



DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

**Petrographische und mineralchemische Untersuchungen des
Ötztal-Stubai-Kristallines im Bereich der Dresdner-Hütte (Stubaital,
Tirol)**

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasserin: **Christine Hörfarter**

Matrikel-Nummer: 9949356

Studienrichtung
(lt Studien-blatt): A 428 Erdwissenschaften (Stzw. Petrologie)

Betreuer: Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Konstantin Petrakakis

Wien im

November 2009



Alles, was uns begegnet, lässt Spuren zurück.

Alles trägt unmerklich zu unserer Bildung bei.

(Johann Wolfgang von Goethe)

Danksagung

Ich möchte mich ganz herzlich bei den vielen Personen bedanken, welche mich während des Studiums und der Erarbeitung der vorliegenden Diplomarbeit begleitet und unterstützt haben.

Ganz besonderer Dank für die Hilfe an der Diplomarbeit gilt:

Meinem Freund, **Hannes Kellermann**, der mir in all der Zeit den notwendigen Beistand gab, mich ermutigte, mit mir kämpfte und es ermöglichte diese Arbeit zu vollenden.

Meinem Betreuer, **Ao. Univ. Prof. Dr. Konstantin Petrakakis**, der mich in die Welt der Petrologie einführte. Danke, für all die Diskussionen, Ratschläge und Unterstützung in den Jahren an der Universität Wien. Ganz besonders bedanke ich mich aber für die Geländebegleitung in den Tiroler Bergen!

Frau **Dr. Gerlinde Habler**, für ihre mit Geduld geführten, unverzichtbaren wissenschaftlichen Gespräche mit mir, in die sie ihre Zeit und Energie investiert hat. Ebenso für den Besuch im Gelände und das Erweitern meines (wissenschaftlichen) Horizontes. Von ganzem Herzen Danke Gerlinde!

Ao. Univ. Prof. Dr. Martin Thöni danke ich nicht nur für seine zahlreichen wissenschaftlichen Anregungen, sondern auch für die geistreichen und erfüllenden Gespräche über Mensch und Natur.

Mag. Christoph Iglseder, für all den Gedankenaustausch und die jederzeitige Hilfestellung bei anstehenden wissenschaftlichen und technischen Problemen.

Univ. Prof. Dr. Bernhard Grasemann, der immer die Zeit findet einem zu helfen wo er nur kann. Danke für die wertvollen strukturgeologischen Ratschläge.

Ao. Univ.-Prof. Dr. Urs Klötzli, für die Anregung dieses Gebiet zu bearbeiten und **Dr. Eva Klötzli** für ihre Begleitung im Gelände.

Fr. Doris Herzog und **Fr. Brigitte Notter** des Studien-Service-Centers dafür, dass sie immer ein offenes Ohr für die Probleme der Studierenden haben und mit ihrer Geduld und Freundlichkeit jeden Besuch zu einem Vergnügen machten.

Fr. Hrabe und **Fr. Beybel** für die zahlreichen, prompt gelieferten und qualitativ hochwertigen Dünn- und Sondenschliffe.

Weiters möchte ich mich ganz herzlich bedanken bei:

Meinen Eltern, **Brigitte und Jakob Hörfarter**, dafür, dass sie an mich glauben, unterstützen und mich zu dem Menschen gemacht haben, der ich bin. Dies gab mir die menschlichen Voraussetzungen, das Studium zu beginnen und auch zu beenden. Mumi und Vat, ich habs geschafft!

Meinen Geschwistern: **Silvia Hörfarter**, die sich unermüdlich mir und meinen Launen stellte und mir immer mit Rat und Tat zur Seite stand. **Rudi Hörfarter**, der mit seinen Weltanschauungen, seiner Lebenserfahrung und den richtigen Worten zur richtigen Zeit oft Licht ins Dunkel brachte.

Gerhard Kopp, der bei so manchem Besuch zu Hause dafür sorgte, dass ich für einen kurzen Moment all den Stress vergessen konnte. Prost!

Meiner Freundin, **Vicky Haider**. Die zahlreichen Gespräche, Diskussionen und Arbeitsstunden mit ihr gehören mit zum Wertvollsten, dass ich zu meiner Erfahrung zählen darf. Danke, für eine unvergessliche Studienzeit!

Dr. Dietmar Kellermann und **Ingrid Kellermann** deren immerwährender Unterstützung ich mir sicher sein konnte. Ihre Fürsorge trug mit zur Fertigstellung dieser Arbeit bei.

Dr. Manfred Pöschl und **Monika Leodolter**, die so manche Graz-Besuche in einer kulinarischen Abenteuerreise enden liessen, und somit den perfekten Ersatz für notwendige, krafttankende Kurzurlaube stellten.

Linda Lerchbaumer, für all die schönen, gemeinsamen Exkursionserfahrungen, die Unterstützung und aufbauenden Worte in den gemeinsamen Studienjahren.

Beate Hauser und **Karin Mayr** für all die Geduld, dem Verständnis und den Halt, den sie mir seit Jahrzehnten ☺ geben! Danke!

Den Studienkolleginnen, **Helga Zeitlhofer** für ihre Geduld und die schöne gemeinsame Zeit unter einem Dach, **Andrea Schicker**, für all ihre Muffins und Beiden für den dazugehörenden gemeinsamen Kaffee-Tratsch, der die Pausen angenehm füllte.

Liste der Mineralabkürzungen

Nach Empfehlung der IUGS „Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks“, Web version 01.02.2007 (Jaakko Siivola und Rolf Schmid)

Actinolith		Act	Ilmenit		Ilm
Albit		Ab	K-Feldspat		Kfs
Alkalifeldspat		Afs	Kyanit		Ky
Allanite		Aln	Lawsonit		Lws
Almandin		Alm	Magnetit		Mag
Alumosilikat		Als	Margarit		Mrg
Amphibol		Am	Mikrokin		Mc
Andalusit		And	Muskovit		Ms
Andradit		Adr	Olivin		Ol
Annit		Ann	Orthopyroxen		Opx
Anorthit		An	Paragonit		Pg
Apatit		Ap	Phlogopit		Phl
Augit		Aug	Phengit		Phg
Biotite		Bt	Plagioklas		Pl
Calcite		Cal	Pumpellyit		Pmp
Celadonit		Cel	Pyrit		Py
Chlorit		Chl	Pyrop		Prp
Chloritoid		Cld	Pyroxen		Px
Clinozoisit		Czo	Rutil		Rt
Clinopyroxen		Cpx	Serizit		Ser
Epidot		Ep	Sillimanite		Sil
Feldspat		Fsp	Spessartin		Sps
Granat		Grt	Staurolith		St
Grossular		Grs	Titanit		Ttn
Hornblende		Hbl	Tumalin		Tur
Hellglimmer (*)		Hgl	Zirkon		Zrn
(*) nach Kretz, 1983			Zoisit		Zo

Gliederung

1. Zusammenfassung und Abstract	1
2. Einführung	4
2.1. Topographische Lage des Arbeitsgebietes.....	4
2.2. Geologischer Überblick.....	5
2.2.1. Tektonische Position des ÖSK.....	5
2.2.2. Kurzer Abriss der Erforschungsgeschichte.....	6
2.2.3. Metamorphoseprägung des ÖSK.....	9
2.2.4. Bisherige wissenschaftliche Arbeiten aus dem Arbeitsgebiet.....	11
2.3. Fragestellungen.....	12
2.4. Methoden.....	12
2.4.1. Färben der Dünnschliffe.....	12
2.4.2. Röntgenfluoreszenzanalysen (XRF)	13
2.4.3. Mikrosondenanalyse (EMS).....	13
2.4.4. EMS - Datenauswertung.....	13
3. Tektonische Gliederung und Strukturprägung des Arbeitsgebietes	15
4. Lithologische Beschreibung	17
4.1. Metamorph-magmatischer Komplex.....	17
4.1.1. Schollengesteine	17
4.1.2. Das granitoide Material.....	22
4.1.3. Ganggesteine.....	25
4.1.4. Biotitgranitgneis	28
4.1.5. Migmatite	30
4.2. Interpretation zum metamorph überprägten, magmatischen Komplex.....	32
4.3. Mylonitzone	33
4.3.1. Interpretation der Mylonitzone.....	36
4.4. Paragneise des ÖSK	37
5. Mikroskopische Beschreibung und Mineralchemie der Paragneise des ÖSK	41
5.1. Interpretation und paragenetische Entwicklung der Paragneise.....	64
6. Diskussion	69

7. Anhang	72
7.1. Daten.....	73
7.2. Probenliste	85
7.3. Literaturverzeichnis.....	86
7.4. Lebenslauf.....	91

1. Zusammenfassung und Abstract

Im Zuge dieser Diplomarbeit wurden Untersuchungen des ÖSK im Bereich der Dresdner Hütte (Stubaital, Tirol) in Bezug auf ihre tektono-metamorphe Entwicklung untersucht.

Das Arbeitsgebiet wird auf Grund des Geländebefundes in 3 tektonische Einheiten gegliedert.

1.) Der **metamorph überprägte magmatische Komplex** lässt sich lithologisch, strukturell und anhand des Peak-Metamorphosegrades von den beiden anderen Einheiten unterscheiden. Er wird lithologisch von Amphiboliten und Orthogneisen aufgebaut und weist aufgrund der Vorkommen von Migmatiten, muskovitfreien Orthogneisbereichen auf eine hochgradige Metamorphoseprägung hin. Nachfolgend wurde der Komplex amphibolitfaziell überprägt, ersichtlich an rekristallisierten Hbl in den Amphiboliten und im basischen Gang. Die Deformationsstrukturen zeigen mit Ausnahme der foliierten Bt-Granitgneise und der stark deformierten Bereiche von Migmatiten nahe der Mylonitzone (Dn) keine durchgehende Foliation der Gesteine auf. Lediglich, die großräumige Verfaltung (Dn+1) erfasste alle tektonischen Einheiten des Arbeitsgebietes.

2.) Die **Mylonitzone** trennt den metamorph überprägten, magmatischen Komplex von den Paragneisen. Sie besteht in erster Linie aus Bt-Pl-Gneisen. Die Foliationsflächen (Dn) zeigen die gleiche Orientierung wie die der Paragneise (subvertikal, NW-SE streichend) und weisen ebenso eine enge, flachliegende Verfaltung (Dn+1) auf, deren Achsenebenenschieferung ein Intersektionslinear parallel zur Streichrichtung auf den Dn Flächen ausbildet.

3.) Die **Einheit der Paragneise** weisen mit Paragenesen von St +/- Ky + Grt (alm-betont) + Pl (Oligoklas) + Bt + Ms auf amphibolitfazielle Peak-Metamorphosebedingungen hin. Bereits makroskopisch sind die Indexminerale Ky, St, Cld und Grterkennbar. Die durchgehende Foliation (Dn), streicht steilstehend NW-SE. Auf Grund flachliegender, enger bis großräumiger Verfaltung (Dn+1) variiert das Einfallen der Hauptschieferungsflächen je nach Lage von NE-SW (subvertikal).

Alle 3 tektonischen Einheiten wurden gemeinsam von einer amphibolitfaziellen und folgend von einer im Vergleich dazu niedrigeren Metamorphoseüberprägung erfasst. Bereits vorhandene Mineralphasen (Qtz, Bt, Ms) zeigen statische Rekristallisation, wobei folgende Mineralneubildungen zu beobachten sind: 1.) richtungslos

gewachsener Zo, Ser, Ep und Mg-Chl (Diabas) im metamorph überprägten, magmatischen Komplex, 2.) quer zu Sn gewachsener Chl und statisch, rekristallisierter Qtz der Mylonitzone, sowie 3.) quer zu Sn gewachsener Cld und Chl in den Paragneisen, sowie richtungslos gewachsene feinschuppige Hgl (die Pseudomorphosen nach St und Ky bilden) und Ca-reichere Granatanwachssäume die Sn (prägende Foliation) überwachsen. Diese retrograde Überprägung wird der Alpinen Orogenese, genauer gesagt dem Eoalpinen Ereignis zugeschrieben, welches das letzte prägende Metamorphoseereignis im ÖSK darstellt.

Diese vorliegende Arbeit stellt eine petrographische Charakterisierung dar und bildet die Grundlage für weitere Untersuchungen, welche v.a. mit geochronologischen Methoden, eine zeitliche Eingliederung der Deformations- und Kristallisationsereignisse ermöglicht.

The paragenetic evolution of rocks from the Austroalpine Ötztal-Stubai-Crystalline (ÖSC) in relation with their polyphase deformation is subject of the current study focusing on the area around the Dresdner Hütte in the Stubaital (European Eastern Alps). Three tektonic units may be distinguished there.

1.) A **Meta-magmatic and migmatic complex** includes meta-granites and migmatic amphibolites that commonly form Schollen injected by leucocratic material. It also shows anatectic areas and indicates a high-T metamorphic overprint, followed by an amphibolite-facial one which shows recrystallized hornblende in the amphibolites and basic dikes. There is no common deformational overprint except the strongly foliated parts of amphibolites and the Bt-Granitgneis near the mylonitic shear-zone (Dn).

2.) The **Mylonitic-Zone** separates the former complex from the Paragneisses. It consists of Bt-Pl-Gneisses which show the same structural and deformational overprint as the Paragneisses described below (subvertical, striking foliation NW-SE).

3.) The **Paragneisses** (metapelitic rocks) may contain staurolite, garnet, kyanite showing the peak-metamorphic overprint of amphibolite facies. The predominant deformational imprint formed a regional subvertically NW-SE striking foliation. A subhorizontal NW-SE striking intersection lineation is related with large-scale folding of the area.

All three units are affected by an amphibolite-facial overprint, followed by an thermal lower one. This appears in posttectonic static growth of upper greenschist-facial mineral phases like 1.) ep, bt, ser and chl in the Meta-magmatic and migmatic complex, 2.) oblique to S_n grown chl and static recrystallized qtz in the Mylonitic-zone as well as, 3.) chlorite-growth without preferred orientation, pseudomorphic replacement of ky, st and cld by fine-grained ser aggregates where cld shows already an postkinematic static growth oblique to S_n. Additionally the Ca-rich grt-rims overgrowing the prevailing foliation S_n also belongs to this sequence.

This late static retrogression refers to the last formative metamorphic overprint which is related to the Eoalpine event.

2. Einführung

2.1. Topographische Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet befindet sich in der Umgebung der Dresdner Hütte im Stubaier Gletschergebiet, Stubaital (Tirol, Österreich). Das Stubaital erstreckt sich ~30 km von Innsbruck nach SW. Östlich davon befindet sich das Wipptal und westlich das Ötztal. Auf dem Weg zum Arbeitsgebiet folgt man der Stubaital-Bundesstrasse und gelangt an ihrem Ende zur Talstation Mutterbergalm (Skigebiet „Stubaier Gletscher“). Von dort hat man die Möglichkeit, entweder mit der Gondel oder zu Fuss am Wanderweg, die Dresdner Hütte (Mittelstation) auf einer Seehöhe von 2300m zu erreichen.

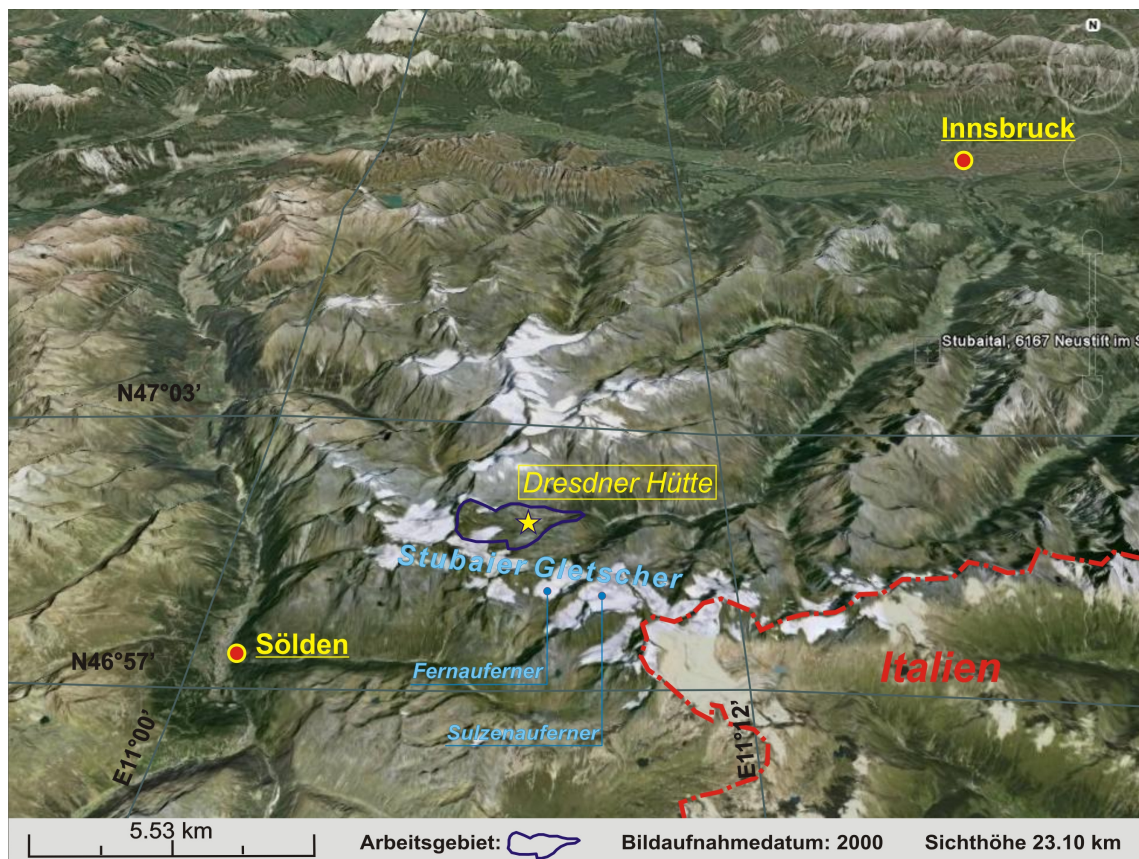


Abb. 2.1.: Geographische Lage des Arbeitsgebietes (verändert nach der Satellitenbildgrundlage aus Google Earth)

2.2. Geologischer Überblick

2.2.1. Tektonische Position des ÖSK

Das Ötztal-Stubai-Kristallin bildet mit dem Silvrettakristallin, der Scarl-Einheit und dem Ortler-Campo-Kristallinkomplex einen Teil des westlichen, Austroalpinen Grundgebirgs-Deckensystems, welches während der Alpinen Gebirgsbildung über Austroalpine und Penninische Einheiten geschoben wurde (Oberhauser 1980). Im Osten (Abb. 2.1) abgegrenzt durch ein nach W flach einfallendes Detachment, die „Brennerabschiebung“, besitzt das ÖSK eine Hangendposition relativ zum östlich angrenzenden Tauernfenster (Fügenschuh et al. 2000).

Im Norden werden die Nördlichen Kalkalpen durch die Inntal-Linie, eine sinistrale strike-slip Störung, vom ÖSK getrennt.

Die westliche Grenze bilden die Engadiner Linie zwischen ÖSK und Engadiner Fenster (Trümpy 1977), sowie die Schlinig Linie zwischen ÖSK und Pemo-Mesozoischen Sedimentgesteinen der Engadiner Dolomiten im SW (Froitzheim et al. 1997, Thöni 1980).

Gegen Süden ist keine lithologische Grenze zu ziehen. Hier wurde von Schmid und Haas (1989) die Vinschgauer Scherzone als südliche Begrenzung gegen das Ortler-Campo Kristallin herangezogen. Die Fortsetzung der Vinschgauer Scherzone nach Osten wird in dem Kretazisch hochdruck-metamorphen Basementblock des Texel Komplexes im SE des ÖSK vermutet (Schmid und Haas 1989, Sölva et al. 2005).

Der Texel Komplex wird durch eine NW fallende Abschiebung, die Schneeberg Normal Fault zone, von dem vorwiegend prä-kretazisch metamorph geprägten ÖSK tektonisch getrennt (Sölva et al. 2005).

