte wird von einem etwa 1 mm großem hypidiomorphen Granatkorn (Grt) ausgefüllt. Die Matrix wird aus Quarz, Muskovit (farblose Leisten), Biotit (Bt) und Graphit (C) aufgebaut. Untergeordnet tritt Arsenopyrit (AsPy) auf.

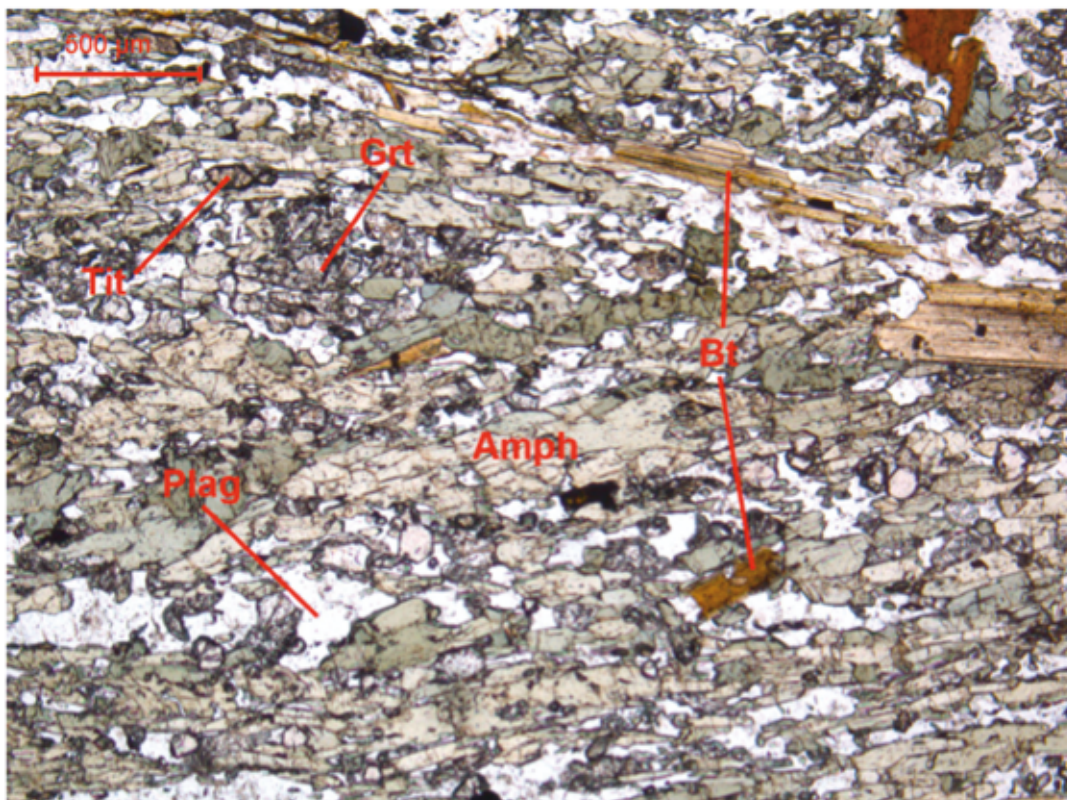


Abb. 6: Granatführender Amphibolit aus dem Lazzachertal bei //N. Die grünlichen Hornblenden (Amph) stellen den größten Anteil an der Mineralparagenese dar. Untergeordnet treten Granat (Grt), Plagioklas (Plag), Biotit (Bt) und Titanit (Tit) auf.

## Mineralchemie

Die mineralchemischen Daten dieser Untersuchung sind in der Diplomarbeit von Ungerank & Holzmann (2011) zusammengefasst und können auf Wunsch vom Zweitautor dieser Arbeit zur Verfügung gestellt werden.

Granat: Grundsätzlich können die Granate aus den Paragneisen des Bergbaureviers Pflersch-Schneeberg als klassische, almandinreiche Granate des ÖSC beschrieben werden. Die Granate haben folgende durchschnittliche Zusammensetzung:

$$\begin{aligned} X(\text{Fe}) &= 0.6718 \pm 0.0324 & X(\text{Mn}) &= 0.0378 \pm 0.0152 \\ X(\text{Mg}) &= 0.1059 \pm 0.0145 & X(\text{Ca}) &= 0.1824 \pm 0.0471 \end{aligned}$$

Es sind dies typische Werte für Granate aus Paragneisen des östlichen ÖSC (Tropper & Recheis, 2003). Sehr charakteristisch ist die ausgeprägte chemische Zonierung der idiomorphen Granate,

wobei diese meist sprunghaft erfolgt. Das untenstehende Profil eines idiomorphen Granates aus einem erzfernen Paragneis des Lazzachertales zeigt die typische chemische Zonierung idiomorpher Granate der sulfidfreien Paragneise des Bergbaureviers auf (Abb. 7, 8). Nach der Klassifikation von Recheis (1998) handelt es sich hierbei um ein Granatkorn vom Typ 3. Die Grosslarkomponente steigt zwischen dem Kern und dem ersten Rand sprunghaft an (Abb. 8), während die Almandinkomponente sprunghaft abnimmt. Die Pyropkomponente zeigt den gleichen Verlauf wie die Almandinkomponente (Abb. 7).