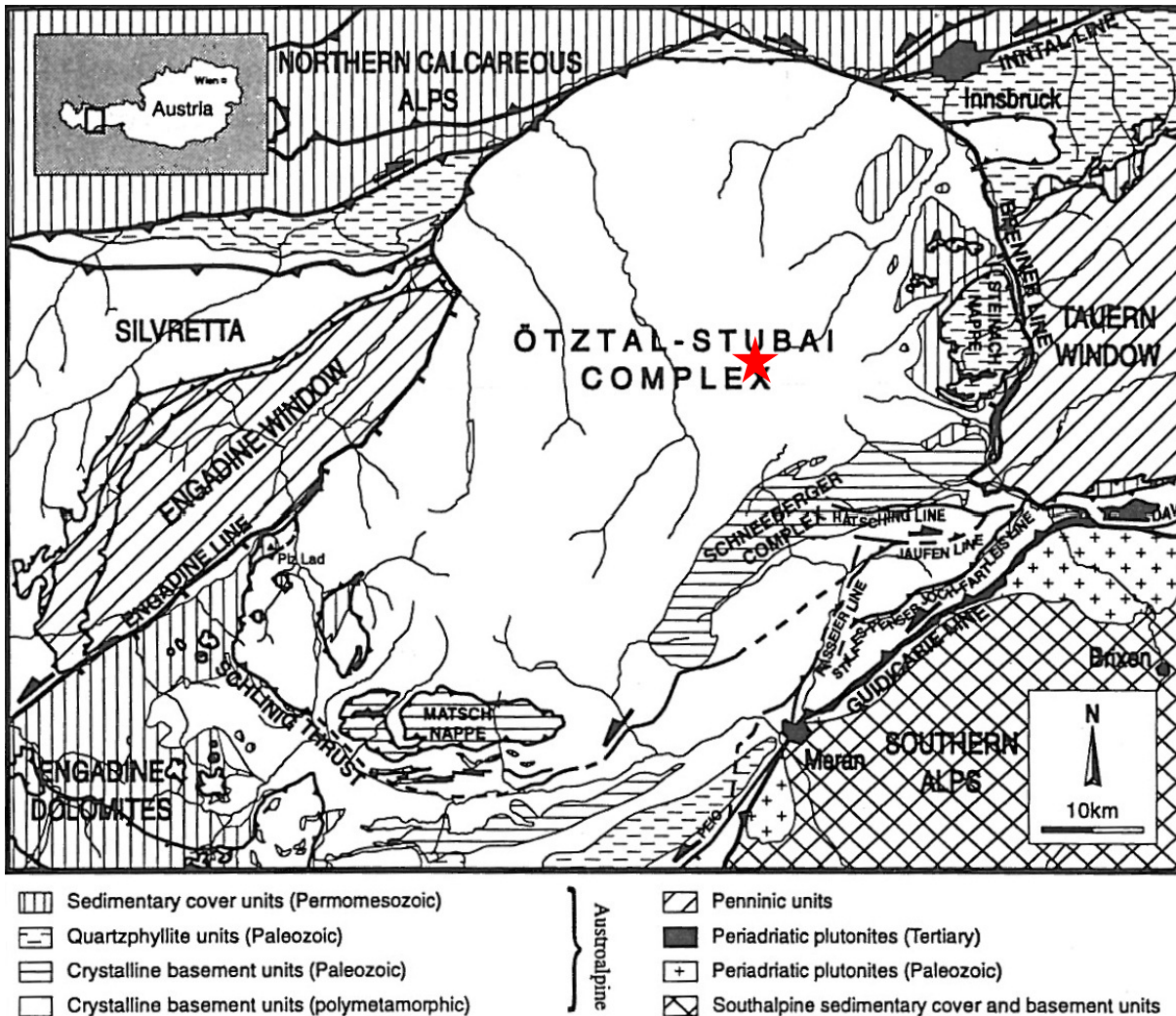


Abb. 2.2 Geologische und tektonische Übersichtskarte des ÖSK und dessen Umrahmung, aus Elias (1998) verändert nach Thöni (1981). Der rote Stern markiert das Arbeitsgebiet.

2.2.2. Kurzer Abriss der Erforschungsgeschichte

Die Untersuchungen der tektonometamorphen Entwicklung im polymetamorphen ÖSK reichen bis Anfang des vorigen Jahrhunderts zurück (Ohnesorge 1905, Sander 1914, 1921, 1929, Schmidegg 1933). Diese umfassten vorwiegend Geländeaufnahmen und petrographische Bearbeitungen, deren Ergebnisse in mehreren Blättern der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 der Geologischen Bundesanstalt zusammengefasst sind (Hammer mit Beiträgen v. Ampferer 1922; Hammer et al. 1929, Hammer 1923, Schmidegg und Hammer 1932). Diese dienen noch heute als Grundlage für weitere Detailbearbeitungen (Abb. 2.3).

Ab Mitte des 20. Jahrhunderts erfolgten erste strukturgeologische (Schmidt 1965), geochronologische (Schmidt et al. 1967, Harre et al. 1968) und petrologische Bearbeitungen des ÖSK (Purtscheller 1967, 1969). Eine Zusammenfassung der frühen Untersuchungen der tektonometamorphen Entwicklung des ÖSK findet sich in Flügel und Faupl (1987). Neuere Detailbearbeitungen konzentrieren sich auf die magmatische Entwicklung und die Migmatitbildung (z.B. Thöni & Miller 2004, Miller & Thöni 1995; Bernhard et al. 1996, Hoinkes et al. 1997, Klötzli-Chowanetz 2001), sowie die Kretazische Metamorphose und Deformation im SE des ÖSK (Hoinkes et al. 1991, Sölva et al. 2005, Habler et al. 2006). Wenige Arbeiten behandeln die prä-Kretazische tektonometamorphe Entwicklung der Metasedimente im ÖSK (Tropper und Recheis 2003, Tropper und Hoinkes 1996), die ebenso einen Punkt der vorliegenden Arbeit bildet.

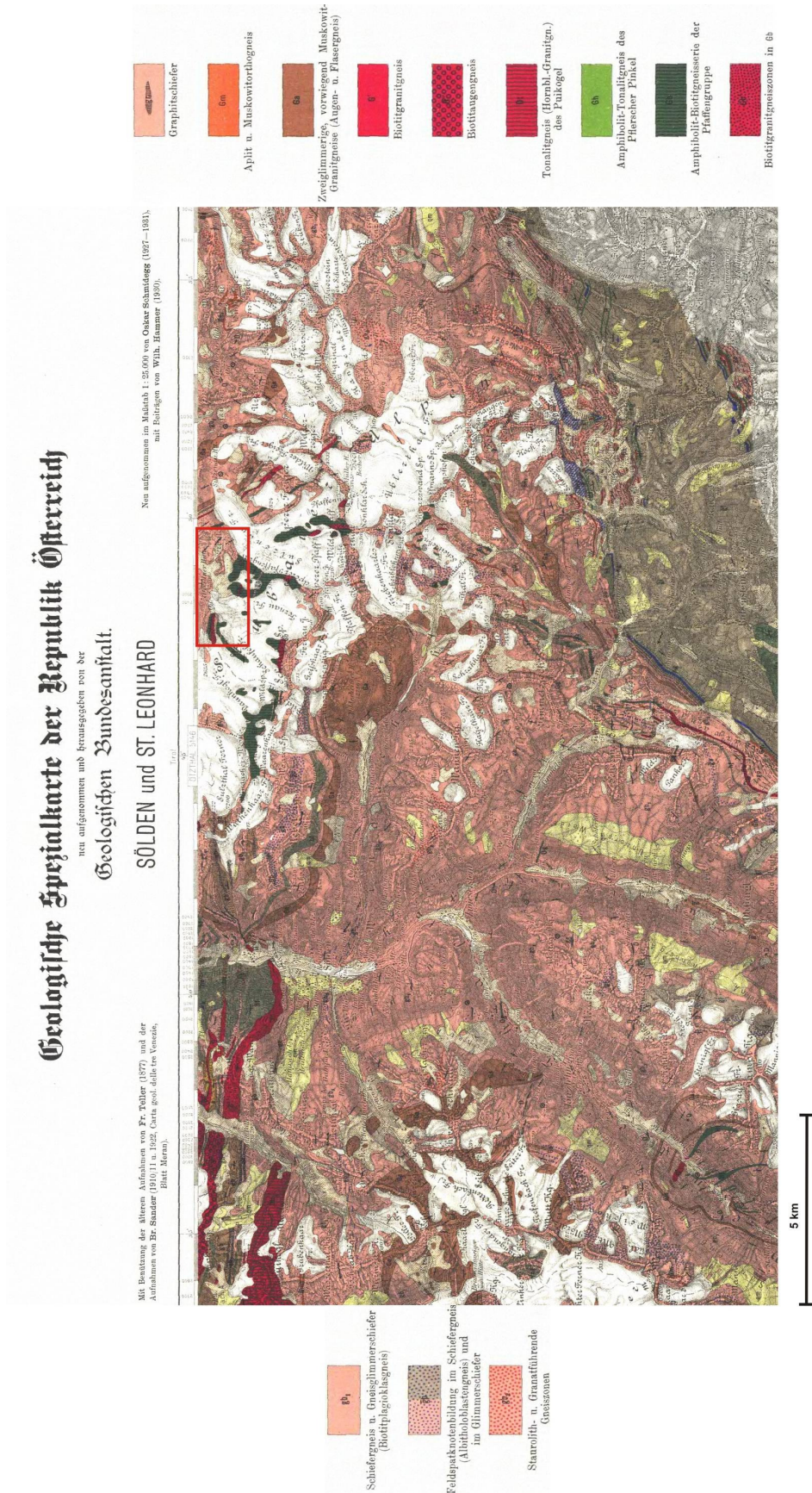


Abb. 2.3: Ausschnitt der geologischen Kartengrundlage nach Schmidegg und Hammer (1932), Blatt 5246 (Sölden und St. Leonhard). Das rote Rechteck markiert das Arbeitsgebiet und beinhaltet den rot ausgewiesenen Bt-Granitgneis, die rosa ausgewiesenen Paragneis und den dunkelgrünen Bereich von Amphiboliten der Pfaffengrat-Gruppe.

2.2.3. Metamorphoseprägung des ÖSK

Lithologisch wird das ÖSK im wesentlichen von Paragneisen und Glimmerschiefern aufgebaut wobei ebenso Einschaltungen von Metakarbonaten, (Granat-) Amphiboliten, Eklogiten und sauren bis intermediären Orthogneisen lagenweise bzw. linsenförmig auftreten. Weiters lassen sich der Schneebergerzug und die dem ÖSK auflagernden permomesozoischen Sedimente (z.B. Brennemeseozoikum) lithologisch abtrennen.

Anhand von Literaturdaten, lässt sich die metamorphe Entwicklung des ÖSK in drei zeitlich getrennte Ereignisse gliedern (Miller und Thöni 1995, Hoinkes et al. 1997, Klötzli-Chowanetz et al. 1997, Thöni 1999):

Kaledonisches Metamorphoseereignis: ~ 530 – 420 Ma

Beim Kaledonischen Metamorphoseereignis handelt es sich um einen hochgradigen Event der sich in der Bildung von Migmatiten und in der Intrusion von Graniten äussert (Borsi et al. 1980, Thöni und Miller 2004, Hoinkes et al. 1997). PT-Bedingungen von 660 - 685 °C bei ≥ 4 kbar wurden dabei festgestellt (Chowanetz 1991, Schweigl 1995)

Variszisches Metamorphoseereignis: ~ 360 – 310 Ma

Es handelt sich beim Variszischen Metamorphoseereignis um die dominierende Überprägung des ÖSK. Das Ereignis beginnt mit der Bildung von Eklogiten im zentralen Amphibolitzug des ÖSK (360 – 340 Ma aus Miller und Thöni 1995) mit PT-Bedingungen von ~ 27 kbar und 730 °C (Miller und Thöni 1995, Konzett 2005). Eine darauffolgende amphibolitfazielle Überprägung (Abb. 2.5) äussert sich anhand der Indexminerale Ky, Sil, And und +/- St in den Metapeliten (Mineralisograden nach Purtscheller 1969).

Die Metamorphosealter (343 – 331 Ma) wurden grossteils mittels K/K, K/Ar und Rb/Sr an Glimmern gemessen (Thöni 1993, Thöni 1999 cum lit., Hoinkes et al. 1997). Die Metamorphosebedingungen der amphibolitfaziellen Überprägung betrugen 650 °C und ~ 7 kbar (Hoinkes und Thöni 1993, Hoinkes et al. 1997)

Eo-Alpines Metamorphoseereignis: ~ 100 – 65 Ma

Der Grad der Eo-alpinen Überprägung steigt von NW nach SE an. Die Eoalpine Überprägung erfasste den NW-Teil unter Metamorphosebedingungen im Bereich der Prehnit-Pumpellyit-Fazies. Im SE-Teil und insbesondere im Bereich des Schneebergerzuges erreichte diese Überprägung amphibolitfazielle Bedingungen (Purtscheller et al. 1987 & Thöni und Hoinkes 1987 in Geodynamics of the Eastern Alps, cum lit., Sölva et al. 2005) von ~ 550 - 600 °C und 12 - 14 kbar (Habler et al. 2006, Hoinkes et al. 1991, Tropper & Recheis 2003).

Variszische Glimmerabkühlalter im NW des ÖSK, alpine Bt-Abkühlalter im westlichen Bereich (Thöni 1986, Thöni 1980) und eine alpine Cld-in-Linie (Purtscheller 1969) zeigen den Gradienten der steigenden eoalpinen Überprägung von NW nach SE bis hin zu einer Kretazischen, eklogitfaziellen Überprägung südlich des Schneebergerzuges, im Texel Komplex (Abb. 2.4) Dort erreicht das Eo-Alpine Ereignis seinen Höhepunkt (Hoinkes et al. 1991, Exner et al. 2001, Habler et al. 2006).

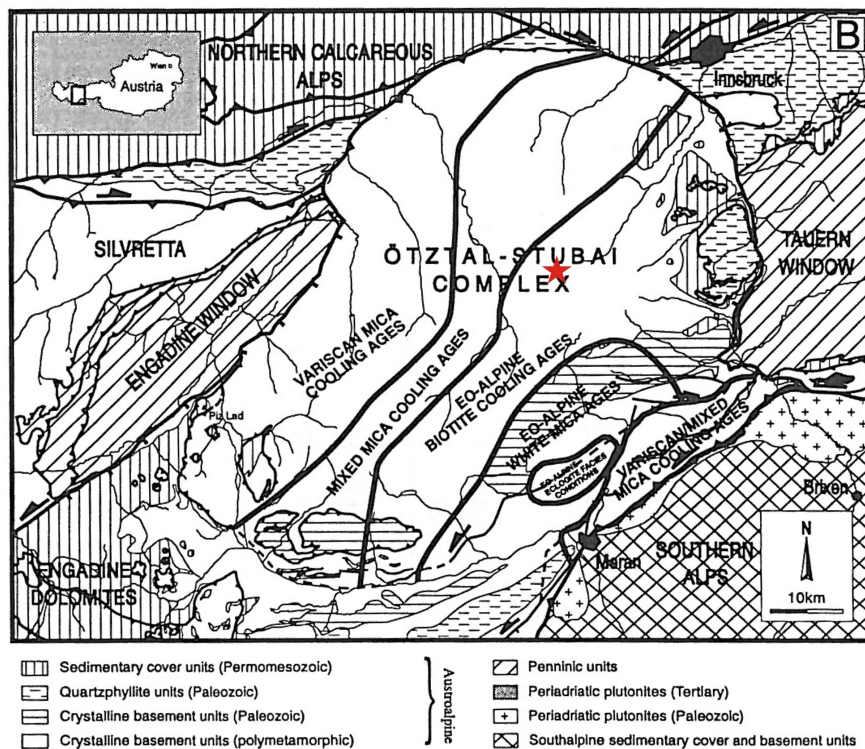
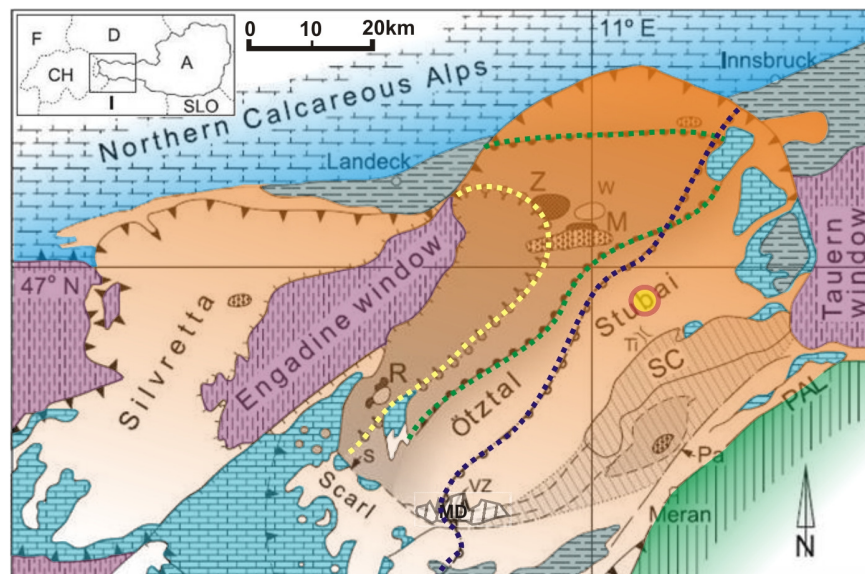


Abb. 2.4.: Übersicht der Glimmeralter im ÖSK. Hier wird der von NW nach SE sinkende Grad Eoalpiner Überprägung sichtbar. Während im Westen noch Variszische Glimmer-Alter gemessen wurden, sind es im SE vorwiegend Eoalpine Alter. Karte aus Thöni (1981)



S = Schlinig fault, Pa = Passeier fault, SC = Schneeberg complex, Ti = Timmelsjoch, PAL = Periadriatic Linament, VZ = Vinschgau shear zone, MD = Matscher Decke

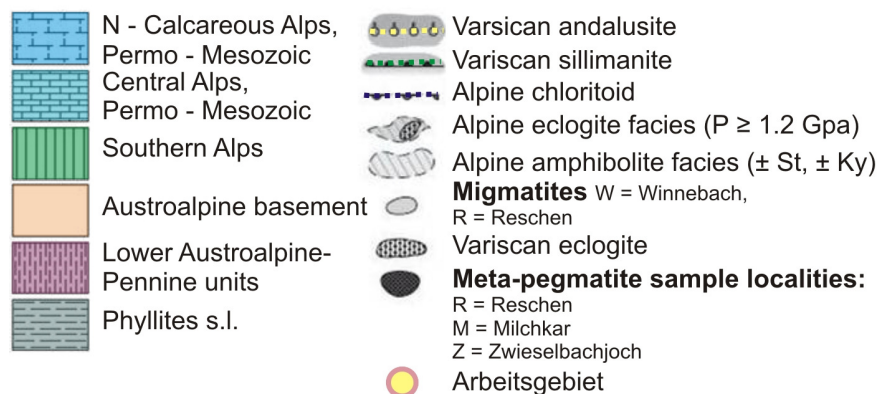


Abb. 2.5.: Überblick der Metamorphoseprägung im ÖSK: die schwarze und rote strichlierte Linie bezeichnet die Variszischen Mineralisograden (And-in-, Sil-in-, Ky-in-Linie), die blaue punktierte Linie die Eoalpine Cld-in Linie (nach Purtscheller, 1969). Karte verändert nach Thöni (1981)

2.2.4. Bisherige wissenschaftliche Arbeiten aus dem Arbeitsgebiet

Bisher sind zwei wissenschaftliche Arbeiten, die sich mit Untersuchungen direkt am Arbeitsgebiet auseinandersetzen, bekannt.

Zum einen hat Johannes Gerardi 1975 eine Diplomarbeit mit flächendeckender Kartierung im Bereich der Dresdner Hütte durchgeführt, zum anderen hat Andreas Schindlmayr in seiner Dissertation 1999, mit dem Schwerpunkt auf Granitoide, punktuell Proben aus dem Gebiet in seiner Arbeit angeführt. Dabei handelt es sich um Proben aus dem Amphibolit-Schollengesteinen (siehe Kapitel 4.1.1), welche er als Produkte eines „Magmaminglings“ interpretiert. Den metamorph, magmatischen Komplex bezeichnet Schindlmayr als „Pfaffengratpluton“.

2.3. Fragestellungen

Das Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK) stellt eine tektonische Einheit dar, die von mehreren Metamorphoseereignissen und Deformationsphasen geprägt wurde. Die Deformationsphasen sind allerdings regional nicht gleichmäßig verteilt. Die W und NW Grenze des ÖSK ist vor allem zur variszischen, während die SE Grenze zur alpidischen Zeit dominant geprägt. Diese „Außenbereiche“ sowie der zentrale Amphibolitzug mit seinen Eklogiten zogen in erster Linie das Forschungsinteresse auf sich. Über diese Bereiche gibt es bereits eine Fülle von vor allem strukturellen und geochronologischen Untersuchungen. Die „inneren“ Bereiche des ÖSK sind nicht in diesem Ausmaß untersucht. In diesen Bereichen ist der Übergang von der variszischen zur alpidischen tektonometamophen Entwicklung zu studieren, da erwartet wird, dass variszische wie alpidische Elemente in einer Gesteinsprobe nebeneinander auftreten. Ziel dieser Arbeit ist die paragenetische Entwicklung und deren Bezug zur Deformation in einem solchen Bereich vor allem in petrologischer Hinsicht zu studieren. Der kaum untersuchte Bereich rund um die Dresdner Hütte hat sich schon seit den ersten Begehung als interessant erwiesen, da, wie am Anfang des Kapitels 3 kurz beschrieben wird, zwei wesentliche Elemente in tektonischer Stellung zu einander in einem relativ beschränkten Raum aufgeschlossen sind.

2.4. Methoden

2.4.1. Färben der Dünnschliffe

Diese Methode wurde angewandt, um herauszufinden, ob in den behandelten Gneisglimmerschiefern ein Anteil an Kfs enthalten ist.

Benötigt werden unabgedeckte Gesteinsdünnschliffe, welche nach einer Reinigung mit Aceton (Oberfläche muss fettfrei sein) ca. 20 – 30 Sek. über einen Teflonbecher mit konzentrierter (40%) Flußsäure in deren Dampf ätzt. Danach wird der geätzte Schliff 30 – 60 Sek. in eine gesättigte Lösung aus Natrium-Hexanitrokobaltat (III) und destilliertem Wasser getaucht und somit gefärbt. Wenn der gefärbte Schliff mit destilliertem Wasser gesäubert und getrocknet wurde, kann dieser abgedeckt werden. Dadurch werden vor allem die Kfs wie auch andere Mineralphasen mit einem hohen Kaliumgehalt gelb gefärbt.

2.4.2. Röntgenfluoreszenzanalysen (XRF)

Zur Bestimmung der Gesamtgesteinschemie wurden die zu untersuchenden Proben im Backenbrecher zerkleinert und danach in einer Scheibenschwingmühle mit Achateinsatz gepulvert. Daraufgehend wurde das Probenpulver bei 110 °C 10 Stunden lang getrocknet und anschließend der Glühverlust („LOI“: loss of ignition) bei 950 °C (3h) bestimmt. Das geglühte Probenpulver wurde dann mit Dilitiumtetraborat ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, Fa. Merck, Spectromelt A100) im Verhältnis 1:5 vermischt und daraus Schmelzpillen mit Hilfe eines Philips Perl'X3 Schmelzaufschlusssystem zur Analyse der Hauptelemente hergestellt.

Zur Bestimmung der Spurenelemente wurde das Probenpulver mit Polyvinylalkohol (Mowiol, Fa. Merck) als Bindemittel, zu Pulverpresslingen verarbeitet.

Die gesamte Röntgenfluoreszenzanalytik wurde an einem Philips PW2400 RF-Spektrometer (Rh-Röhre, 3 kW) und der zugehörigen Panalytical superQ-Software durchgeführt.

2.4.3. Mikrosondenanalyse (EMS)

Zur Feststellung der Mineralchemie wurden Sondenschliffe (~ 60 µm Dicke) hergestellt, welche zur Gewährleistung einer leitenden Oberfläche mit Kohlenstoff bedampft wurden. Die Messungen wurden mit einer Cameca SX 100 durchgeführt, die vier wellenlängendispersive (quantitative Messung) und ein energiedispersives (qualitative Messung) Spektrometer enthält. Die Mikrosonde eignet sich für die Analyse von Haupt- und Nebenelementen, wobei die Nachweisgrenze bei rund 100 ppm liegt. Die Messparameter beliefen sich auf 15 kV Anregungspotential, 20 nA Strahlstrom und einer Beambreite von 1 µm, allerdings wurde bei Na-hältigen Mineralphasen wie z.B. Pl der Strahl auf 5 µm erweitert und die Messzeit pro Peakposition von 20 Sek. auf 10 Sek. erniedrigt. Abschließend erfolgte noch eine ZAF-Korrektur (PAP) nach Pouchou und Pichoir (1984) .

2.4.4. EMS - Datenauswertung

Zur Bearbeitung der Messdaten aus der Mikrosonde (Formelberechnung) wurde das Programm „Minsort“ (Petrakakis, K. & Dietrich, H. 1985) verwendet. Folgende Abbildung zeigt den übersichtlichen Output des Programms:

3. Tektonische Gliederung und Strukturprägung des Arbeitsgebietes

Im Bereich der Dresdner Hütte liegt eine von WNW - ESE nach NW-SE bogenförmig streichende Mylonitzone vor, welche die nördlich davon liegenden Paragneise und Glimmerschiefer von einem südlicheren, höhergradig metamorph überprägten, magmatischen Komplex trennt.

Im unmittelbaren Bereich der Mylonitzone stehen dieseits steilstehende, großräumig verfaltete Paragneise mit flachliegenden Faltenachsen bzw. Intersektionslinearen (Abb. 3.1) und jenseits teils verformte, teils unverformte Ganggesteine und Granitoide mit spektakulären dunklen Schollen an.

In der Abb. 3.1 sind übersichtsmäßig diese markanten zwei Gesteinsassoziationen des ÖSK gemeinsam mit ihren wesentlichen strukturellen Elementen dargestellt.

Vereinzelt ist in den Bereichen der Mylonitzone ein dextraler Schersinn erkennbar. Der Schersinn wird bei der Beschreibung der jeweiligen Lithologie erläutert. Wie weit die beobachteten Sturkurelemente eine regionale Geltung aufweisen, kann allerdings durch die vorliegende Arbeit, welche vor allem petrologisch orientiert ist, nicht dokumentiert werden. Es bedarf einer strukturellen Analyse über die Grenzen des Arbeitgebietes hinaus.

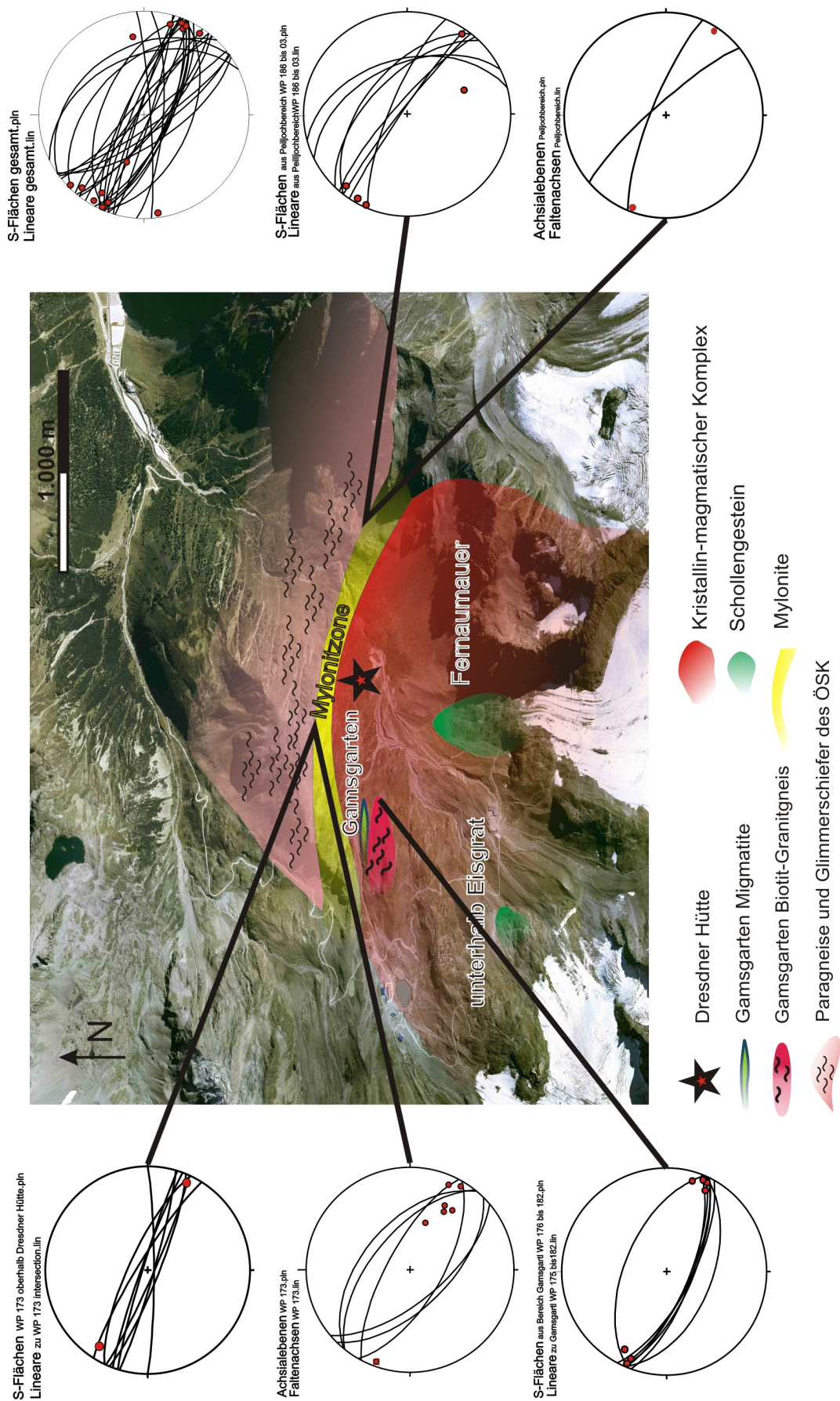


Abb. 3.1.: Übersicht der tektonischen Einheiten, ihre einheitliche, großräumige Strukturprägung und bearbeiteten Aufschluss-bereiche im Arbeitsgebiet

4. Lithologische Beschreibung

Es folgt nun ein Überblick der im Arbeitsgebiet auftretenden Lithologien sowie deren petrographische Beschreibung anhand von Feldbeobachtungen und Dünnschliffuntersuchungen.

4.1. Metamorph-magmatischer Komplex

Der Komplex besteht aus Amphibolitschollen, granitoidem Material, vereinzelt durchschlagenden Amphibolit- und Aplitgängen sowie einem Orthogneiskörper, welche die wesentlichen Bestandteile des magmatisch-metamorphen Komplexes, bilden.

4.1.1. Schollengesteine

Die in dieser Arbeit als „Schollen“ bezeichnete Gesteinsart ist in der geologischen Karte von Schmiedegg und Hammer (Abb. 2.3) als „Amphibolit-Biotitgneissserie der Pfaffengruppe“ ausgewiesen.

Die bearbeiteten Aufschlüsse begrenzen sich auf die in Abb. 3.1 dunkelgrün gekennzeichneten Gebiete Fernauwand und Eisgrat, lassen sich allerdings noch weiter in Richtung S und SW verfolgen. Eine exakte Grenze zu den Nebengesteinen ist auf Grund der Geländeverhältnisse (unzugängliche Bereiche, aufgeschobene Schipisten) nicht zu ziehen.

Die Aufschlüsse der Schollen sind stark zerklüftet und zeigen keine konsistenten duktilen strukturellen Merkmale wie Lineare, Foliationsflächen oder Faltenachsen. Die Gletscherstriemungen von dem ehemals darüberliegenden Fernauwand, der sich noch in den 30er Jahren fast bis zur Dresdner Hütte hin zog, sind an den meisten Oberflächen erkennbar. Bezeichnend für das hier beschriebene Gestein sind Amphibolitschollen, welche in ein leukokrates, metagranitoides, Bt-führendes Gestein eingebettet sind. Um Verwechslungen mit dem als Bt-Granitgneis in Abb. 3.1 eingetragenen Gesteinskörper auszuschließen, wird im Folgenden das die Schollen einschliessende Material als „granitoides Material“ bezeichnet.

Das Auftreten der Amphibolitschollen sowie des granitoiden Materials ist sehr heterogen und mengenmäßig variabel. Die einzelnen Gesteinstypen variieren darüber hinaus in Mächtigkeit, Deformation, Korngröße und Kontaktbeziehungen zueinander, ebenso im modalen Mineralbestand.



Abb. 4.1-a

Typisches Auftreten von Amphibolitschollen variabler Größe in granitoidem Material, 15m SE oberhalb WP 183.



b

Metergroße Amphibolitscholle bei WP 183, Aufschluss Fernaumauer (im Bild Prof. Petrakakis)

Einen Überblick über die Heterogenität der Schollen bietet Abb. 4.2. Der Größenbereich der Schollen reicht von wenigen cm bis zu einigen Metern, die fein- bis mittelkörnig ausgebildet sind. Manche zeigen noch gut erhaltene duktile Deformation und lassen eine Foliation durch eingeregelter Am-Leisten erkennen. Bei einem höherem Fsp-Gehalt haben diese Schollen ein gneisigeres Aussehen und sind farblich dunkel-grau-grün (Abb. 4.2.c).

Der unmittelbare Kontakt zwischen Amphibolitschollen und granitoidem Material wird häufig durch Anreicherung von dunklen Mineralen vor allem Bt gekennzeichnet (Abb. 4.2.d).

Eine Variation von spröde-gebrochenen, feinkörnigen und undeformierten Schollen ist in Abb. 4.2.a zu sehen.

Die Schollen, welche einen grobkörnigen Übergang zum granitoiden Material aufweisen führen Anzeichen von Assimilation bzw. Resorption durch das granitoide Material. Ein grobkörniger Saum von Bt und Amph zeichnet die Schollen nach und verteilt sich diffus im umgebenden, granitoiden Material. Diese Schollen sind fein- bis mittelkörnig, variieren in ihrer Deformationsintensität und sind von dunkelgrüner Farbe (Abb. 4.2.b).

Ebenso ist in Abbildung Abb. 4.2.b ein Schollenstück (oberhalb Bildmitte) erkennbar, das fast völlig assimiliert wurde. Nur noch der Bt-reiche Reaktionssaum lässt das Aussehen der ursprünglichen Scholle erahnen.

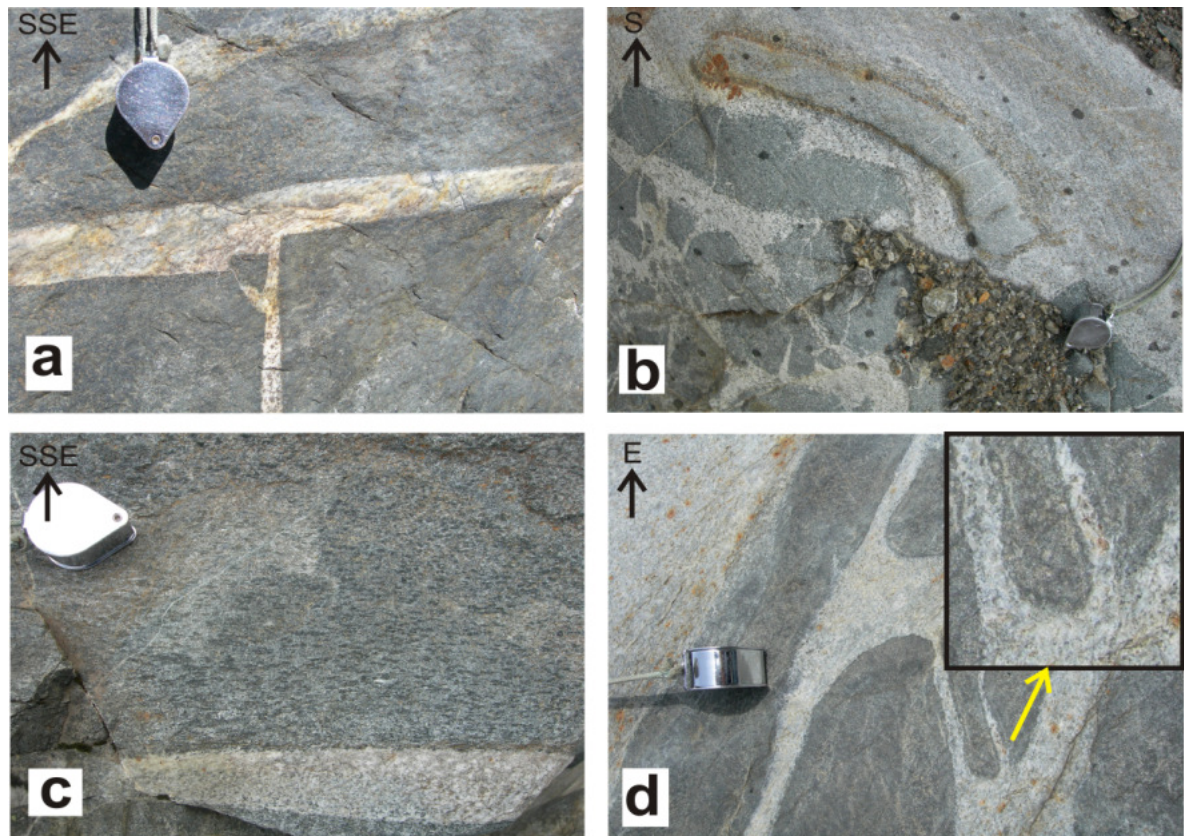


Abb. 4.2.: Heterogenität der Schollen: Aufschluss Fernaumaier

a.) Dieses Bild zeigt spröde-gebrochene Schollen, welche keine bzw. kaum Zeichen von Umwandlung an den Schollenrändern zeigen

b.) Die Scholle oberhalb Bildmitte lässt Zeichen von Resorption bzw. Assimilation anhand Bt und Am erkennen, die in das granitoide Material migrieren. Die Kornvergrößerung an den Schollenrändern weist auf eine spätere Rekristallisation hin.

c.) Hier ist eine deformierte Scholle abgebildet. Sie erscheint gneisig und ihre rekristallisierten, eingeregeltten Am bilden mit elongierten Pl eine Foliation.

d.) In dieser Abbildung ist das duktile Verhalten der Schollen erkennbar. Eine Anreicherung von Am und Bt bildet einen dunklen Saum um die Schollen.

Dünnschliffbeobachtungen Amphibolitschollen:

Die Amphibolitschollen mit ihrer Paragenese von

$\text{Hbl} + \text{Pl} \pm \text{Bt} \pm \text{Ep1} + (\text{Ep2} + \text{Hgl}) + \text{Ttn} + \text{Erze}$

unterscheiden sich in ihrer Deformation und Mineralbestand auch im Dünnschliff. Sie variieren in ihrem Gehalt an Pl und Bt und somit auch im Am-Gehalt. Die Am sind unter dem Mikroskop als Hbl identifizierbar. Ebenso ist einerseits die Umwandlung von Pl in Phasen der Epidotgruppe (meist Zo aber auch Ep und Czo), andererseits seine Kornvergrößerung durch Rekristallisation, unterschiedlich weit fortgeschritten. Es werden zwei Proben als Referenz herangezogen und beschrieben.

Amphibolitscholle Stb07/14:

Es sind keine Anzeichen einer Einregelung von Mineralphasen erkennbar. Die Probe ist mittelkörnig und durch das orientierungslose Wachstum von Hbl, Bt, und Ep1 charakterisiert. Retrograd gebildete Minerale wie Hgl, Ep2, (eventuell Bt) sind statisch gewachsen.