Am stärksten ist die Zonierung im Element Ca ausgeprägt (Abb. 8). Die komplexe räumliche Verteilung von Ca innerhalb des Granatkorns kann folgendermaßen erklärt werden:

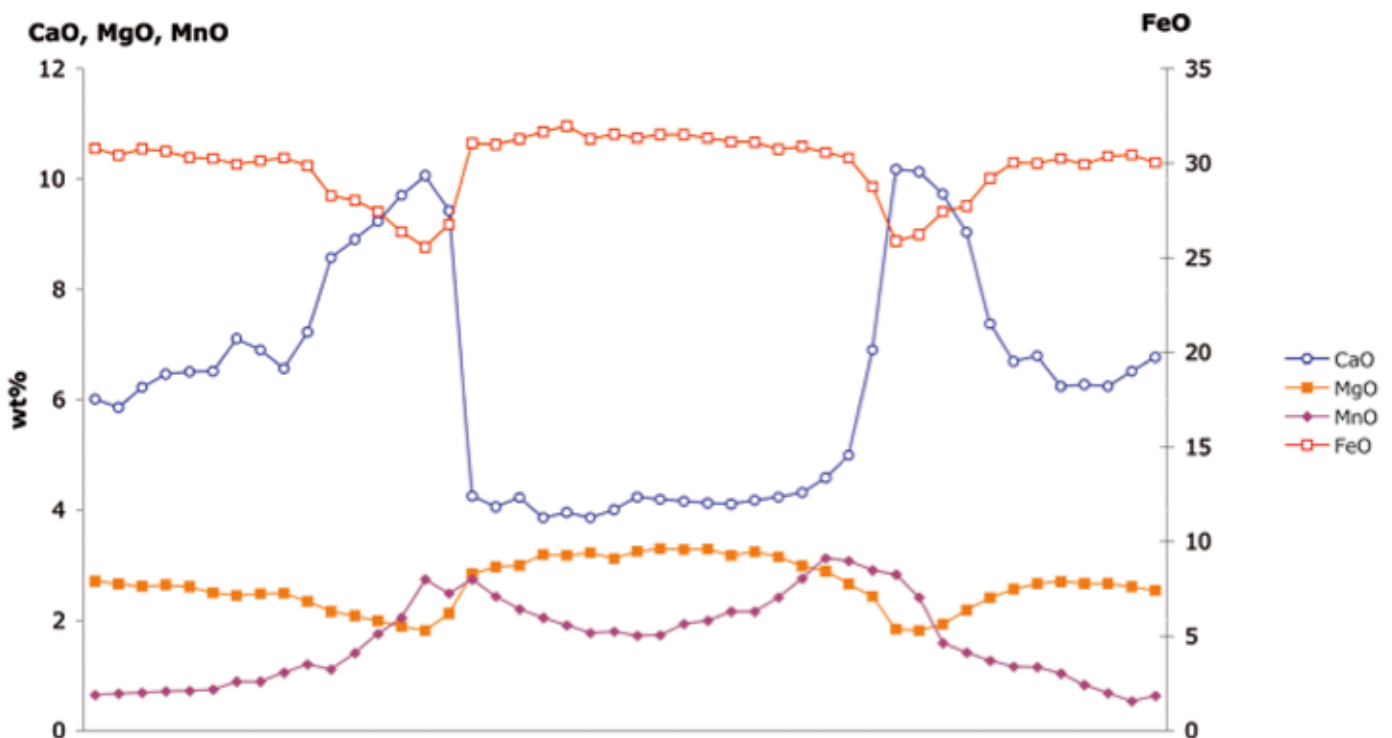


Abb. 7: Chemisches Profil eines Granatkorns der Probe A50-Mb, Lazzachertal; insgesamt 92 Messpunkte á 5 mm Schritte; in der Abbildung ist der Übersichtlichkeit halber nur jeder 2. Messpunkt dargestellt.



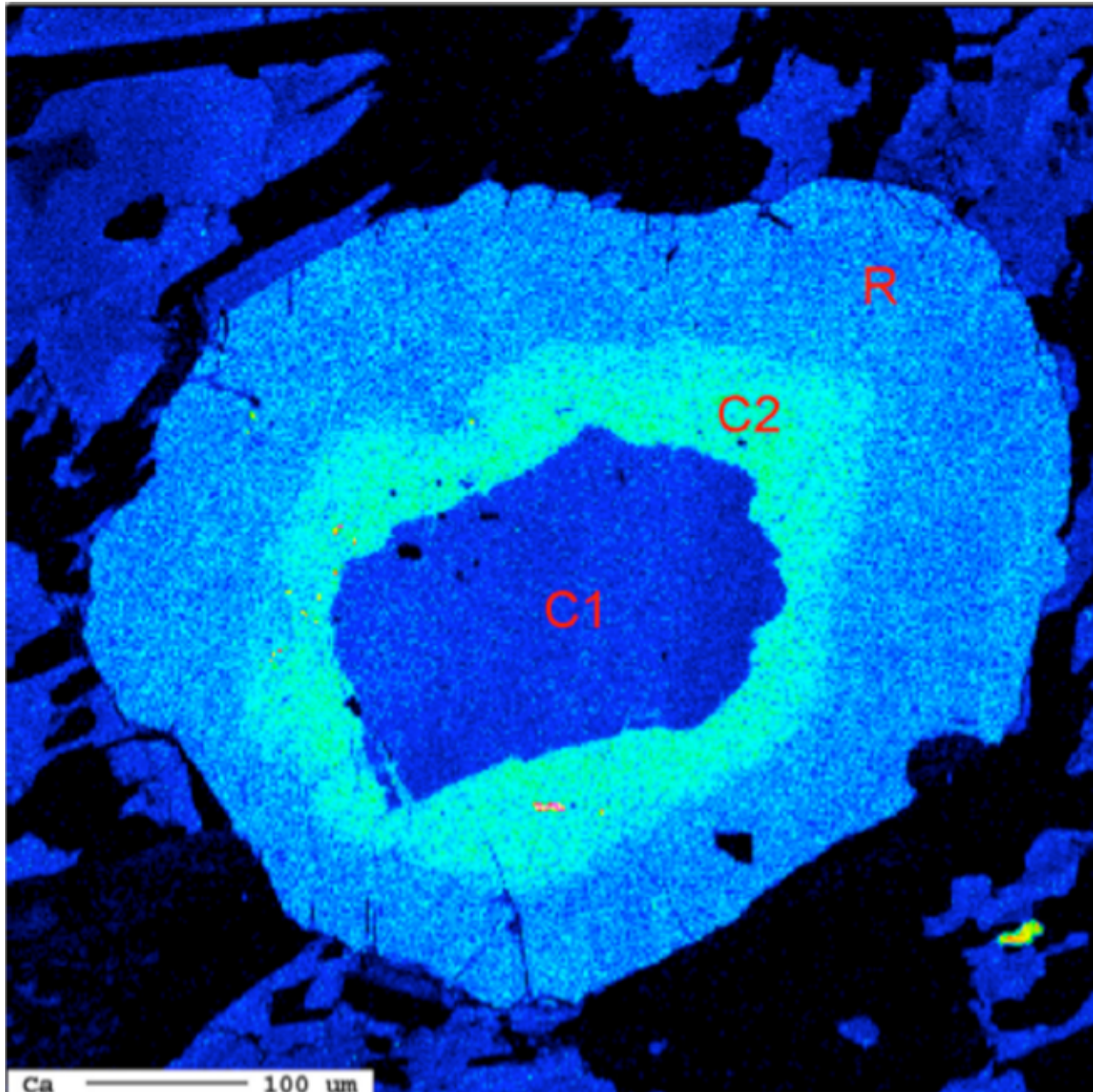


Abb. 8: Ca-Elementverteilungsbild des Granatkorns von Abbildung 7.

- Der Kern (C1) kann als prä-alpidisch (variszisch?) gedeutet werden und zeigt einen Ca-armen Bereich.
- Der erste Rand (C2) repräsentiert ein erstes eo-alpines Wachstumsstadium, wobei Ca sehr stark angereichert ist was für hohe Drücke sprechen würde. Dieser eo-alpine Bereich kann einem frühen prograden Stadium zugeordnet werden.
- Der zweite Rand (R) entspricht auch einem später eo-alpin gewachsenen Granatrand, aber bei deutlich niedrigeren Ca gehalten.

Amphibol: Bei den Amphibolen der Amphibolite des Untersuchungsgebietes handelt es sich um Ca-Amphibole, nämlich um Hornblendens. Sie treten im Gestein vollkommen unzoniert auf und sind längs ihrer c-Achse in die Schieferung eingeregelt. Stellt man den Chemismus dieser Amphibole nach dem Klassifikationsschema von Leake et al. (1997) dar, so plotten diese ins Tschermakitfeld (Abb. 9). Laut der Software AMPH-IMA 2004 von Mogessie et al. (2004) handelt es sich dabei um Aluminotschermakite.



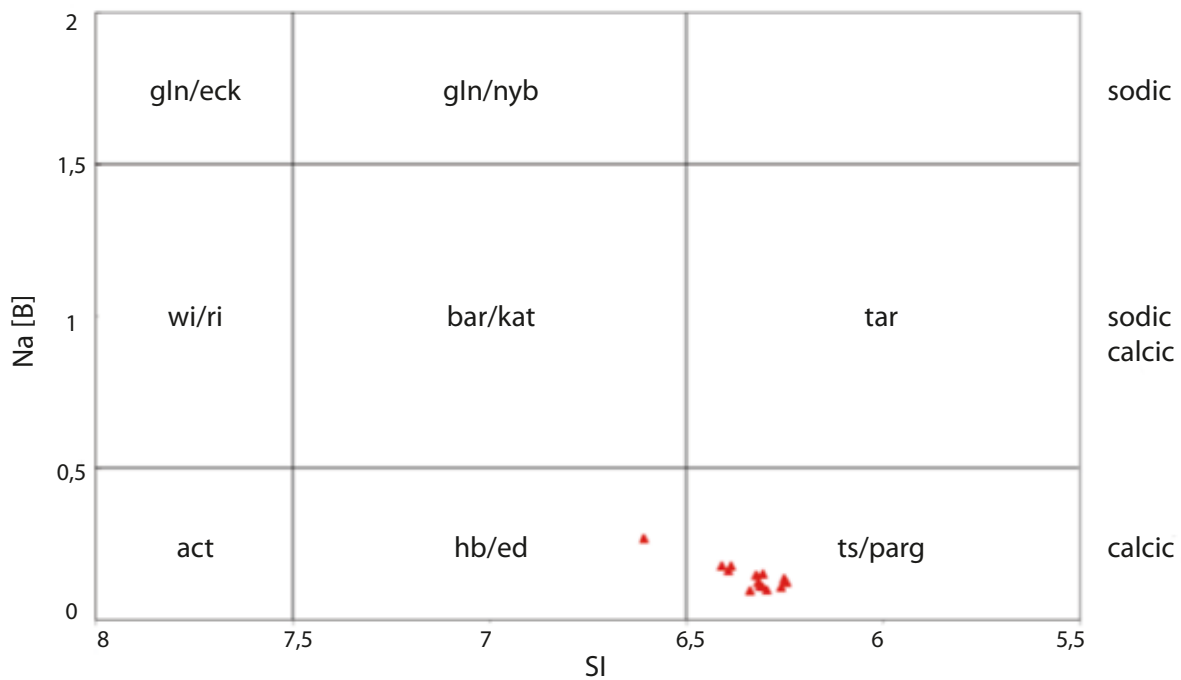


Abb. 9: Klassifizierung der Amphibole nach Leake et al. (1997); die Dreiecke markieren die Amphibolchemismen. Die Zusammensetzungen plotten in das Tschermakit (ts)/Pargasit (parg)-Feld.

**Plagioklas:** Die Plagioklase weisen einen durchschnittlichen Anorthitgehalt von ca. 18 Mol.% auf und stellen daher Oligoklase dar. Der  $K_2O$ -Gehalt dieser Plagioklase ist sehr gering und liegt zwischen 0.03 und 0.10 Gew.%.