Die Amphibole sind orientierungslos gewachsen und von idiomorpher (schöne sechseckige Kopfschnitte), hypidiomorpher und xenomorpher Ausbildung. Die Auslöschungsschiefe Richtung nz beträgt 15 - 20° und mit einem Pleochroismus von nx: hell gelblich grün und nz: dunkelgrün lassen sie sich somit optisch unter die Hbl einreihen. Stellenweise, und insbesondere randlich, sind sie rekristallisiert und von blasser Eigenfarbe. Häufig sind die Am mit Bt und Ep1 verwachsen.

Die Plagioklase sind xenomorph ausgebildet, fast gänzlich im Kembereich zu Zo-Mikrolithen umgewandelt und z.T. von Saussuritisierung (Hgl-Bildung und Epidotisierung) erfasst. Noch gut erhaltene Kristalle löschen auf Grund chemischer Zonierung konzentrisch aus. Nur selten ist noch polysynthetische Verwilligung erkennbar.

Biotite lassen drei textuelle Typen erkennen: 1) Einschlüsse 2) Verwachsungen 3) Neoporphroblasten. Letztere wachsen meist richtungslos als Umwandlung von Am, zeigen aber auch Verwachsungen mit diesem. Es handelt sich zumindest um 2 Generationen von Bt, wobei die Erste als Einschlüsse mit den älteren Am-Kernen in Zusammenhang gebracht werden kann.

Ep-Minerale lassen zwei Typen erkennen: 1.) Verwachsen mit Hbl + Bt (höhere IF, gerundete Kornaggregate in Verbindung mit Bt und Am, keine Vorzugsorientierung) 2.) Als rosettenförmig, statisch gewachsene, feinkörnige Czo-Aggregate. Diese wachsen als zum Teil mikrokristalliner Ersatz in Pl (gefüllte Pl) und erscheinen bei einfach polarisiertem Licht fast opak. Ep kristallisiert aber auch orientierungslos, strahlig, stengelig in größerer Ausbildung dort, wo Pl schon komplett ersetzt wurde.

Titanite treten meist als gerundete Kornaggregate in Verbindung mit Am und Bt auf.

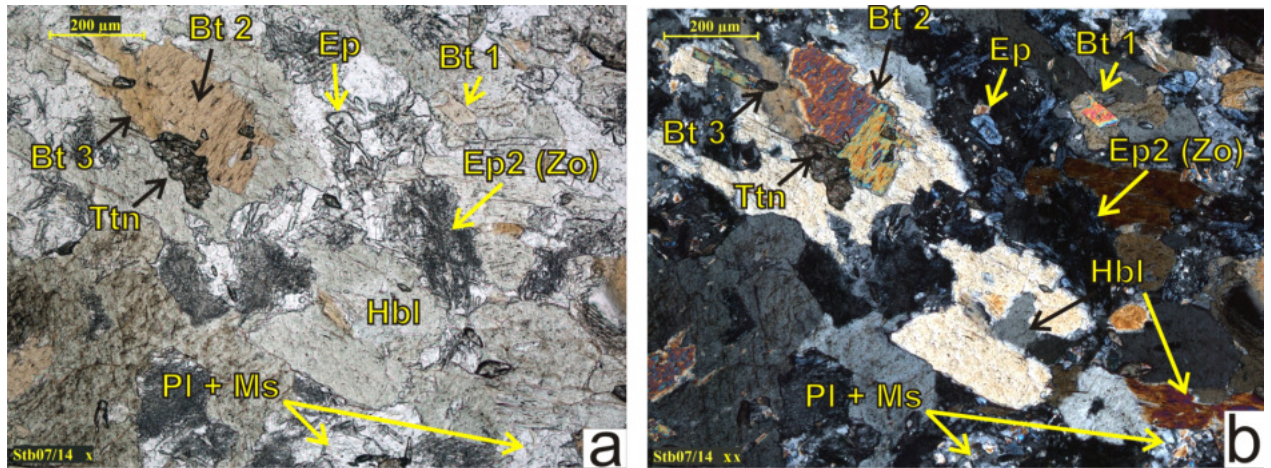


Abb. 4.3.: Probe Stb 07/14, a.) mit einfach polarisiertem Licht („x“ links unten nach der Probennummer stehend) und b.) mit gekreuzten Polarisatoren („xx“).

Amphibolitscholle Stb07/34:

Im Vergleich zu Probe Stb07/14 ist diese Schollenprobe feinkörniger und zeigt eine schwach entwickelte Foliation durch eingeregelter Amphibolleisten und elongierte Pl-Körner. In Bezug auf den Mineralbestand enthält die Probe Stb07/34 einen geringeren Anteil an Ep, sekundärem Bt sowie Saussuritisierung der Pl.

Die eingeregelter Am-Leisten von hypidiomorpher Ausbildung lassen sich auch hier optisch den Hbl zuweisen (Auslöschungsschiefe und Pleochroismus wie in Stb07/14). Sie zeigen einen leichten Zonarbau und führen keine Einschlüsse von Bt.

Neben den angeordneten Hbl-Kristallen treten gelegentlich quer zur Foliation grobkörnigere Hbl-Kristalle auf, welche bemerkenswerterweise häufig resorbiert sind. Mikrostrukturell gesehen repräsentieren sie höchstwahrscheinlich Altblasten.

Die Pl sind meist elongiert, parallel zur Foliation, zonar gebaut und zum Teil polysynthetisch verzwillingt. Ein verhältnismäßig geringer Anteil ist gefüllt von Zo bzw. von Saussuritisierung erfasst.

Die Bt sind nicht eingeregelt und xenoblastisch gewachsen. Im Gegensatz zu STB07/14 sind sie kaum mit Hbl verwachsen bzw. in dieser als Einschluss zu finden. Ttn tritt in selber Form auf wie in der Probe Stb07/14.

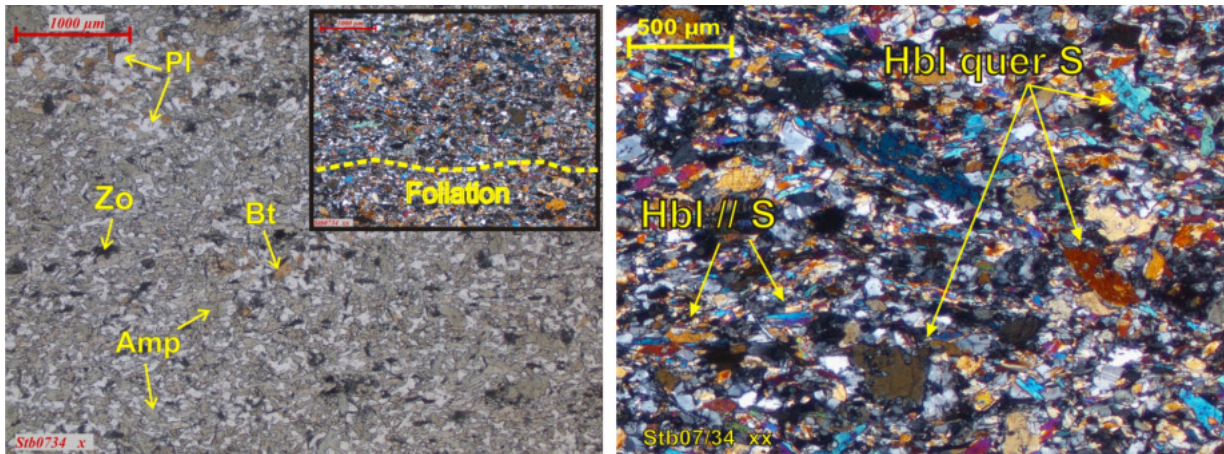


Abb. 4.4.: Probe Stb07/34 welche im Vergleich zu Stb07/14 oberhalb, feinkörniger ausgebildet ist und eine schwach entwickelte Foliation zeigt, zu welcher quer resorbierte Hbl-Altblasten stehen.

Vergleicht man die angeführten Amphibolitschollen so erscheint es, dass die Schollenprobe Stb07/34 nicht in dem Ausmaß von Rekristallisation erfasst worden ist wie die Schollenprobe Stb07/14. Dies ist aufgrund einer noch erhaltenen Foliation in Stb07/34, aus feinkörnig-orientierten Hbl-Leisten, den quer zu dieser Foliation stehenden Hbl-Altblasten interpretierbar.

Unterstützend zu dieser Annahme weist diese Probe eine geringere Bildung von sekundären Bt und Ep auf und scheint daher „reliktischer“ zu sein.

4.1.2. Das granitoide Material

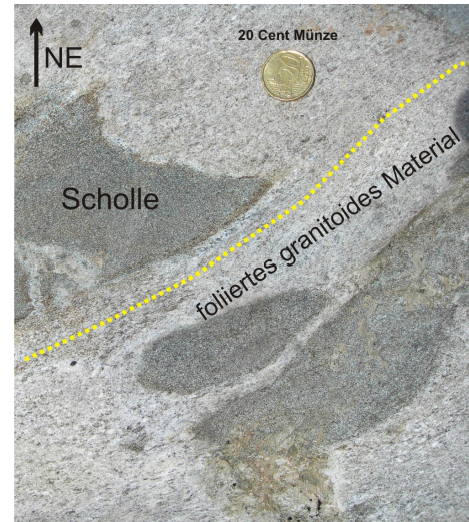
Auch das leukokrate granitoide Material zwischen den Schollen variiert in sich und zeigt Unterschiede in Deformationsgrad und Mineralbestand (dunklere und hellere Typen aufgrund des Bt- und Ep-Gehaltes).

Zum Teil tritt dieses Gestein stockwerkartig (Größenbereich von mehreren Metern), undeformiert hervor, durchschlägt aber grossteils ader- und netzwerkförmig den Amphibolit.

Neben einem Mineralbestand von Qtz + Kfs + Pl treten in unterschiedlichen Anteilen Bt (Foliationsträger in deformierten Bereichen) sowie mitunter Reste von Grt im Bereich des unteren Eisgrates, wo dieses Gestein zunehmend granodioritisches Aussehen annimmt, auf.



Abb. 4.5 a : undeformiertes, granitoides Material aus der unteren „Fernaumauer“ (WP 183). Diese Probe stammt aus einem Bereich der im Umkreis von ca. 2 m keine Amphibolitschollen aufweist.



b. deformiertes granitoides Material zwischen resorbierten, duktil verformten Amphibolitschollen aus dem mittleren Bereich des Aufschlusses „Fernaumauer“

Dünnschliffbeobachtungen im granitoiden Material

Das Gestein zeigt einen Mineralbestand von:

$Qz + Kfs + Pl + Bt + (Hgl + Ep) + Ap \pm \{Grt\}$ mit variablem Anteil von Bt.

In den nachfolgend beschriebenen Dünnschliffen wird in Probe Stb06/01 deformiertes leukokrates Material mit einem Schollenstück und in Probe Stb07/16 ein Ausschnitt aus undeformiertem stockwerkartig herausragendem granitoidem Material gezeigt.

Granitoides Material Stb06/01

Hier ist eine Foliation innerhalb der eingeschlossenen Amphibolitscholle anhand von orientierten Am-Leisten sichtbar. Bemerkenswert ist aber auch die orientierte Anordnung elongierter Qtz-körner im granitischen Material rund um dieses Schollenbruchstück (Abb. 4.6).

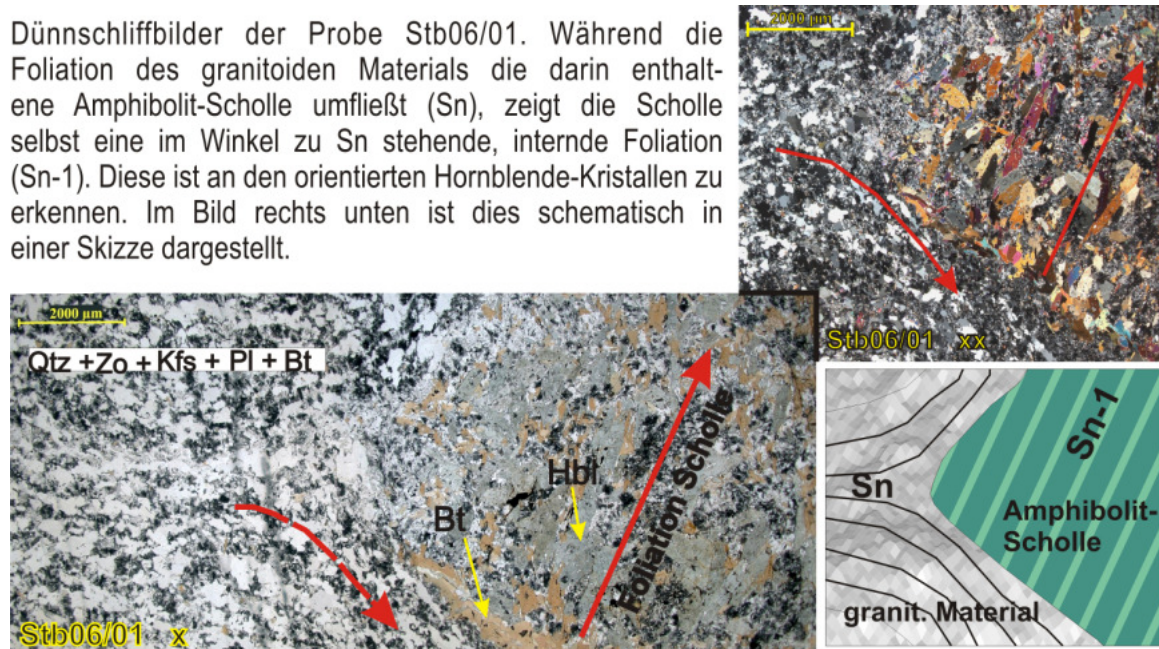
Der Bt-Gehalt liegt im Bereich der Nebengemengteile, die Fsp sind aufgrund fortgeschrittener Saussuritisierung und Füllung durch Zo unter dem Mikroskop nicht mehr erkennbar bzw. zu unterscheiden (dunkle Haufwerke im leukokraten Matrixbereich).

Entlang der Grenze zwischen Amphibolit und granitoidem Material wurde ein Reaktionssaum von Bt gebildet. Zu bemerken ist die Diskordanz zwischen der Qtz-Einregelung im granitischen Material und der in der Amphibolitscholle sich

abzeichnende „interne“ Foliation. Die Scholle war somit vor der Intrusion und Deformation des granitoiden Materials vorhanden.

Abb. 4.6

Dünnschliffbilder der Probe Stb06/01. Während die Foliation des granitoiden Materials die darin enthaltene Amphibolit-Scholle umfließt (Sn), zeigt die Scholle selbst eine im Winkel zu Sn stehende, interne Foliation (Sn-1). Diese ist an den orientierten Hornblende-Kristallen zu erkennen. Im Bild rechts unten ist dies schematisch in einer Skizze dargestellt.



Granitoides Material Stb07/16

Diese Probe ist undeformiert. Keine der Mineralphasen zeigt eine Vorzugsorientierung.

Qtz ist hier zum Grossteil statisch rekristallisiert (120° Triplepunkte), stellenweise sind aber Bereiche mit „grain-boundary migration“ erkennbar. Die Fsp sind gut unterscheidbar, denn während der Großteil der xenomorphen, meist zonar gebauten, noch erkennbar polysynthetisch verzwilligten Pl mit Zo gefüllt und von Saussuritisierung betroffen sind, treten die Kfs zumeist als Perthite und Mikrokline in Erscheinung.

Die Fsp besitzen extrem lobate Korngrenzen, an denen sich oft Ser-führende mikrokristalline Aggregate bilden bzw. diffuse Übergänge zu zwickelfüllenden Körnern bestehen.

Bt ist orientierungslos, xenomorph, nur als Nebengemengteil vorhanden, zeigt eine auffällige Sagenitgitterung (Entmischung von Rutil-Nadeln bei Abkühlung) und ist noch zusätzlich von Ttn-Körnern umsäumt. Diese Merkmale sprechen für eine Ausscheidung von Ti aus einem höher-gradigen Bt während einer Rekristallisationsphase bei niedrigerer Temperatur.

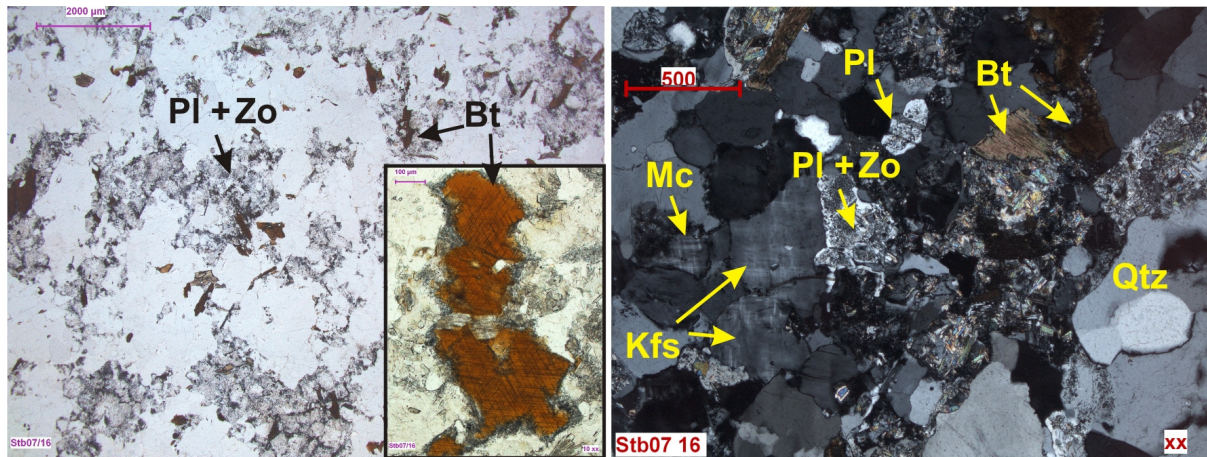


Abb. 4.7.: Dünnschliffbilder der Probe Stb07/16. Innerhalb des linken Bildes ist der vergrößerte Ausschnitt von Bt mit auffälliger Sagenitgitterung dargestellt. Im rechten Bild mit gekreuzten Polarisatoren sind das richtungslose Gefüge und die lobaten Korngrenzen der Mineralphasen erkennbar.

4.1.3. Ganggesteine

Metamorph überprägter basischer Gang (Diabas)

Das Areal der Schollengesteine wird von einem metabasischen Gang (mit einem N-S-Streichen von 340/78) durchschlagen, welcher ca. 3 Meter mächtig ist und sich an der Oberfläche über rund 5 Meter Länge verfolgen lässt. Rund 30 m unterhalb dieser Stelle, ist dieser Gang noch einmal, als kleinerer Aufschluss, erkennbar.

Der Gang erscheint undeformiert, sichtbar grob- bis mittelkörnig rekristallisiert und von auffällig grüner Farbe. Beim Herunterschlagen einer Probe fällt auf, dass er sich im Vergleich zu den anderen Amphiboliten rheologisch „weicher“ verhält.



Abb. 4.8.: Metamorph überprägter Amphibolitgang (Diabas) im Aufschluss Fernaumauer (WP 0720) mit sichtbaren Gletscherstriemungen auf der Gesteinsoberfläche. Unterhalb der Bildmitte steht ein Petrologenhämmer als Größenvergleich.

Die Proben aus dem Gang weisen folgenden Mineralbestand auf:

Am + Chl + Ep + Ttn $\pm$ Cal $\pm$ Hgl

Repräsentativ wird zur Beschreibung der Dünnschliffbeobachtungen die Probe des metabasischen Ganges Stb07/53 b herangezogen.

Das Ganggestein ist undeformiert und statisch rekristallisiert, das am richtungslosen Wachstum der Mg-Chl (farblos, IF bis max. 0.005 l. Ordnung) zwischen den zonar gebauten, ebenso orientierungslos gewachsenen, hypidiomorphen Am (Hbl) erkennbar ist. Der Zonarbau der Letzteren äussert sich durch den von dunkelgrün bis fast farblos pleochroitischen Rand (Hbl 2) und farblosen Kern (Hbl 1). Bei stärkerer Vergrößerung sind in den inneren Bereichen der Am feine, nicht identifizierbare Entmischungslamellen erkennbar, die sich nicht bis in den Rand, dem kontinuierlichen Anwuchs einer zweiten Am-Phase, verfolgen lässt. Gelegentlich ist der Kernbereich der Am gefüllt von feinstkörnigen opaken Mineralen, die den Am ein trübes Aussehen verleihen. Ep treten als rundliche Mineralkörner verstärkt in den Bereichen der Chl auf, ebenso wie körnige Aggregate von Ttn.

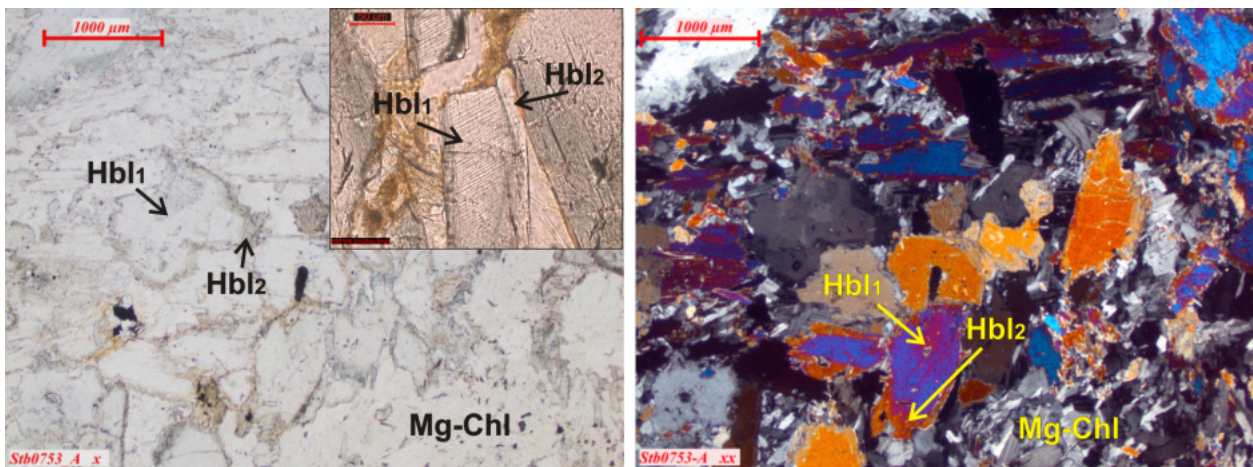


Abb. 4.9.: Dünnschliffbilder der Probe Stb07/53 des rekristallisierten Amphibolitganges der Fernaumauer. Im Bild links ist der Zonarbau der Hbl erkennbar. Im rechten oberen Eck ein vergrößerter Ausschnitt, der die im Kern auftretenden Entmischungslamellen und den klaren Rand der Hbl zeigt.

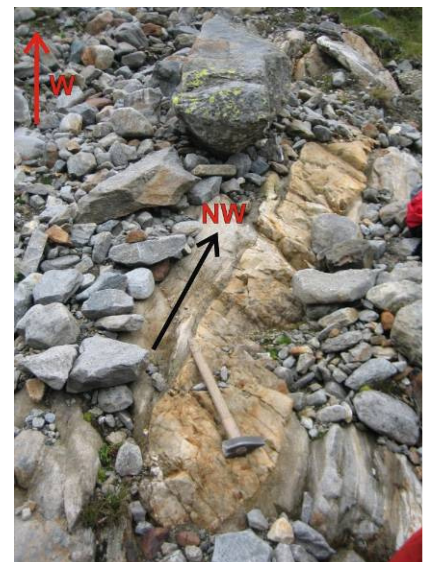
Metaaplite

Im Gelände beobachtbar durchschlagen ebenso Metaaplitgänge den Bereich der Fernaumauer, den Aufschluß unterhalb des Eisgrats sowie einen Aufschluss unterhalb der Gamsgartenbahn. Sie sind im Vergleich zum granitoiden Material heller, feinkörniger, foliiert und lassen makroskopisch Hgl erkennen. Sie besitzen kein einheitliches Streichen und im Falle der Probe Stb07/12 ist der ursprüngliche Aplite parallel zur Schieferungsfläche intrudiert. Von den drei oben erwähnten Aufschlüssen wurden zwei beprobt, am Gamsgartl (Stb07/12) und an der Fernaumauer (Stb07/51). Beide Proben führen den Mineralbestand von:

Qz + Pl + Kfs + Hgl + Bt + Ep + Chl + Ttn + Ap+Erz



Abb. 4.10 a : Ein Aplit der in umgebendes Amphibolit-Schollengestein intrudiert im Bereich unterhalb des Eisgrates.



b Ein Aplit im Aufschluss, am Bach unterhalb des Gamsgartels. Hieraus stammt die Probe Stb07/12

Die mikroskopische Beschreibung stützt sich auf den Metaaplitgang Stb07/12.

Die Foliation des Aplites spiegelt sich hier in den eingeregelter bzw. orientiert gewachsenen Hgl und den im Vergleich dazu wenigen Bt, elongierten Fsp und Qtz, die zum Teil in s-parallelen Zeilen angeordnet sind, wieder. Die Qtz zeigen kaum undulöse Auslöschung und weisen stellenweise gerade Korngrenzen, mitunter Triplepunkte auf. Diese Tatsache sowie das unregelmäßige Wachstum von Ep weist wiederum auf eine statische Rekristallisation hin. Die Pl sind zum Teil polysynthetisch verzwilligt und zeigen Zonabau, dieser ist speziell an den Stellen sichtbar, in denen sich vereinzelt orientierungslose, nadelige Ep-Einschlüsse bilden. Der im Vergleich zu Bt relativ hohe Anteil an Hgl ist vielleicht auf den Zerfall von Kfs zurückzuführen,

der nicht sehr häufig vertreten ist. Der Hgl ist oft gekinkt und bildet in der Matrix grössere Kristalle als der Bt, kommt aber auch als sekundärer Ser mit Ep in Pl vor. Bt zeigt vereinzelt Sagenitgitterung, wird von Ttn-Körnern umsäumt, wächst aber an manchen Stellen wieder über diesen Saum hinaus. Außer als Umwandlungssaum von Bt kommt Ttn auch als rundlich, körniger Kristall in der Matrix vor. Apatit ist akzessorisch vorhanden. Wenig Chl ist nur stellenweise aus dem Bt gebildet.

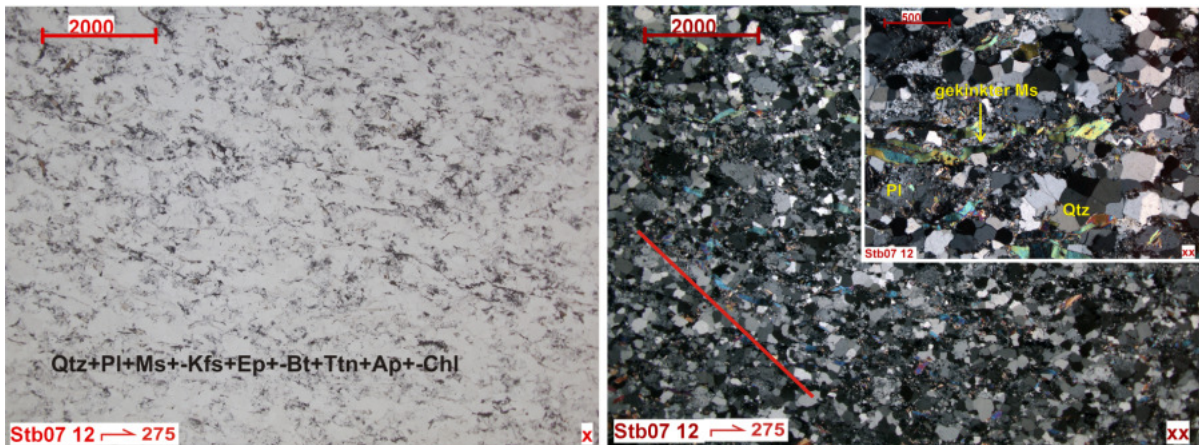


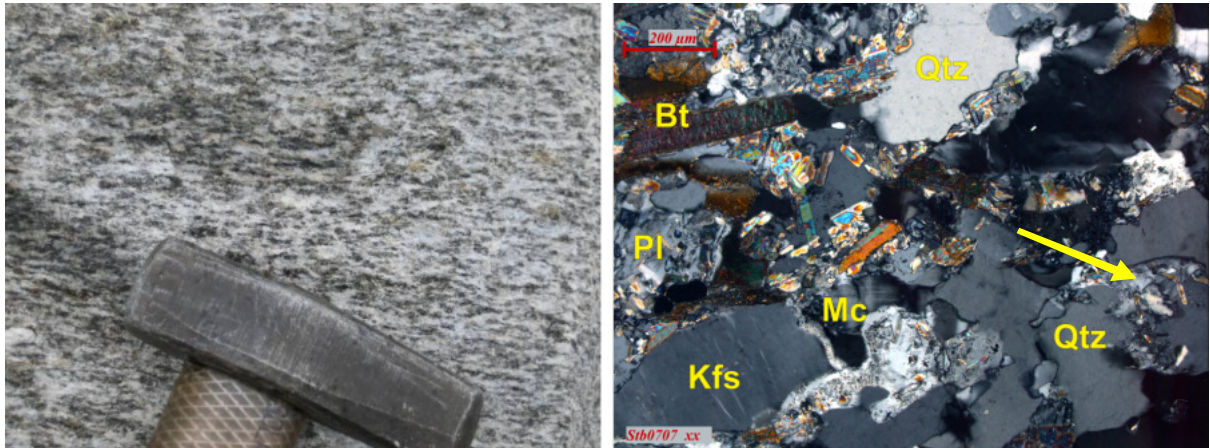
Abb. 4.11.: Dünnschliffbilder der Probe Stb07/12. Die opak erscheinenden Phasen im einfach polarisiertem Bild links, sind Aggregate von Zo als Umwandlungsprodukt von Pl. Die rote Linie im rechten Bild kennzeichnet die Vorzugsorientierung in der Probe.

4.1.4. Biotitgranitgneis

Der im Arbeitsgebiet auftretende Orthogneis ist ein W-E streichender, westlich der Dresdner-Hütte vorkommender Gesteinskörper, der südlich und westlich vom Schollengestein, nördlich von den weiter unten beschriebenen Migmatiten begrenzt wird. (Abb. 3.1).

Der im dm - Bereich plattig brechende Bt-Granitgneis ist stark foliiert, zeigt aber keine Verfaltungen und weist mitunter kleine Augen von Kfs auf.

Gegen Osten hin ändert sich der Mineralbestand etwas und es sind auch Ms an den Foliationsflächen erkennbar.



Abbildungen 4.12.: Links das makroskopische Bild einer frischen Bruchstelle (Rollblock) des Bt-Granitgneises am Aufschluss Gamsgartl. Rechts ein Dünnschliffbild mit gekreuzten („xx“) Polarisatoren der Probe Stb07/07. Der gelbe Pfeil weist auf die xenomorphe Ausbildung von Fsp hin („Taschen“).

Mit einem Mineralbestand von:

$Qz + Kfs + Pl + Bt + (Hgl + Ep) + Ap + Ttn$

ähnelt der Bt-Granitgneis dem granitoiden Material zwischen den Amphibolitschollen, ist aber kennzeichnenderweise deformiert und Bt-reicher. Er bildet einen homogenen Gesteinskörper. Ebenso gleicht sich das Schliffbild des granitoiden Materials im Dünnschliff (Probe Stb07/16) mit dem Schliffbild des Bt-Granitgneises dieser Probe in der Ausbildung der Fsp, die lobate Korngrenzen und eine Art „Taschen“ bilden (gelber Pfeil in Abbildungen 4.12 rechts), wie auch im Auftreten von verzwilligten, zonar gebauten, saussuritisierten (richtungslos gewachsene Ep und Hgl) Pl und Kfs in Form von Mikroklinen und Perthiten. Die Qtz sind meist rekristallisiert (dynamisch → grainboundary migration; beginnend statisch → gerade Korngrenzen und 120° Triplepunkte) und zeigen keine Anzeichen von undulöser Auslöschung. Dies bedeutet, dass nach einer Phase der Deformation eine thermische, deformationsfreie Rekristallisation folgte. Die Bt weisen Sagenitgitterung auf und einen Ttn-Saum. Eine Verbindung zwischen dem Protolith dieses Gneiskörpers und dem granitoiden Material im Schollengestein wäre denkbar, lässt sich aber aufgrund von überdeckten Aufschlussverhältnissen nicht direkt nachweisen.

4.1.5. Migmatite

Nördlich des Bt-Granitgneises treten Amphibolite zu Tage, die auf Grund der Feldbeobachtungen als Migmatite charakterisiert werden.

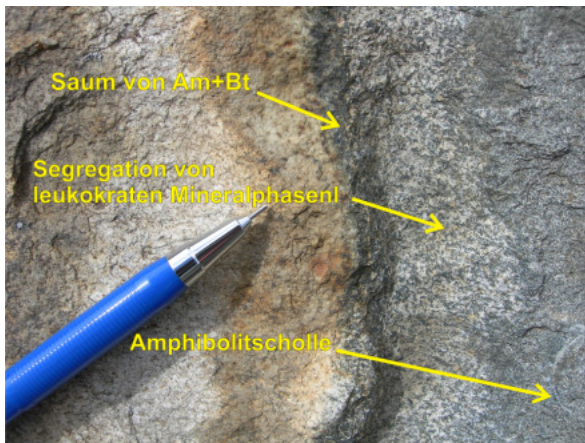
Neben Bereichen, die großteils unverschiefert sind, zeigen sich auch stark verschieferte, mylonitisch gefomte und isoklinal verfaltete Zonen (Abbildungen 4.14), bei denen es sich nicht unbedingt um deformierte Migmatite, sondern auch um stark verschieftes Amphibolit-Schollengestein handeln könnte. Diese Bereiche weisen zum Teil eine steilstehende Achsialebenen-Schieferung auf, welche konsistent mit der im Bearbeitungsgebiet flach einfallenden Faltenachsen erscheint. In den undeformierten Bereichen ist makroskopisch eine Kornvergrößerung gegen den Rand der Amphibolit-Schlieren (Melanosom) erkennbar, sichtbar an den bis zu mehreren millimetergrossen, rekristallisierten Am und Bt an der Grenze zum Leukosom (Abbildungen 4.13). In einem schmalen Bereich sieht man die vermutlich durch Anatexis gebildeten Lagen, im cm- bis dm - Bereich, aus Leukosom und Melanosom. Diese Feldbeobachtung und das Auftreten von stark resorbierten (Segregation von leukokrater Material am Schollenrand) Amphibolitschollen unterstützen die Vermutung einer Anatexis in diesem Bereich des Arbeitsgebietes (Abbildungen 4.15).



Abbildungen 4.13.: Assimilierte bzw. anatektische Amphibolit-Schollengesteine. Auffällig die randliche Kornvergrößerung von Bt und Am. Diese mafischen Mineralphasen migrieren bis in die Leukosombereiche und lassen mit dem Zurückbleiben von reinen Am-Bt-Domänen im Kernbereich der duktil verformten Schollen auf Migmatisierung schließen (WP 176).



Abbildungen 4.14.: Stark deformierter bis mylonitisierter Bereich von Amphibolit-Schollen im Aufschluss innerhalb der Migmatite am Gamsgartl, nördlich des Bt-Granitgneises. Rechts im Bild ist als gelbe, strichlierte Linie die steilstehende Achsialebenenschieferung gekennzeichnet.



Abbildungen 4.15.: Im Bild links tritt eine Saumbildung mafischer Minerale und Segregation von leukokraten Material an der Amphibolit-Schollengrenze auf und weist mit dem Auftreten von pygmatisch verfalteten Leukosom- und Melanosombereichen im Bild rechts auf eine Anatexis hin.

Ein Dünnschliff aus der Probe Stb07/57, genommen aus dem undeforinierten Übergangsbereich Leukosom-Melanosom, vergleichbar mit den Abbildungen 4.13, zeigt einen Mineralbestand von:

Am + Pl + Bt + Ttn + Ep im Melanosombereich

Qtz + Pl + Ep + Hgl + Ap im Leukosombereich

Der Melanosombereich weist in erster Linie nur noch die Phasen Am bzw. Hbl (~80%), Bt und Pl auf, während der Bereich des Leukosoms sich mit zunehmender Entfernung zum Melanosom in seiner Zusammensetzung auf Qtz und saussuritisiertem Pl und etwas Apatit beschränkt. Die Am löschen zonar sowie undulös aus und scheinen rekristallisiert. Sie enthalten Einschlüsse von Bt, Ttn und Pl sowie auch ältere Generationen von Am (Relikte im Kernbereich). Neben älteren Körnern von Bt, die sich als Einschlüsse in Am befinden oder reliktsch in der Matrix

von einem Saum aus Ttn und Erz umschlossen sind, tritt Bt noch stellenweise als Umwandlung von Am an dessen Kornrand auf, sowie als Neusprossung in der Matrix. Die Pl zeigen lobate Kongrenzen, sind zum Teil polysynthetisch verzwilligt, haben einen Zonarbau, sind im Melanosom wie auch im Leukosom stark saussuritisiert, zeigen aber im Bereich des Leukosoms einen wesentlich höheren Anteil von Hgl als Umwandlungsprodukt, während im Melanosom die Ep-Phasen überwiegen. Die Qtz im Leukosom zeigen keine undulöse Auslöschung und vorwiegend lobate Korngrenzen.

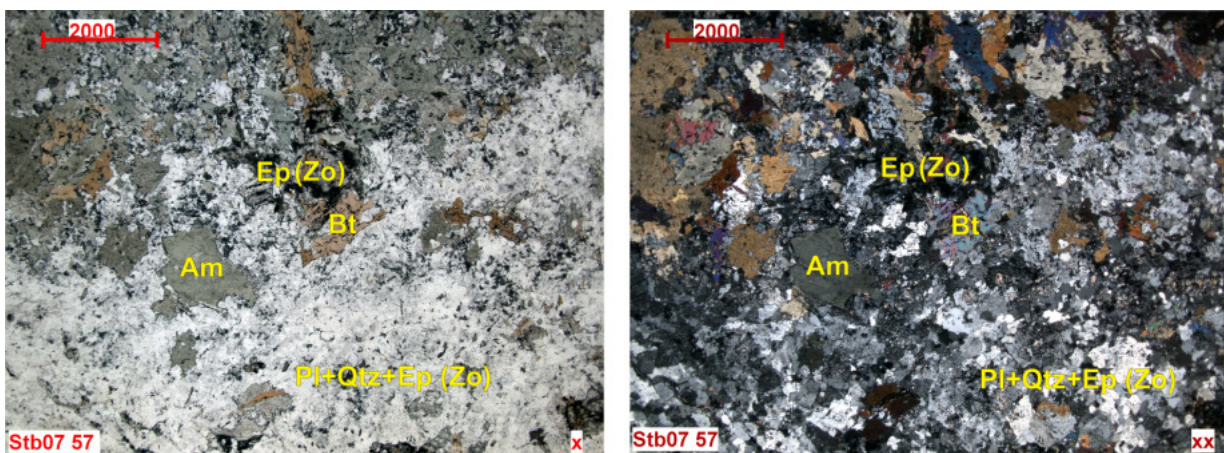


Abb. 4.16.: Dünnschliffbilder der Probe Stb07/57, welche den Rand Amphibolit - Leukosom aus einem anatektischen Bereich repräsentiert. Nur aufgrund von Dünnschliffbildern kann nicht auf eine Migmatisierung bzw. Anatexis geschlossen werden.