**Biotit:** Die Biotite der erzfreien Lithologien weisen alle eine Mg-Zahl,  $Mg/(Mg+Fe)$ , von ca. 0.6 auf und können durch die Mischkristallreihe Phlogopit-Eastonit charakterisiert werden. Der Gehalt an 6-fach koordiniertem Al schwankt dabei

zwischen 0.25 und 0.70 a.p.f.u. Die Biotite weisen Ti-Gehalte von 0.07 bis 0.11 a.p.f.u. auf. Chemisch wurde auch kein Unterschied zwischen primärem Biotit in der Schieferung und sekundär gewachsenem Querbiotit festgestellt.

**Muskovit:** Bei den Hellglimmern handelt es sich um Muskovite mit maximal 20 Mol.% Paragonitkomponente (XNa). Der Margaritgehalt (XCa) ist <1 Mol.%.

## Geothermobarometrie

Für die Berechnung der meisten Geothermometer- und barometer wurde die Software PET 5.01 für MATHEMATICA verwendet (Dachs, 1998 & 2004). PET steht dabei für „Petrological Elementary Tools“ und basiert auf dem Programm MATHEMATICA. Dabei stehen dem Anwender eine Vielzahl von Geothermometern sowie Barometern zur Verfügung. Der Berechnung der Geothermometer- und Barometer liegt der intern konsistente Mineraldatensatz von Holland & Powell (1998) zu Grunde. Ergebnis dieser Art der Berechnung sind *P-T* Diagramme wobei meist eine Variable angenommen werden muss, um die andere Variable quantitativ bestimmen zu können. Die meisten Temperaturen wurden bei einem Druck von 1 GPa (die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit liefern Drucke in diesem Bereich) und die Drucke bei Temperaturen von 600°C berechnet. Zusätzlich wurden Berechnungen auch an ausgewählten Proben mittels Multi-Equilibrium Geothermobarometrie mit dem Programm THERMOCALC v.3.26. durchgeführt.

### *Konventionelle Geothermobarometrie:*

**Ti-in-Biotit Geothermometrie:** Die Ti-in-Biotit Geothermometrie basiert auf den Arbeiten von Henry & Guidotti (2002) und Henry et al. (2005). Grundlage dieses Geothermometers ist der Ti-Gehalt von Biotiten aus peraluminösen, metapelitischen Gesteinen, welche bei etwa 0.4-0.6 GPa equilibriert sind. Eine wichtige Voraussetzung für die Anwendung des Geothermometers ist das Vorhandensein von Ilmenit, Rutil und Graphit in der Paragenese. Diese Bedingungen sind für alle untersuchten Gesteine des Bergbaureviers erfüllt. Aus den Ti-Gehalten der Biotite ergaben sich Temperaturen von ca. 500-675°C wobei die meisten Temperaturen um 600°C liegen. Obwohl diese Temperaturen mit bereits existierenden Temperaturen gut übereinstimmen, muss noch angemerkt werden, dass dieses Geothermometer nur bis zu 0.6 GPa kalibriert wurde und die Anwendung auf diese Gesteine deutlich ausserhalb dieser Kalibration liegt.

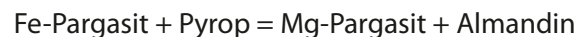
**Granat-Biotit Geothermometrie:** Die Granat-Biotit-Geothermometrie basiert auf dem

Fe-Mg-Austausch zwischen Granat und Biotit. Dabei lässt sich dieser Austauschvektor in Form eines einfachen Gleichgewichts anschreiben:

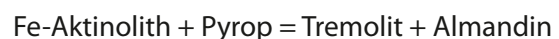


In dieser Untersuchung wurde die Kalibration von Holdaway (2000) verwendet, welche eine Verfeinerung der Kalibrierung von Holdaway et al. (1997) darstellt. Dieses Geothermometer ergab relativ homogene Werte für die Metapelite und Metabasite von etwa 600-650°C bei einem angenommenen Druck von 1 GPa.

**Granat-Hornblende Geothermometrie:** Das Granat-Hornblende Geothermometer basiert auf dem Fe-Mg-Austausch zwischen Granat und Hornblende. Unter der Vielzahl von Kalibrationen dieses Geothermometers sind jene von Graham & Powell (1984), Ravna (2000) und Dale et al. (2000) hervorzuheben. Die Autoren der ersten beiden Kalibrationen definieren die Austauschreaktion wie folgt:

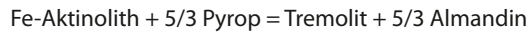
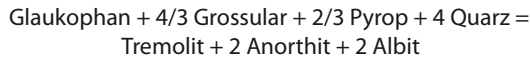
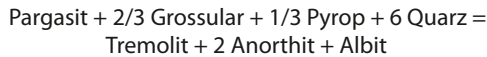
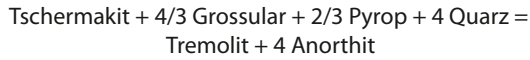


Dale et al. (2000) hingegen kalibriert in seiner Arbeit folgende Reaktion für das Granat-Hornblende Geothermometer:



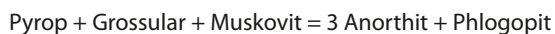
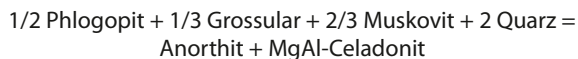
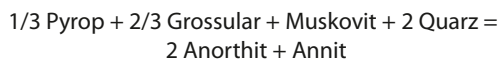
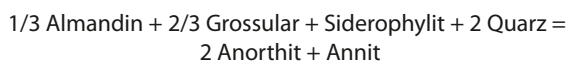
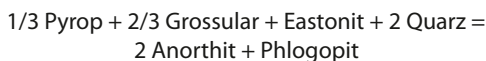
Im Zuge dieser Untersuchungen wurde die Kalibrierung von Dale et al. (2000) verwendet. Dieses Geothermometer ist nur für Granat-Hornblende Paare aus mafischen bis intermediären Gesteinen anwendbar daher wurde dieses Geothermometer nur für die Amphibolite verwendet. Die durchschnittliche errechnete Temperatur für einen angenommenen Druck von 1 GPa liegt hier bei etwa 500-530°C. Damit liefert das Granat-Hornblende Geothermometer geringere Werte für Amphibolite als das Ti-in-Biotit Geothermometer.