4.2. Interpretation zum metamorph überprägten, magmatischen Komplex

Den metamorph überprägten, magmatischen Komplex betreffend, kann die Entstehung der leukokraten Orthogneise (Bt-Granitgneis und leukokrates, granitoides Material zwischen den Schollen) einem im ganzen ÖSK zu beobachtenden Kaledonischen Ereignis mit einhergehendem Magmatismus zugeordnet werden. (Borsi et al. 1980, Schweigl 1995, Thöni und Miller 2004). Da die im leukokraten, granitoiden Material eingeschlossenen Amphibolitschollen z.T. eine reliktsche, interne Foliation aufweisen, muss deren Entstehung relativ zum umgebenden Material älter sein. Deren Resorption bzw. beginnende Auflösung hat jedenfalls später stattgefunden. Am Rand des magmatisch-metamorphen Komplexes zur Mylonitzone ist eine amphibolitfazielle Deformation der Amphibolitgesteine erkennbar (Abbildungen 4.15, rechts). Diese ausgebildete Schieferung wird dem hier in dieser

Arbeit als Dn bezeichneten Hauptdeformationsereignis zugeschrieben. In Bezug auf dieses Ereignis scheint die Anatexis vorher stattgefunden zu haben, denn die Achsenebenen in den verfalteten, migmatischen Bereichen, sind parallel zur angrenzend sichtbaren, prägenden Hauptschieferung.

Die Gänge, Metaaplite und Metabasite, durchschlagen das Amphibolit-Schollengestein. Während die Metaaplite eine Foliation aufweisen, sind die Metabasite undeformiert. Dafür könnte entweder der Rheologie-Unterschied zwischen Aplite und Metabasitgang oder aber die Fertilität des basischen Gesteins in Bezug auf Mineralum- bzw. -neubildung verantwortlich sein, denn die hochgradige Metamorphoseprägung beider Ganggesteine spricht für eine gemeinsame tektonometamorphe Vergangenheit.

4.3. Mylonitzone

Bei den Myloniten im Bereich der Dresdner Hütte handelt es sich in erster Linie um Bt-Pl-Gneise, mit einer Wechsellagerung von Glimmer- und Qz-Fsp reicheren Lagen. Sie stehen subvertikal und streichen von WNW - ESE über einen Bogen nach NW - SE (Abb. 3.1).

Die Mylonite sind zum Teil isoklinal verfaltet, zeigen flach einfallende Faltenachsen (siehe Plot Abb. 3.1) und mitunter einen Schersinn, Top NW, der als dextral interpretiert werden kann (

Abb. 4.18, Abb. 4.19).

Die Mächtigkeit dieser Mylonitzone ist aufgrund der Geländeverhältnisse nicht exakt abzuschätzen. Im Arbeitsgebiet ist dies verfolgbare vom Egesengrät, vorbei unterhalb der Dresdner Hütte bis über das Peiljoch hinweg. Aus diesem Bereich wurden auch die in Abb. 3.1 dargestellten Orientierungen der Flächen und Falten der Mylonite gemessen und die folgend beschriebenen Proben genommen. Streckungslineare konnten nur erahnt werden, da, wie auch bei den Paragneisen, die Bt-Pl-Gneise stark rekristallisiert und die Schieferungsflächen großteils mit sekundär gebildeten Glimmern überwachsen sind.

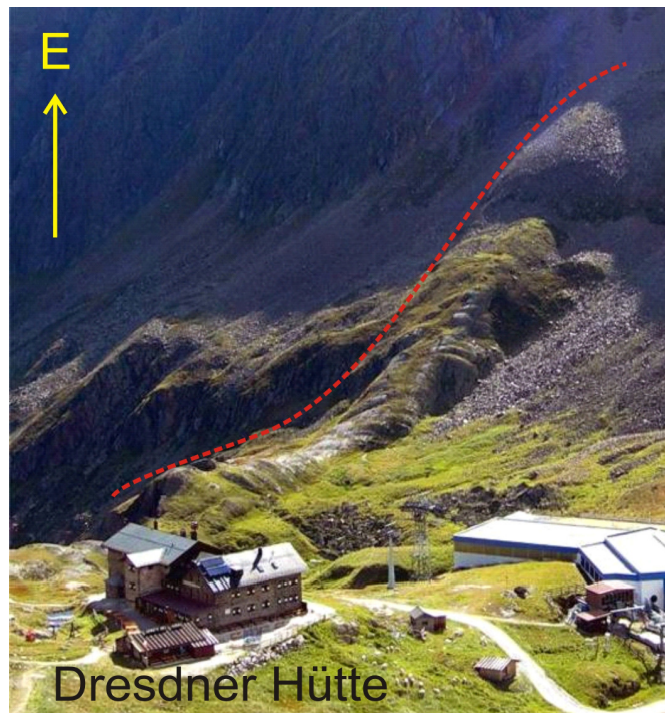


Abb. 4.17.: Übersichtsbild des Verlaufes der Mylonitzone unterhalb der Dresdner Hütte

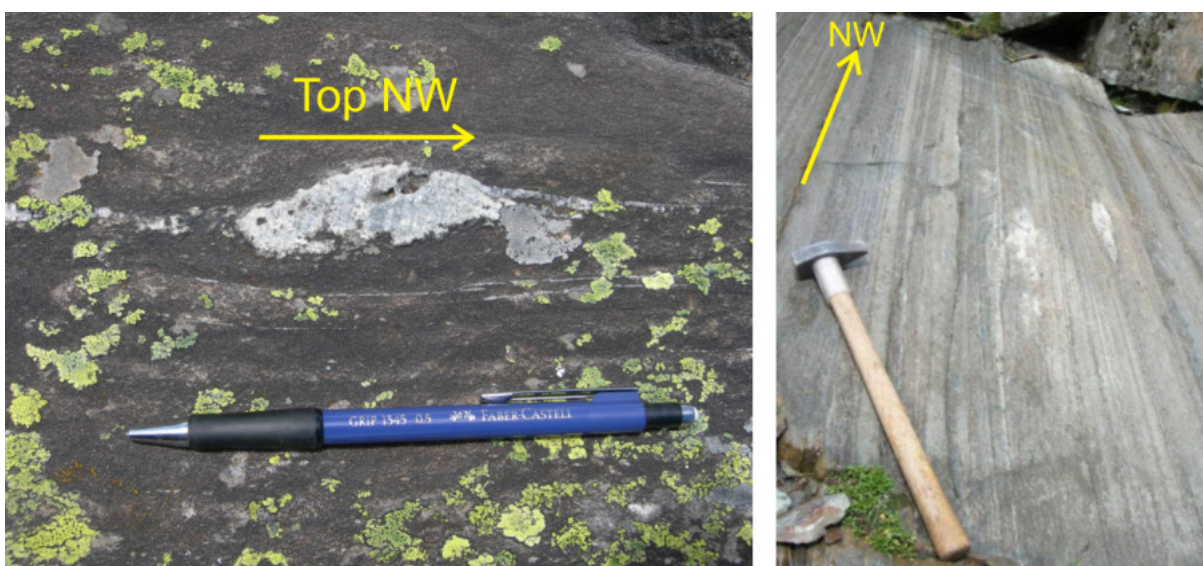


Abb. 4.18.: Links ein Aufschlussbild des Mylonites (Bt-Pl-Gneis) unterhalb der Dresdner Hütte mit einem Qtz-Fsp-Klast als Indikator für einen dextralen Schersinn. Rechts im Bild der Mylonit im Bereich südlich unterhalb des Peiljoches.

Der Bereich der Mylonitzone besteht in erster Linie aus fein- bis mittelkörnigen, gebänderten Bt-Pl-Gneisen mit einem Mineralbestand von:

Qtz + Pl + Bt ± Hgl ± Grt ± Chl ± Tur + Ep + Erze

Lagenweise ändert sich der Anteil an foliationstragenden Glimmem, sodass abwechselnd Lagen nur aus Ms bzw. Bt bestehen. Im Dünnschliff zeigt ein Teil der Qtz Zeilenbildung bis hin zu noch erkennbaren Diskenquarzen, denn die

ursprüngliche mylonitische Struktur der Bt-Pl-Gneise wurde von einer nachfolgenden statischen Rekristallisation überprägt, wie folgend erläutert wird.

Viele Qtz sind von lobater Kornform (grain boundary migration als Zeichen dynamischer Rekristallisation) und doch sind auch Qtz mit geraden Korngrenzen und 120° Triplepunkten, ohne Anzeichen von Deformation (keine undulöse Auslöschung!) erkennbar. Hinweise auf eine kühlere, nachfolgende, statische Rekristallisation liefern die quer S gewachsenen Chl, eine zweite Generation von Bt und Phasen der Saussuritisation von Pl (Ep und Hgl).

Foliationsbildner sind vor allem Bt, eventuell vorhandene Hgl, stengelige Erze und auch die elongierten, stark von Saussuritisation betroffenen Pl sowie Zeilen von ehemaligen Diskenquarzen. Die parallel zu den S-Flächen angeordneten Bt und Hgl löschen strikt einheitlich aus, die zweite Generation feinkörnigen Bt ist vor allem im Pl-Quarzbereich orientierungslos gewachsen. Manche Proben enthalten Grt. Dieser ist als teilresorbiertes Kom mit einer Komgröße von $\sim 250 \mu\text{m}$ erkennbar. Einige Körner der sonst überwiegend im Pl-Bereich wachsenden hypidiomorphen Grt überwachsen teilweise die Schieferungsfläche. Neben quer wachsendem Chl erscheint dieser auch als pseudomorpher Ersatz von Bt. Turmalin wächst als Blast über die penetrative Schieferung.

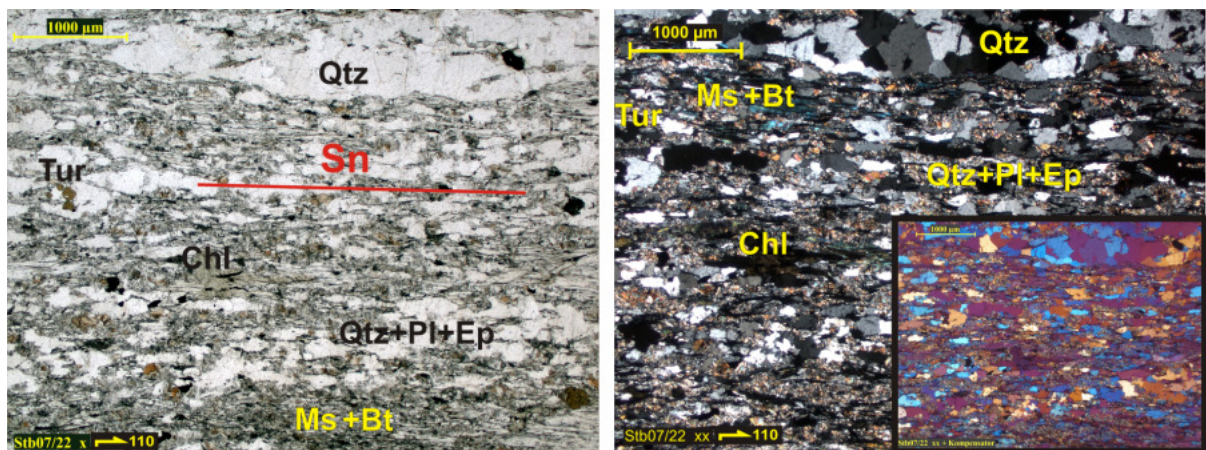


Abb. 4.19.: Dünnschliffbilder der Mylonitprobe Stb07/22 aus dem Aufschluss „Peiljoch“. Im rechten Bild mit gekreuzten Polarisatoren ist das Qtz-Gefüge welches auf statische Rekristallisation hinweist im oberen Bildbereich sichtbar. Der integrierte Bildausschnitt zeigt die mit Kompensatorblättchen sichtbar gemachte optische Orientierung der Qtz. Die Blaufärbung der Qtz im oberen Bereich weist auf eine dextrale Scherbewegung hin.

4.3.1. Interpretation der Mylonitzone

Die Mylonitzone trennt den Bereich des metamorph, magmatischen Komplexes von den Paragneisen. Strukturelle Beobachtungen am Mylonit zeigen anhand von dynamisch rekristallisierten Glimmem als Foliationsbildner eine amphibolitfazielle Hauptprägungsphase (Dn) und eine spätere statische Rekristallisation.

Je nach Grad der Eoalpinen Überprägung variiert das Alter der in den defomierten Gesteinen gemessenen Bt (Thöni 1980, 1986), das Arbeitsgebiet befindet sich im Grenzbereich der Eoalpinen Alter zu den Mischaltem (Abb. 2.4). Die zeitliche Zuordnung dieser Mylonitzone ist aber nicht eindeutig. Einerseits weist die gefügeprägende, amphibolitfazielle Metamorphose auf eine variszische Scherzone hin. Andererseits könnte es sich auch um eine postvariszische Scherzone handeln, die ehemals die beiden Komplexe (metamorph überprägter magmatischer Komplex und die Paragneise) nebeneinander positioniert hat. Dafür spricht die Foliation in den an die Mylonitzone angrenzenden Paragneisen, welche die Paragenesemineralien St und Ky umfließt und daher nach dem amphibolitfaziellen Metamorphosepeak entwickelt wurde.

4.4. Paragneise des ÖSK

Die bearbeiteten Aufschlüsse der Paragneise befinden sich nördlich der Mylonitzone und die genommenen Proben stammen in erster Linie aus dem Bereich des Egesengrates, der sich in NNE streichender Richtung gegen Mutterbergalm (Talstation) hinzieht.

Die Paragneise sind die ältesten Gesteine des ÖSK. Es wurde an detritischen Zirkonen mittels U/Pb Isotopenanalysen ein Alter von mehr als 1.500 Ma gemessen und es wird ein Sedimentationsalter von rund 510 Ma Jahre angenommen (Grauert 1969). Sie setzen sich aus Zweiglimmerschiefern und Bt-Pl-Gneisen bzw. Zweiglimmergneisen mit wechselnden Anteilen von Qtz, Glimmern, Pl, Grt und Aluminiumsilikaten zusammen. Die Wechsellagerung dieser Gesteinstypen vom cm-Bereich bis in den m-Bereich ist am Aufschluss sichtbar. Ebenso der Wechsel in der Korngröße von Grt und Pl. Die Terminologie der Paragneise westlich des Tauernfensters änderte sich im Laufe der Jahrzehnte und ist auch vom Autor abhängig. In der Dissertation von Amann (1985) werden folgende sieben Gruppen von Metasedimenten aus dem mit dem ÖSK verwandten Silvrettakristallin unterschieden:

1. Zweiglimmer-Pl-Gneise (als Nebengemengteil auch Grt)
2. Bt-Pl-Gneise (untergeordnet Ms, Grt)
3. Bt-Schiefer (porphyroblastische, cm-große Bt)
4. aluminiumreiche Gneise (mit Aluminiumsilikaten und Grt)
5. mineralreiche Glimmerschiefer (mehrere cm-große Grt und Al-Silikate)
6. Grt -Glimmerschiefer (keine Al-Silikate, Ms dominiert als Glimmerphase)
7. Quarzite

Diese Einteilung korreliert sehr gut mit den eigenen Feldbeobachtungen aus dem ÖSK und gibt einen Überblick über die Variabilität dieser Gesteine. Vermutlich handelt es sich um ehemals wechselnde Ablagerung von Grauwacken, Sanden und Tonen. Im Bereich der Dresdner Hütte sind allerdings Vertreter der Gruppe 3 nicht und die der Gruppe 5 selten aufzufinden, wobei noch zu bemerken ist, dass St und Grt von mehr als 2 cm im Arbeitsgebiet nicht auftreten. Im Fall 2, den Bt-Pl-Gneisen, handelt es sich im Arbeitsgebiet hauptsächlich um Gesteine der Mylonitzone.

Strukturell sind die Paragneise nach einer alten Verfaltung mit steilstehenden Faltenachsen später abermals verfaltet worden und weisen nun flache Faltenachsen auf (Abb. 4.22). Das im Gelände gut sichtbare Linear, erweist sich als ausgeprägtes Intersektionslinear (Abb. 4.20). Ein Streckungslinear ist nur selten erkennbar, da die Schieferungsflächen von sekundären Glimmern überwachsen sind. Die gemessenen Streckungslineare decken sich mit der Orientierung des Intersektionslinears. Die steilstehenden, plattig im dm-Bereich und schiefrig im cm-Bereich brechenden Gneise streichen größtenteils Richtung NW-SE bis W-E. Da das Gebiet, bzw. deren Hauptschieferungsflächen, großräumig verfaltet ist, ändert sich die Einfallrichtung je nach Lage im Faltenbereich von NE nach SW mit einem Einfallswinkel von meist um die 85° bis hin zu 50°.

Ohne auf eine paragenetische Entwicklung der Paragneise Bezug zu nehmen, worauf im Kapitel 5 genau eingegangen wird, setzen sich diese Gesteine aus folgenden makroskopisch erkennbaren Mineralphasen zusammen:

Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt ± St ± Ky ± Cld ± Chl + Tur ± Ep + Erzphasen.



Abb. 4.20.:
Der rote Pfeil zeigt in NW-Richtung parallel zum Intersektionslinear der Paragneise. Der Aufschluss ist westlich oberhalb der Dresdner Hütte und die Bildbreite entspricht ca. 15m.



Abb. 4.21.:
Die gelbe Linie veranschaulicht die flache Verfallung der Paragneise. Foto aufgenommen unterhalb des großen Tröglers. Zum Größenvergleich hängt in ca. Bildmitte eine Lupe.



Abb. 4.22.:
Hier sieht man eine im Vergleich zur flachen Verfallung eine ältere, steilstehende Faltenachsen aufweisende Verfallung der Paragneise nördlich des Gamsgartls.

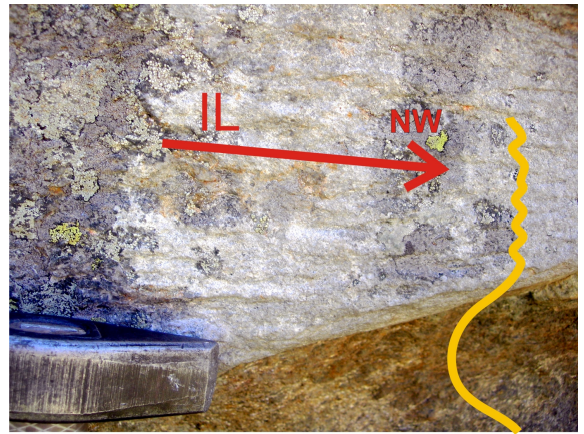


Abb. 4.23.:
Direkt unterhalb Abb. 4.22 die jüngere, flachliegende Verfallung des selben Aufschlusses. Die gelbe Linie zeigt den Ausbruch einer größeren Falte unterhalb Fläche mit markiertem Intersektionslinear.



Abb. 4.24.:
Repräsentatives Handstück (Probe Stb07/28) eines Grt-Zweiglimmer-PI-Gneis.



Abb. 4.25.:
Mehrere millimeter groß, eingeregelter Ky in aluminiumreichem Zweiglimmer-PI-Gneis, Blick parallel zur Foliationsebene (WP 193).

Im folgenden Kapitel werden nun ausgewählte Proben der Paragesteine aus dem Bereich der Dresdner Hütte in Bezug auf ihr Mikrogefüge und Mineralchemie beschrieben. Dabei handelt es sich hauptsächlich um die repräsentativen Proben

- Stb 07/26 (aluminiumreicher Ky-St-Grt-Zweiglimmgneis)
- Stb 07/28 (St-Grt-Zweiglimmer-Pl-Gneis)
- Stb 07/61 (St-Grt-Zweiglimmer-Gneis)

an denen auch eine geochemische Untersuchung mittels Röntgenfluoreszenz und Mikrosonde vorgenommen wurde. Diese Proben wurden gewählt, da sie St, Ky (nicht in jeder Probe) und Cld enthalten und der Grad an Verwitterung relativ gering ist.