**Granat-Hornblende-Plagioklas Geothermobarometer:** Diesem von Dale et al. (2000) kalibrierte Geothermobarometer liegen vier Reaktionen zu Grunde:



Dabei handelt es sich bei den ersten drei Reaktionen um Net-Transfer-Reaktionen. Die letzte Reaktion hingegen ist der Fe-Mg Austausch zwischen Granat und Hornblende. Bei einer angenommenen Temperatur von 500-600°C ergeben sich Drucke von 0.8-1.2 GPa.

**Granat-Plagioklas-Biotit Geothermobarometrie:** Dieses Geobarometer basiert auf der Arbeit von Hoisch (1990). Dieser kalibrierte 6 Reaktionen für die Mineralparagenese Quarz + Muskovit + Biotit + Plagioklas + Granat. Die dabei von ihm kalibrierten Gleichgewicht sind folgende:

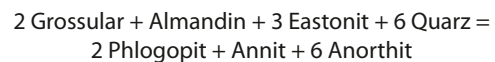
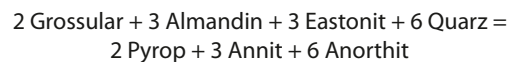
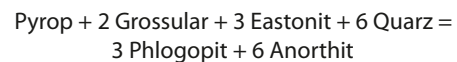


Bei einer angenommenen Temperatur von 600°C ergeben sich hier Drucke von 1-1.4 GPa.

#### *Multi-Equilibrium Geothermobarometrie:*

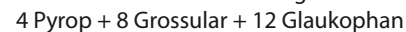
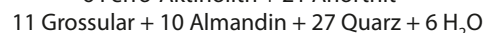
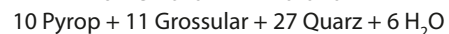
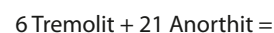
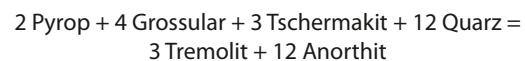
Unter Verwendung eines intern konsistenten Datensatzes können mit dem Programm THERMOCALC v.3.26. (Powell & Holland, 2006) für eine definierte Mineralparagenese alle möglichen Mineralreaktionen berechnet werden. Aus dem Schnittpunkt der verschiedenen Reaktionskurven können in weiterer Folge die *P-T* Bildungsbedingungen des Gesteines abgelesen werden. Verwendet wurde der Datensatz von Holland & Powell (1998). Die Aktivität der Endglieder wird mit dem Hilfsprogramm AX berechnet (Holland, 2003, schriftl. Mitt.). Dabei wurden ein Druck von

1.0 GPa und eine Temperatur von 600°C, basierend auf bereits existierenden Literaturangaben angenommen. Diese Berechnungen wurden mit den gleichen Mineralen durchgeführt, die auch für die Berechnungen mittels PET verwendet wurden. Die durchschnittlichen *P-T* Bedingungen (AveragePT Modus) der Metapelite wurden mit den folgenden 4 linear unabhängigen Reaktionen im System  $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (KCFMASH) berechnet:



Es ergaben sich *P-T* Bedingungen von 550-650°C und 0.9-1.5 GPa, wobei der Durchschnitt bei  $590 \pm 60^\circ\text{C}$  und  $1.2 \pm 0.14 \text{ GPa}$  liegt. Diese *P-T* Bedingungen können als robust angesehen werden, da in den Reaktionen kein freies  $\text{H}_2\text{O}$  involviert ist.

Die durchschnittlichen *P-T* Bedingungen der Metabasite wurden mit folgenden 5 linear unabhängigen Reaktionen im System  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (NCFMASH) berechnet:



Da hier Mineralreaktionen mit freiem  $\text{H}_2\text{O}$  involviert sind können diese *P-T* Bedingungen nur als semiquantitativ angesehen werden, da keine Information über  $a_{\text{H}_2\text{O}}$  vorliegt. Für den Druck ergaben sich durchschnittlich  $1.11 \pm 0.25 \text{ GPa}$ , für die Temperatur  $663 \pm 105^\circ\text{C}$ . Auffallend ist allerdings der relativ hohe Fehler, der auch durch verschiedene Berechnungsmethoden nicht minimiert werden konnte.

## Diskussion:

Fasst man die *P-T* Ergebnisse aus den Metapeliten und Metabasiten zusammen erhält man folgendes Bild: Die *P-T* Werte der Metabasite liegen zwischen 0.8 und 1.2 GPa Druck und einer Temperatur von 500-660°C. Für die metapelitischen Gesteine ergibt sich ein etwas größeres Druckfenster von etwa 1 bis 1.4 GPa. Die erhaltenen Temperaturen liegen zwischen 500 und 700°C wobei eine eindeutige Konzentration bei etwa 600-650°C auftritt. Berücksichtigt man alle Berechnungen aus den Metapeliten und Metabasiten mittels THERMOCALC v.3.26 erhält man durchschnittliche *P-T* Bedingungen von 1.2 GPa und 630°C. Speziell die Variation im Druck ist wahrscheinlich auf folgende Unsicherheitsfaktoren zurückzuführen: 1.) die Wahl der Kalibration, und 2.) Variationen in der Zusammensetzung der koexistierenden Minerale. Das Elementverteilungsbild von Ca im Granat in Abbildung 7 zeigt dass sich Granat eo-alpin in zwei Wachstumsphasen gebildet hat wobei das erste Stadium extrem Ca-reich und das zweite Stadium Ca-arm ist. Abbildung 7 zeigt auch, dass Mg zum Rand hin zunimmt und daher der Rand das Granatwachstum bei den höchsten Temperaturen darstellt. Allerdings können diese Zonierungen auch irregulär ausgebildet sein, wobei es dann leicht zu einer „Durchmischung“ der randlichen Granatzusammensetzungen kommen kann.

Proyer (1989) erhält für Metapelite des ÖSC aus dem Raum Schneeberg Temperaturen von 500-580°C. Dabei nahm er einen Druck von 0.6 GPa für die Berechnung dieser Temperaturen mit dem Granat-Biotit Geothermometer an. Die von ihm errechneten Drucke von ca. 0.6 GPa (bei einer angenommenen Temperatur von 540°C) liegen deutlich unter den erhaltenen Werten dieser Arbeit. Bernabe & Tropper (2012) berechneten für die Metabasite des Pflerschales eo-alpine Metamorphosebedingungen von 550-650°C und 0.8-1.2 GPa. Tropper & Recheis (2003) führten geothermobarometrische Untersuchungen an Metapeliten aus der unmittelbaren Umgebung des Untersuchungsgebietes durch und erhielten dabei *P-T* Bedingungen zwischen von etwa 0.8 GPa für Metapelite des ÖSC von der Schwarzseescharste und 1 GPa für Metapelite aus dem Permoskyth

vom Egetenjoch. Die Temperaturen liegen dabei zwischen 550 und 690°C. Weiters untersuchten Konzett et al. (2003) den SC aus geothermobarometrischer Sicht und erhielten dabei sehr ähnliche Bedingungen von 0.8-1 GPa und 550-600°C. Diese *P-T* Daten aus der Literatur bestätigen die *P-T* Bedingungen dieser Arbeit, obwohl die in dieser Arbeit ermittelten Drucke eindeutig höher sind. Aufgrund der bisherigen und neuen geothermobarometrischen Untersuchungen im Bergbaurevier Pflersch-Schneeberg kann man für den Höhepunkt der eo-alpinen Metamorphose im südlichen ÖSC im Bereich Pflersch-Lazzachertal *P-T* Bedingungen von 1-1.2 GPa und 600-650°C angeben.

Für die eo-alpine Metamorphose im südlichen ÖSC kann folgendes geodynamisches Modell basierend auf den Modellen von Sölva et al. (2005), Flöss (2009) und Speckbacher (2009) angenommen werden (Abb. 10).

Im Spätjura (155 Ma) bildete sich im zentralen Bereich der apulischen Platte eine intrakontinentale Subduktionszone. Dabei wird im heutigen Bereich des westlichen Austroalpins der heutige ÖSC über den CC und das Silvretta Kristallin geschoben. In großen Tiefen kommt es in diesem Subduktionskorridor in der Kreide dabei zur Bildung von Eklogiten im TC. Der heutige SC hatte dabei eine tektonische Stellung an der Stirn des TC über, d.h. der SC stellte den hangendsten Bereich der Subduktionszone dar (Abb. 10). Die Gesteine des Bergbaureviers befinden sich unmittelbar im Grenzbereich zum SC und somit auch in nächster Nähe zum Subduktionskanal. Somit dürften die Gesteine des Untersuchungsgebietes im Zuge der Subduktion in größere Tiefen gelangt sein wodurch am Metamorphosehöhepunkt *P-T* Bedingungen von etwa 600°C und >1 GPa geherrscht haben dürften. Vor etwa 90 Ma wird das kompressive Regime von einem extensionalen Regime abgelöst. Vorerst werden die Gesteine des Subduktionskorridors jedoch noch bei *P-T* Bedingungen des Metamorphosehöhepunkts in der Tiefe gehalten. Dies kann mit der von Pfiffner (2009) postulierten Stauchung des nördlichen Kontinentalrandes der apulischen

Platte in Verbindung gebracht werden. Dann kommt es nach Habler (2004) extensionsbedingt zu einer isothermalen Exhumation der Gesteine des Subduktionskanals. Dieser Prozess entspricht der von Froitzheim et al. (1994) beschriebenen „*Ducan Ela Phase*“ (spätkretazische Extension zwischen 80 und 67 Ma). Nach dem kompressionalen Regime, sprich nach dem Aussetzen des Subduktionsprozesses und vor dem Einsetzen der Dekompression, waren die Gesteine des

Subduktionskorridors, sowie auch die unmittelbar benachbarten Gesteine im liegendsten Bereich des ÖSC also für eine gewisse Zeit noch den gleichen *P-T* Bedingungen ausgesetzt wie zum Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunkts. In dieser Phase beginnt die für die Lagerstätten-genese wichtige massive Mobilisierung und Zirkulation von Lösungen und Fluiden und deren Rekristallisation in höheren Stockwerken.