RFA- Analysen:

Hauptelemente in Gew. % Ox				
		<u>STB07-26</u>	<u>STB07-28</u>	<u>STB07-61</u>
SiO₂		65.58	68.38	67.04
TiO₂		0.80	0.76	0.82
Al₂O₃		17.55	15.14	16.86
Fe₂O₃		5.92	4.73	6.06
MnO		0.07	0.08	0.07
MgO		2.39	1.95	1.66
CaO		0.98	1.89	0.56
Na₂O		1.73	2.74	1.28
K₂O		3.43	2.34	3.61
P₂O₅		0.16	0.34	0.11
LOI		1.73	1.95	1.80
sum		100.34	100.30	99.87

Spurenelemente in ppm				
		<u>STB07-26</u>	<u>STB07-28</u>	<u>STB07-61</u>
NB		15	13	14
ZR		142	165	178
Y		34	33	31
SR		143	258	149
RB		109	106	141
GA		24	18	23
ZN		89	73	86
CU		18	7	5
NI		20	17	27
CO		13	9	14
CR		82	76	69
SC		16	16	15
V		126	117	117
CE		47	91	70
BA		1185	502	719
LA		22	27	27

5. Mikroskopische Beschreibung und Mineralchemie der Paragneise des ÖSK

Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen an den genommenen Paragneisproben einen Mineralbestand von:

Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt ± St ± Ky ± Cld ± Chl akzessorisch Ap + Tur + Zrn + Ep + Rt + Ilm + opake Minerale

Die Minerale werden nun der Reihe nach aufgeführt und in ihrem mikrostrukturellen Auftreten und ihrer Mineralchemie beschrieben. Die Formelberechnung der Phasen wurde mit dem Programm Minsort (Petrakakis & Dietrich 1985) vorgenommen. Die Messdaten zu den dargestellten Profilen sind im Anhang angeführt.

Die mikrostrukturelle Beschreibung der Mineralphasen erfolgt in Bezug auf die penetrative Schieferung (S_n), die Hauptdeformation, welche hier als D_n angesehen wird. Dieser Bezug ermöglicht die relative zeitliche Zuordnung der Mineralbildung wie auch von früheren und späteren Deformationsphasen. Die folgenden Schliffe wurden stets parallel zum Linear geschnitten. In Proben welche kein eindeutiges Linear aufwiesen, wurde ein NW-SE Schnitt vorgenommen, da dies das vorherrschende Linear aus dem Geländebefund ist. Manche wenige NE-SW Schnitte sind zusätzlich in der Beschriftung ausgewiesen.

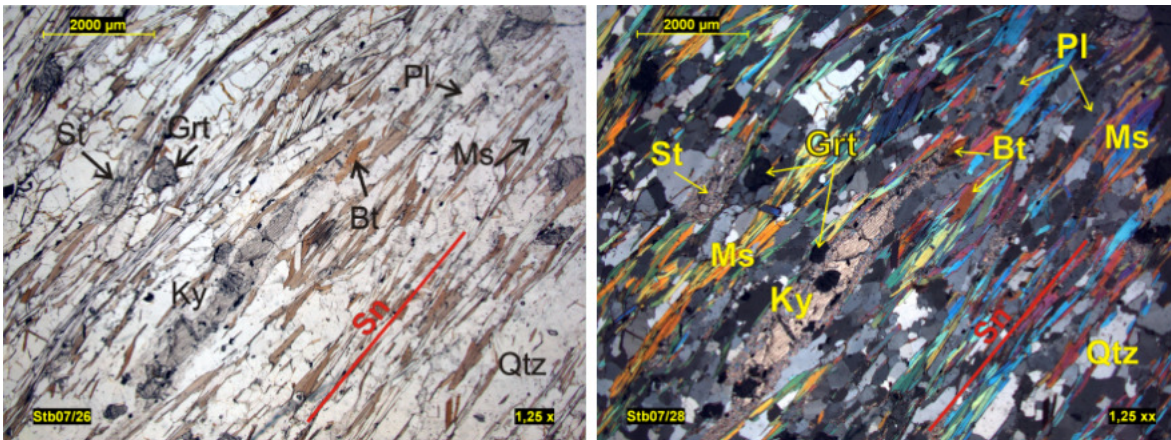


Abb. 5.1.: Ky-St-Grt-Zweiglimmgneis (Stb07/26) nahe der Mylonitzone. Vergleichsweise ist dieser deutlich stärker deformiert, als die weiter entfernten Proben.

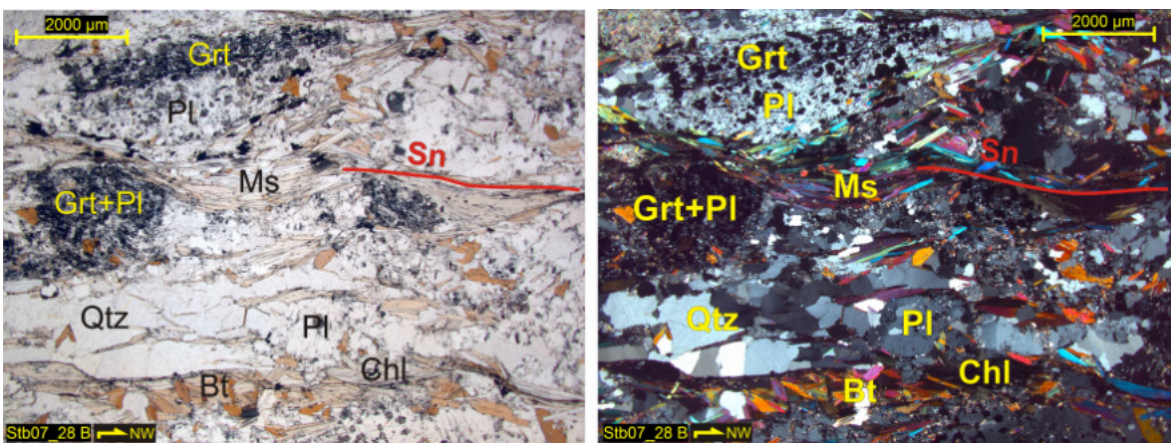


Abb. 5.2.: St-Grt-Zweiglimmer-Pl-Gneis (Stb07/28) mit auffälligen, granatgespickten Pl. Im Vergleich Zu Probe Stb07/26 ist diese Probe relativ grobkörniger und weniger deformiert.

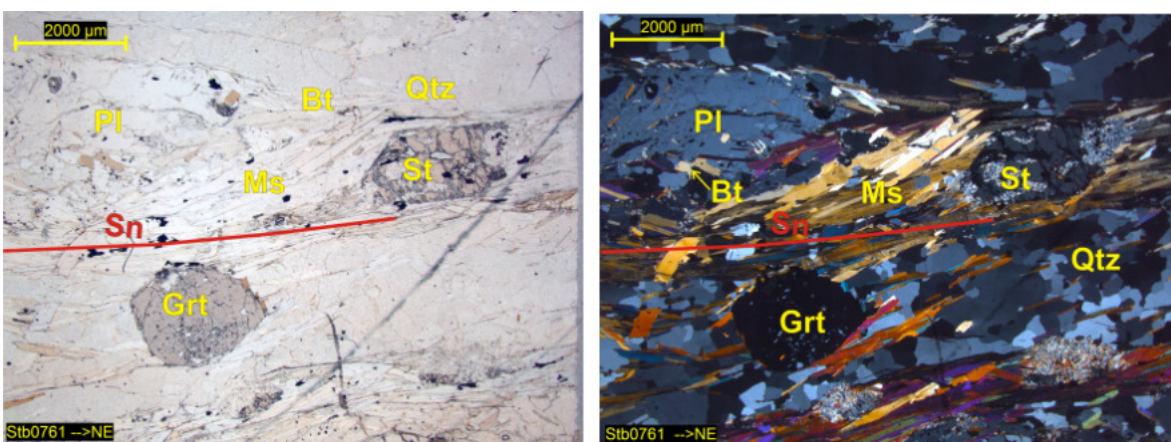


Abb. 5.3.: St-Grt-Zweiglimmergneis (Stb07/61) enthält im Vergleich zu den oben beschriebenen Proben größere Grt in der Matrix. In dieser Probe ist kein Ky ausgebildet.

Quarz: SiO_2

Als „reine“ SiO_2 Phase ist der Qtz petrologisch nicht zur Interpretation von Metamorphoseereignissen als Indexmineral geeignet, allerdings ist sein strukturelles Auftreten ein guter Anhaltspunkt und mitunter auch ein Kriterium um Schlüsse betreffend der Deformationsgeschichte zu ziehen.

In den vorliegenden Schliffen der Paragneisproben tritt Qtz hauptsächlich in Microlithons-Bereichen auf, den Bereichen zwischen den Foliationflächen-(deavage domains) bildenden Glimmerlagen. In Proben nahe der Mylonitzone (Abb. 4.20, Probe Stb07/26) ist Qtz in diesen Bereichen, auf Grund stärkerer Deformation vor der statischen Rekristallisation, zeilenförmig angeordnet und bildet mitunter Diskenquarze. Ansonsten treten die Qtz granoblastisch mit dazwischen vorkommenden länglicheren Körnern auf. Das Fehlen undulöser Auslöschung, die Ausbildung wenig lobater bis gerade Korngrenzen mit 120° Winkelbildung und keiner konsistenten Einregelung der optischen Achse (LPO – Lattice Preferred Orientation aus Passchier & Trouw 2005) weisen auf eine statische Rekristallisation hin. Letzteres wird durch das durch Einschieben des Gips-Kompensatorblättchens ersichtlich. Vereinzelt zeigen größere, länglich angeordnete Qtz-Körner „Subgrain“-Bildung, welche auf ein späteres, kühleres Deformationsereignis hinweist, ebenso wie einzelne Cracks in den Körnern.

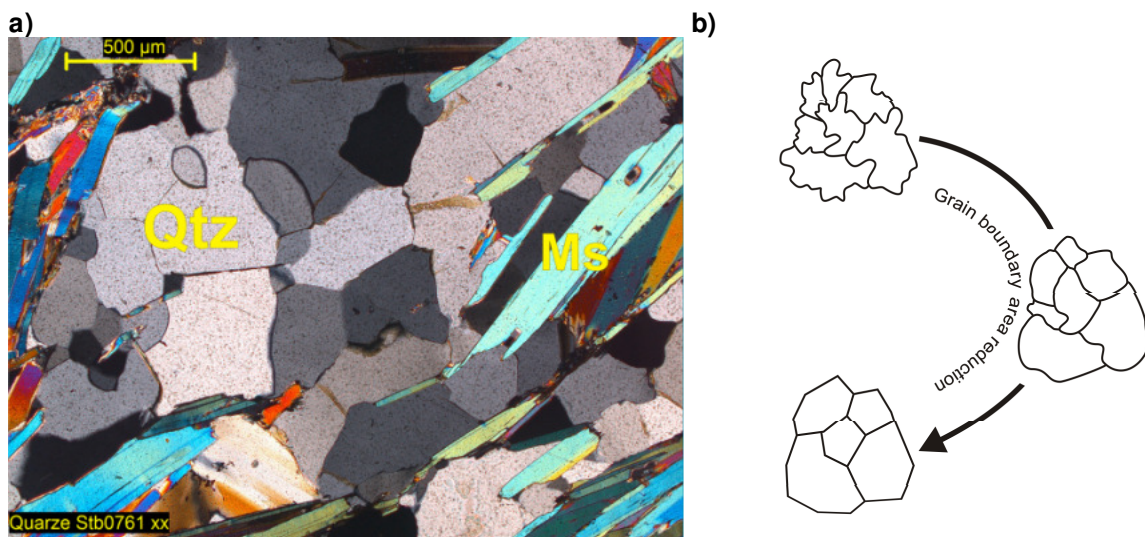
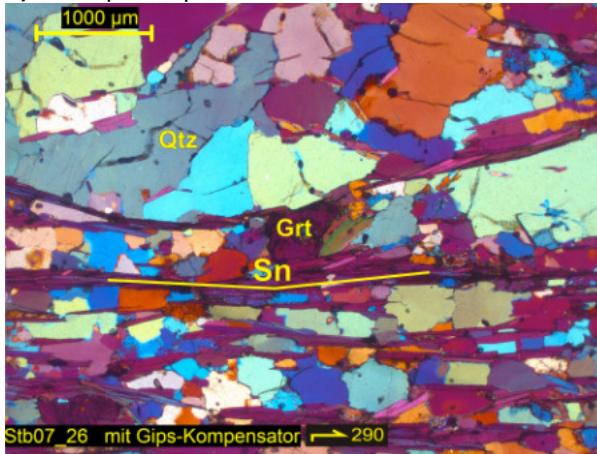


Abb. 5.4 a+b.: Die länglichen, mit zum Teil lobaten Korngrenzen aber einheitlich auslöschenden Qtz-Körner geben Hinweis auf die hochtemperierte GBM (GrainBoundaryMigration → dynamische Rekristallisation) und die granoblastische Mikrostruktur mit den 120° Korngrenzen weisen auf eine stattgefunden GBAR (Grain boundary area reduction) - siehe (b) und somit beginnende, statische Rekristallisation hin. (Passchier & Trouw 2005) welche bei Qtz ab Temperaturen von $\sim 400^\circ \text{C}$ auftritt.

a) mit Gipskompensator



b) LPO – Lattice preferred orientation von Qtz

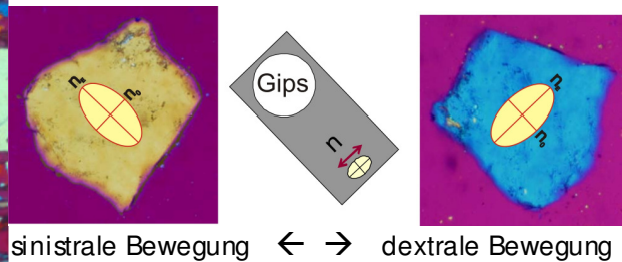


Abb. 5.5.: in a) Schliffbild der Probe Stb07/61 mit gekreuzten Polarisatoren und eingeschobenem Gipsblättchen, wobei die nicht einheitlich orientierte Lage der Qtz-Kristalle (bzw. deren optischer Achsen) sichtbar wird. Das Blau der Qtz-Kristalle scheint zu überwiegen und man könnte hier noch einen dextralen Schersinn herauslesen b) zeigt, auf welcher Basis die Interpretation der Bewegungsrichtung bei einheitlicher Orientierung der optischen Achsen (LPO) von Qtz beruht.

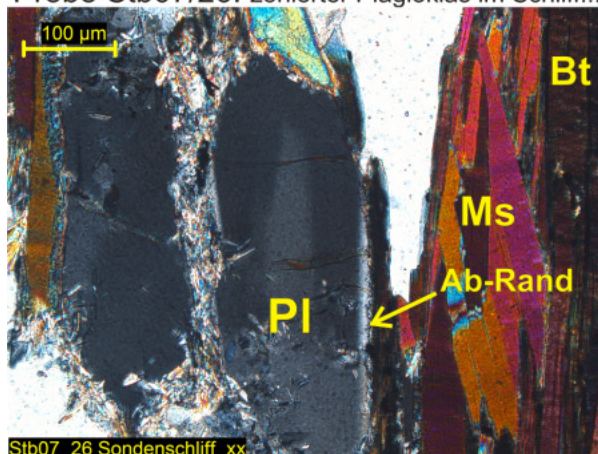
Plagioklas und Kalifeldspat: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, KAlSi_3O_8

Das Auftreten von Pl in den Paragneisproben ist sehr heterogen und komplex. Am häufigsten befindet er sich mit Qtz als größeres Kom und Kornaggregat in den Microlithons-Bereichen. Kleinere Körner treten, meist eingeregelt, in den von Glimmern gebildeten S-Flächen auf. Sein Erscheinungsbild variiert innerhalb der Proben und ist unter anderem an den Pauschalchemismus gebunden. So finden sich z.B. in der Probe Stb07/28, welche pauschal mehr Ca und Na als die Proben Stb07/61 und Stb07/26, vergleichsweise mehr Pl in Form von vermehrt größeren Porphyroklasten bzw. -blasten (Abb. 4.21) als in den anderen beiden Proben enthält. Auffällig sind in diesen Bereichen auch die vermehrten Einschlüsse von Grt. Die Gemeinsamkeit aller Proben im Hinblick auf Pl liegt im xenomorphen Habitus, dem prätektonischen Erscheinungsbild der größeren Klasten in Bezug auf die Hauptdeformation Dn und der azentrischen, chemischen Zonierung. Der Chemismus liegt durchwegs im Oligoklasbereich, durchschnittlich zwischen Xan_{14} und Xan_{20} . In einzelnen Bereichen steigt der Ab-Anteil auf mehr als Xab_{95} an. Dies ist in den äussersten Randbereichen mancher Pl-Körner ersichtlich, an Pl-Einschlüssen innerhalb eines Grt der Probe Stb07/61 sowie an Klüften und in Umwandlungsbereichen innerhalb Pl-Altblasten. Die Bezeichnung „Alt-Blast“ bezieht sich auf das Erscheinungsbild von Pl, welche ein poikiloblastisches Wachstum über andere Minerale zeigen und doch von der Hauptschieferung Sn umflossen werden. Zum Teil ist dort an den randlichen Bereichen auch eine Neubildung von Pl, welcher

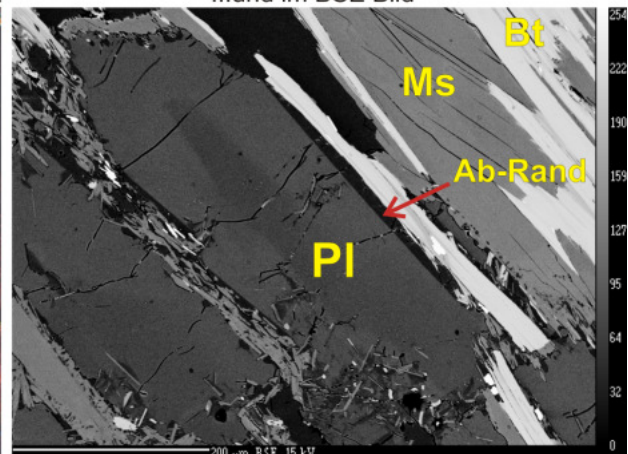
über die Schieferung wächst, erkennbar. Auffällig sind Zonen innerhalb bzw. randlich der Pl, die eine flecken- bis wurmförmige Ausbildung von Qtz beinhalten. Hierbei handelt sich wahrscheinlich um eine thermische Überprägung der Pl-Porphyrroklasten. Die Möglichkeit besteht, dass hier mehr Ca in den Pl eingebaut und aus dem übrigen Si Qtz gebildet wurde, gemäß dem gekoppelten Austausch von $\text{Na}^+ + \text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+}$. Kfs konnte einzig und allein in Pl-Blasten der Probe Stb07/28 gemessen und in Probe Stb07/60 festgestellt werden. Dort tritt dieser in einer scheinbaren Reaktion mit Ab, Bt und Oligoklas auf und ist nur im BSE-Bild und nicht unter dem Durchlichtmikroskop erkennbar. Einige Probendünnschliffe wurden mit HexaNitrokobaltat eingefärbt um Kfs nachzuweisen. Eine Gelbfärbung der K-hältigen Minerale ist dabei zu beobachten, allerdings wurde nur Ms als K-hältige Phase sichtbar.

Im folgenden werden die beschriebenen Charakteristika der Pl in den Paragneisen mittels Dünnschliff- und BSE-Bilder (back scattered electron images der Mikrosonde) veranschaulicht. Im dargestellten Pl der Probe Stb07/26 verdeutlicht sich der Zonarbau. Dieser Pl befindet sich eingeregelt im Bereich der foliationsausbildenden Glimmern. Auffällig ist hier das abrupte Absinken des an-Anteiles begrenzt auf den äussersten Rand bis hin zu reinem Ab (Abbildungsreihe 5.6). Das die dunkleren Bereiche der Pl im BSE-Bild die Na-reicheren, sprich die Zonen mit höherem Ab-Anteil widerspiegeln, gilt für alle BSE-Bilder der Pl.

Probe Stb07/26: zonierter Plagioklas im Schliff....