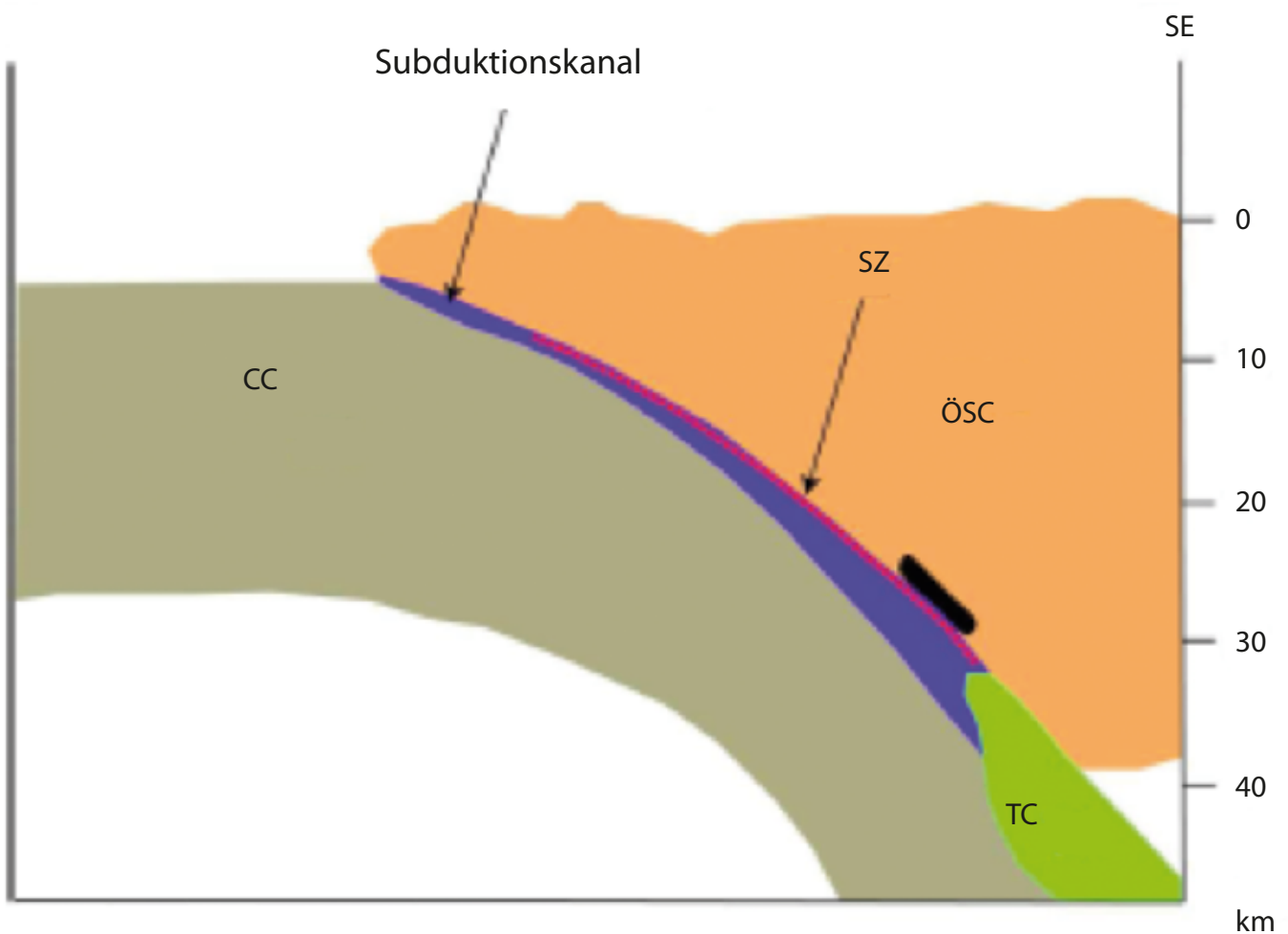


Abb. 10: Geodynamische Situation im Spätjura/Kreide (140-90 Ma) nach Flöss (2009) und Speckbacher (2009). Der zukünftige Schneeberg Komplex (SZ) tritt im hangendsten Bereich des Subduktionskorridors auf. Die ungefähre Position des Bergbau-reviers ist mit der schwarzen Ellipse markiert. CC: Campo Complex; TC: Textel Complex ; ÖSC: Ötztal Stubai Complex

## Danksagung

Frau Mag. Martina Tribus wird für die kritische Durchsicht des Manuskripts gedankt.



## Literatur

- Baumann, M. (1967): Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passeiertal (Südtirol). – Unveröffentlichte Dissertation TH München, 96 S.
- Baumgarten, B. et al. (1998): Auf den Spuren der Knappen, Bergbau und Mineralien in Südtirol. – Tappeiner Athesia, 288 S.
- Bernabe, E. & Tropper, P. (2012): Geothermobarometrie von Amphiboliten aus dem südlichen Ötztalkomplex (Pflerschtal, Südtirol, Italien). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 158, 9-20.
- Bernhard et al. (1996): Age, origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal Crystalline Basement, Tirol, Austria. – Mineralogy and Petrology, 48, 171- 196.
- Beust, F. C. (1870): Über die Erzlagerstätte von Schneeberg bei Sterzing in Tirol. – Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 20, 505-510.
- Chowanetz, E. (1991): Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol) - Argumente für eine altpaläozoische Anatexis. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 73 S.
- Clar, E. (1931): Schneeberg in Tirol: einige Beobachtungen zur Kennzeichnung des Lagerstättentypus. – Zentralblatt für Mineralogie Geologie und Paläontologie, 105-124.
- Dachs, E. (1998): PET: Petrological Elementary Tools for Mathematica. – Computer and Geosciences, 24, 219-235.
- Dachs, E. (2004): PET: Petrological Elementary Tools for Mathematica: an update. – Computer and Geosciences, 30, 73-182.
- Dale, J. et al. (2000): Hornblende-garnet-plagioclas thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. – Contributions to Mineralogy and Petrology, 140, 353-362.
- Elterlein, A. v. (1891): Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten des Schneeberges bei Mayern in Südtirol. – Jahrbuch der k. u. k. Geologischen Reichsanstalt, 41, 289-347.
- Flöss, D. (2009): Tektonometamorphe Entwicklung der westlichen Austroalpinen Einheiten: Geometrie und Kinematik der eoalpinen Kollision (Texel Komplex, Südtirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 135 S.
- Förster, H. G. (1963): Die Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg in Südtirol. – Unveröffentlichte Dissertation, TH Aachen, 126 S.
- Förster, H. G. (1966): Die Genese der Blei-Zink-Erzlagerstätte Schneeberg in Südtirol und die geologische Stellung des Schneeberger Gesteinszuges. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 105, 262-291.
- Frizzo, P. (1976): La serie metallifera delle Breonie affiorante nelle valli Ridanna e Fleres. – Studi Trentini di Science Naturali, 53, 75-106.
- Frizzo, P. Mills, J. & Visona, D. (1982): Ore petrology and metamorphic history of Pb-Zn ores, Monteneve, Tyrol, N. Italy. – Mineralium Deposita 17, 333-347.
- Frizzo, P. (2002): Geologisch Lagerstättenkundliche Karte des Verzugsdistrikts St. Martin am Schneeberg-Pflersch, Massstab 1:25.000. – Disegno G. Mezzacasa Padova, Grafica V. Mair.
- Froitzheim, N. et al. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – Eclogae Geologica Helvetica, 87, 559-612.
- Gasser, G. (1913): Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlberg und der Hohen Tauern. – Wagnersche Universitätsbuchhandlung, Innsbruck, 548 S.
- Graham, C.M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. – Journal of Metamorphic Geology, 2, 13-31.
- Granigg, B. (1908): Die stoffliche Zusammensetzung der Schneeberger Lagerstätte. – Österreichische Zeitschrift für das Berg- und Hüttenwesen, 56, 329-334, 341-345, 359-362, 374-378, 389-391, 398-400.
- Habler, G. (2004): Exhumation in the eo-Alpine high-pressure belt of the Eastern Alps: Petrological, structural and geochronological investigations of high-pressure metamorphic rocks. – Unveröffentlichte Doktorarbeit, Universität Wien, 215S.
- Habler, G. et al. (2005): Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit, Eastern Alps): *P-T-t-d* constraints. – Mineralogy and Petrology, 88, 269- 296.
- Haller, H. & Schölzhorn, H. (2000): Schneeberg in Südtirol - Geschichte, Geschichten, Museum. – Südtiroler Bergbaumuseum, 130 S.
- Henry, D.J. & Guidotti, C.V. (2002): Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. – American Mineralogist, 87, 375-382.
- Henry, D.J. et al. (2005): The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. – American Mineralogist, 90, 316-328.
- Hoinkes, G. et al. (1991): Petrologic Constrains for Eoalpine Eclogite Facies Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. – Mineralogy and Petrology, 43, 237-254.

- Hoisch, T.D. (1990): Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 225-234.
- Holdaway, M.J. et al. (1997): Garnet-biotite geothermometry revised: new Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. – *American Mineralogist*, 82, 582-595.
- Holdaway, M.J. (2000): Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. – *American Mineralogist*, 85, 881-892.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. – *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Kapferer, N. & Tropper, P. (2005): The metamorphic evolution of Variscan eclogites from the northern Ötztal Complex (Tirol, Eastern Alps). – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 150, 63.
- Klötzli-Chowanetz, E. et al. (1997): Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 77, 315-324.
- Konzett, J. et al. (2003): Alpine metamorphism in the Schneeberg Complex and neighbouring units (immediate vicinity of Obergurgl). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck*, 26, 21-45.
- Leake, B.E. et al. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee in amphiboles of the International Mineralogical Association. – *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Mair, V. et al. (2007): Der Blei- Zink- Erzbergbau am Schneeberg, Südtirol. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 153, 145-180.
- Miller, C. & Thöni, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – *Chemical Geology*, 122, 199-225.
- Mogessie et al. (2004): AMPH-IMA04: a revised Hypercard program to determine the name of an amphibole from chemical analyses according to the 2004 International Mineralogical Association scheme. – *Mineralogical Magazine*, 68, 825-830.
- Pfiffner, A.O. (2009): *Geologie der Alpen*. – Haupt Verlag, Bern-Stuttgart-Wien, 359 S.
- Pošepný, F. (1879): Über die Erzlagerstätte am Schneeberg in Tirol. – *Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen*, 27, 106 S.
- Powell, R. & Holland, T.J.B. (2006): Course Notes for „Petrological Thermodynamics Short Course“. (Sao Paulo, Brazil) on CD-ROM.
- Proyer, A. (1989): *Petrologie der Rahmengesteine der Pb-Zn Lagerstätte Schneeberg, Südtirol*. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 103 S.
- Ravna, E.K. (2000): Distribution of Fe<sup>2+</sup> and Mg between co-existing garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. – *Lithos*, 53, 265-277.
- Recheis, A. (1998): *Chemische Granatzonierungen und PT Bestimmungen an metapelitischen Gesteinen des Ötztal-Stubai-Alt-kristallins*. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 97 S.
- Schmidegg, v. O. (1933): *Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen*. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1933, 83-95.
- Schölzhorn, D. (2001): *Grundriss des Schneeberger Grubenkörpers M = 1:2500 (Vortrag)*. <http://www.montanhistorik.de/die-alten-workshops/workshop-2002/vortraege.html>. 17.-20. 9. 2002, Ridnaun, Südtirol.
- Sölva, H. et al. (2005): The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). – *Tectonophysics*, 401, 143-166.
- Speckbacher, R. (2009): *Die tektonometamorphe Entwicklung des Texelkomplexes: Strukturgeologie im Pfosental, Südtirol*. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 129 S.
- Sperges, J.v. (1821): *Tyrolische Bergwerksgeschichte, mit alten Urkunden, und einem Anhang worin das Bergwerk zu Schwaz beschrieben wird*. – Wien.
- Thöny, W.F. et al. (2008): The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps. – *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 111-126.
- Tropper, P. & Hoinkes, G. (1996): Geothermobarometry of Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. – *Mineralogy and Petrology*, 58, 145-170.
- Tropper, P. & Recheis, A. (2003): Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal-Complex as a polymorphic example. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 94, 27-53.
- Ungerank, D. & Holzmann, J.M. (2011): *Die Petrologie des Bergbaureviers Pflersch-Schneeberg (Ötztal-Stubai Kristallin, Südtirol)*. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 290 S.