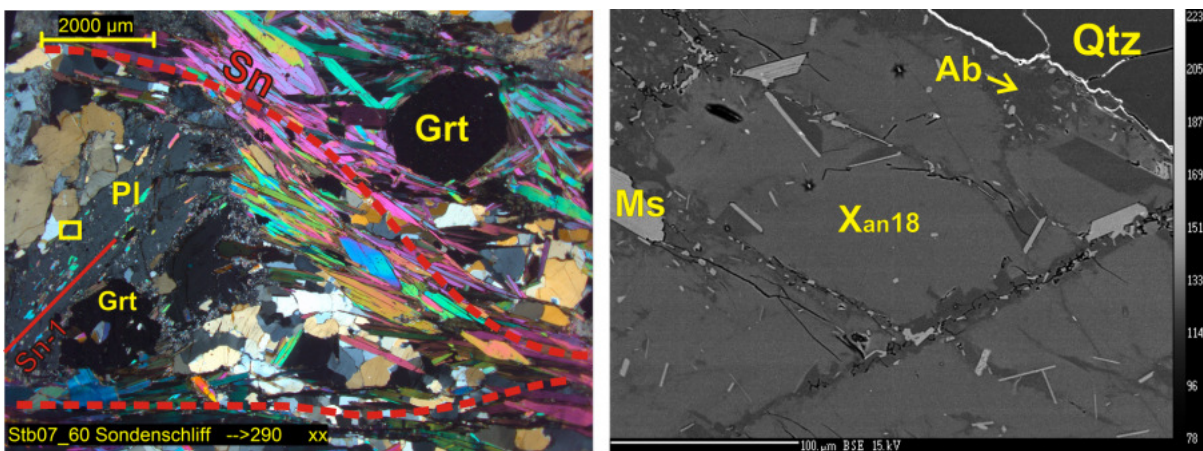
...und im BSE Bild



Abbildungsreihe 5.6.: Am rechten Rand des Pl-Kornes im Dünnschliffbild (linkes Bild) ist ein heller Rand aus reinem Ab erkennbar. Danach folgt eine kontinuierliche Zunahme bis zum Maximum von Xan_{27} und Xan_{19} im dunklen Kernbereich welcher im BSE-Bild (rechts) Zonen mit höherem Xab widerspiegelt

Der PI in der Abbildungsreihe 5.7 stellt einen elongierten, rotierten Klasten dar, der quer zur Hauptschieferung steht und von ihr umflossen wird. Die größeren, eingeschlossenen, orientierten Ms sind xenomorph und stark resorbiert. Es kann davon ausgegangen werden, dass diese eine ältere erhaltene Deformationsphase (D_{n-1}) repräsentieren.

Die durchschnittliche Zusammensetzung dieses PI liegt bei X_{an18} . In den Spaltflächen zeigt sich ein X_{an3} und am Kornrand wurde reiner Ab gemessen. Es scheint sich hier um Ab-Neubildungen in den Spaltflächen und an den Kornrändern zu handeln.



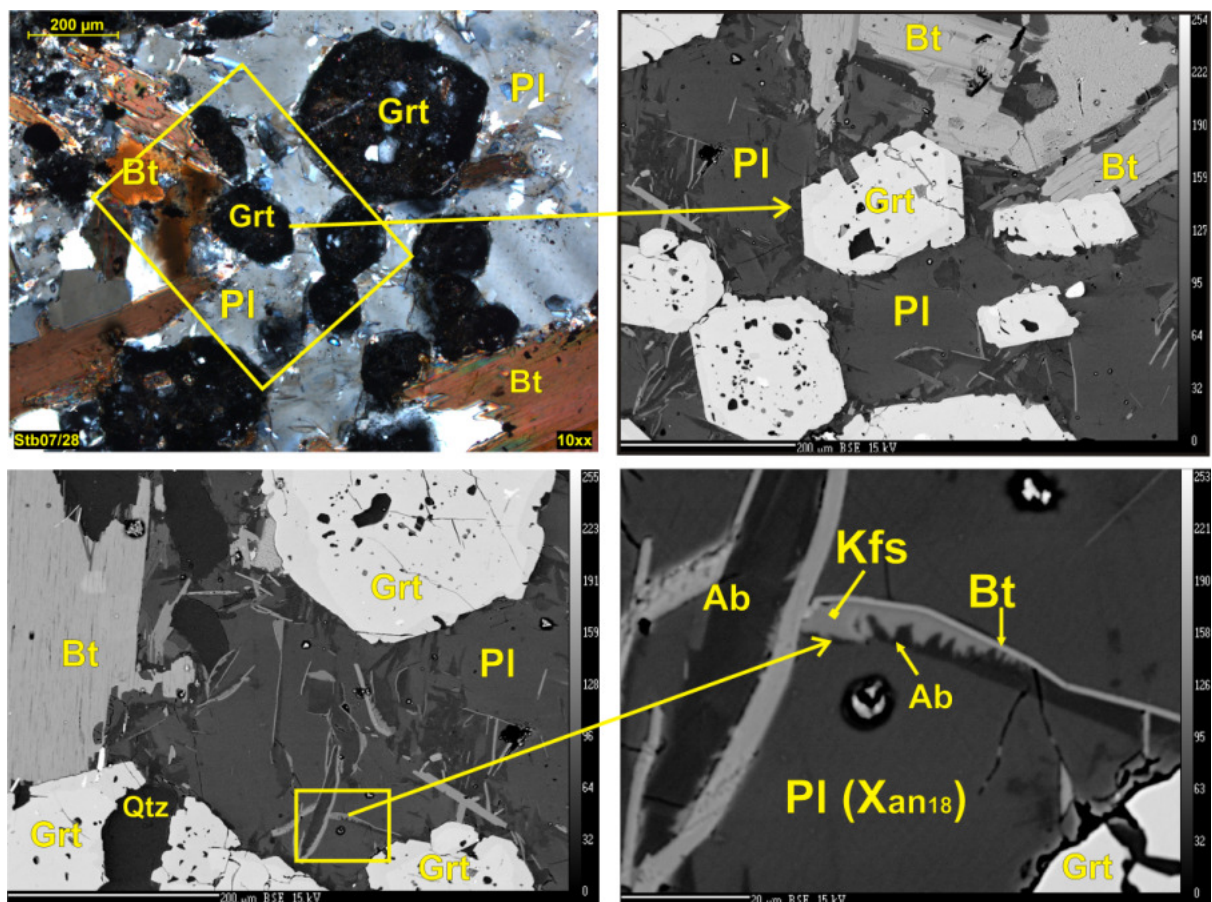
Abbildungsreihe 5.7.: Links im Dünnschliffbild mit gekreuzten Polarisatoren ein rotierter PI-Klast aus der Probe Stb07/60 mit Bt- und Ms-Einschlüssen, welche eine interne Foliation Sn-1 nachzeichnen. Das kleine gelbe Rechteck markiert den Bereich der rechts im BSE-Bild dargestellt ist. Auffällig sind die Ab-Zonen in den Spaltflächen und am PI-Kornrand. Die Ab-Bildung geht mit der Kristallisation von fein stengeligem bis nadeligem Ms einher.

Die PI-Altblasten in Probe Stb07/28 (Abbildungsreihe 5.8) besitzen xenomorphe Korngrenzen und wachsen bereichsweise über die bestehende Hauptschieferung hinaus. Sie sind gespickt mit Grt-Körnern die großteils von idiomorpher Ausbildung sind. Die zum Teil ungleiche Verteilung der Grt bzw. die Anhäufung in bestimmten Bereichen innerhalb der PI konnte nicht mit deren Chemismus in Zusammenhang gebracht werden. Eine Erklärung wäre die spätere Deformation der mit Grtgespickten PI, welche großteils von der Hauptschieferung umflossen werden. Im Kontakt zu einem perfekt idiomorphen Grt zeigen mikrostrukturelle Beobachtungen ein Gleichgewicht zwischen Grt2 (= grs-reicher Anwachssaum) und Ab-reichen (X_{an4}) sowie An-reicheren (Oligoklas, X_{an21}) Domänen. Es besteht die Möglichkeit, dass es sich hierbei um eine Entmischung (Peristerit) handelt. Der Temperaturbereich für die Stabilität von Peristerit liegt bei 400° bis 600° C und einem max. X_{an25} (Spear 1993,

S. 82). Die chemischen Voraussetzungen für eine Entmischung werden erfüllt und die Anwesenheit von Cld in den Paragneisen lässt auf einen, für die Peristeritbildung möglichen, Temperaturbereich bis zu 550°C schließen.

Die albitreichen, dunkleren Zonen im PI sind meist mit Glimmern (meist Bt) vergesellschaftet und zeigen klare, gerade Korngrenzen.

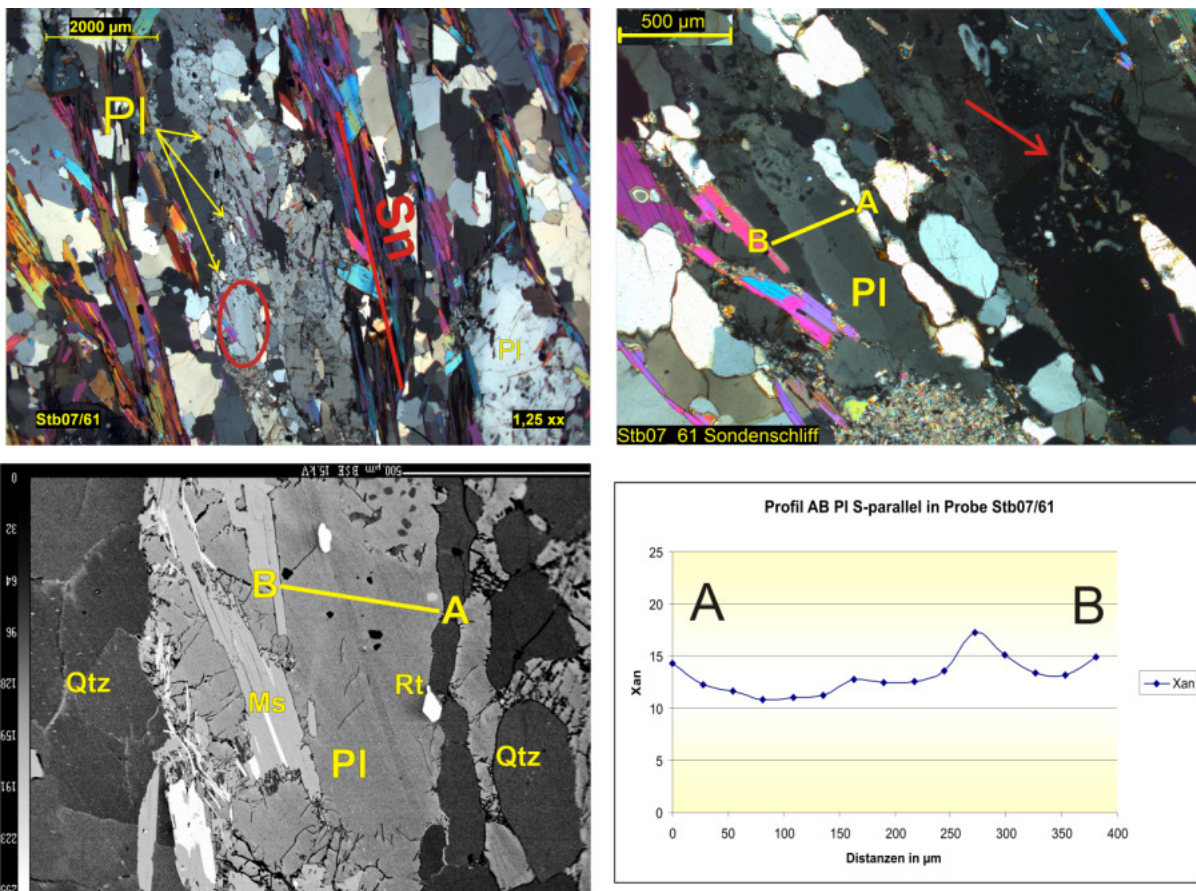
In Verbindung mit Bt und Ab im PI-Altblasten tritt auch der im µm-Größenbereich gewachsene Kfs auf (Abbildungsreihe 5.8, unten). Dieser zeigt lobate Komgrenzen zu Ab während die geraden Korngrenzen zu Bt auf ein Gleichgewichtswachstum mit diesem hinweisen.



Abbildungsreihe 5.8.: Idiomorphe Grt im PI-Altblast (Probe Stb07/28) im Dünnschliff (links oben) und im BSE-Bild (rechts oben). Unterhalb BSE Abbildungen von Kfs-Domänen vergesellschaftet mit Ab und Bt innerhalb der PI-Altblasten.

Der im Microlithonsbereich vorkommende, xenomorphe Plagioklas der Probe Stb07/61 ist parallel zur Hauptschieferung eingeregelt. PI scheint mit einer bevorzugten Wachstumsrichtung parallel der Hauptfoliationsflächen kristallisiert zu sein. Dabei umschliesst er parallel Sn orientierte Ms. Dies spricht für ein syndeformatives Wachstum in Bezug auf die Hauptschieferung Sn. Auffällig in dieser

Probe sind mitunter tropfenförmige Einschlüsse von Qtz innerhalb des Pl, das einer symplektitischen Verwachsung gleicht. Eventuell könnte es sich hierbei um einen Schnitteffekt handeln, der Qtz-Einschlüssen dieses Aussehen verleiht. Das Teilprofil AB aus einem auch im Dünnschliff sichtbar zonierten Bereich zeigt eine schwach-diskontinuierliche Zonierung. Speziell die Bereiche mit Qtz-Einschlüssen zeigen ein An-reicheres Bild (heller Bereich im BSE-Bild Na-ärmer) und weist auf den oben beschriebenen, möglichen Austausch von $\text{Na}^+ + \text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+}$ hin.



Abbildungsreihe 5.9.: Pl der Probe Stb07/61. Die rote Markierung im Bild links oben weist auf den vergrößerten Bereich im oberen rechten Dünnschliffbild hin. Der rote Pfeil dort kennzeichnet die Stelle einer Qtz-Einschlüssen in Pl, welche in kleinerem Maßstab auch oberhalb des Profiles AB auftreten. Im BSE-Bild links unten sind Lamellen innerhalb des Pl erkennbar. Es stellt sich die Frage, ob es sich dabei um Entmischungslamellen handeln kann. Die Schwankungen im Xan Gehalt sind im Profil rechts unten dargestellt.

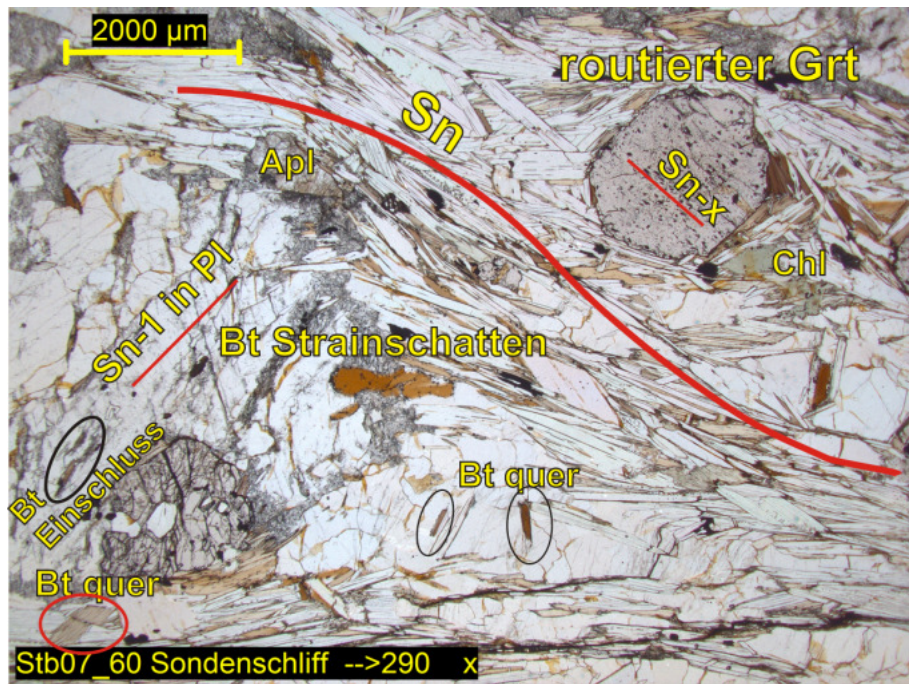
Biotit: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_3(\text{Fe}^{+3}, \text{Al Ti})(\text{Al-Si}_3\text{-O}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$

Bt kommt wie Qtz und Pl in unterschiedlichen Anteilen innerhalb aller Proben der Paragneise vor. Strukturell lassen sich folgende Bt-Typen unterscheiden:

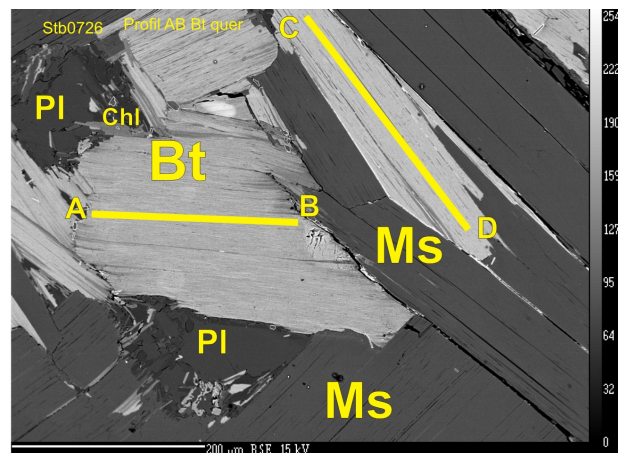
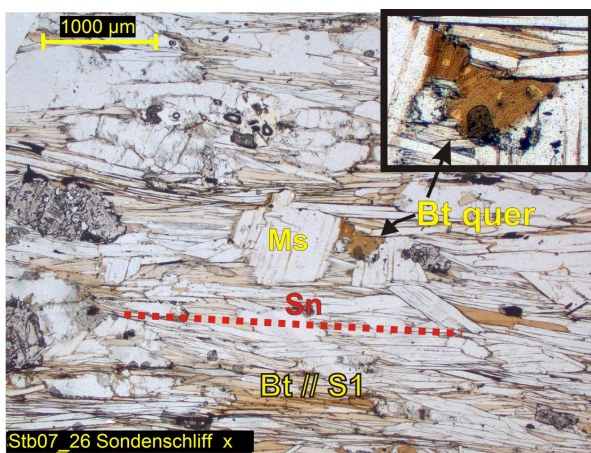
- Bt welche mit Ms und tw. Erz Foliationsbildner sind
- Bt die quer zur Haupschieferung Sn stehen
- Bt als Einschlüsse in Pl und Grt
- Bt als Neoblasten im Microlithonsbereich und im Strainschatten

Die foliationsbildenden Bt zeigen sich innerhalb der gemessenen Proben chemisch homogen und löschen gleichmäßig und einheitlich aus. Die quer zu Sn stehenden Bt treten innerhalb der Cleavage domain sowie auch im Microlithonsbereich auf und zeigen im Schliff Dunkelstellung, wenn die S-Flächen- Bt in Hellstellung stehen. Im Microlithonsbereich sind sie nur vereinzelt zu beobachten und rekristallisiert. Somit ist Dn-1 Deformation nicht mehr klar erkennbar aber zu vermuten. Die Neoblasten von Bt fallen im Dünnschliff, gleich den quer-Sn Bt, durch ihre andere Orientierung auf, denn die Lage der Beobachtungsebene steht hier parallel zu 001 und daher tritt kaum Pleochroismus in Erscheinung.

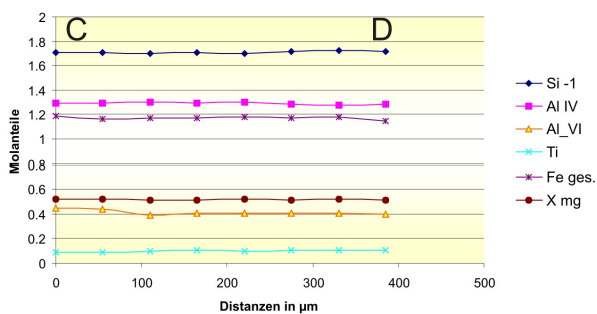
Die Bt sind in ihrer Zusammensetzung relativ homogen. Deren Chemie ist im Anhang (7.1) dargestellt und wurde auf der Basis von 11 Sauerstoffen berechnet. Gravierende Änderungen im Ti-Gehalt (durchschnittlich bei 0,095 Molanteilen) wurden nicht festgestellt. Eine repräsentative Darstellung der Chemie befindet sich in Abbildungsreihe 5.11. Repräsentativ für die strukturell unterschiedlichen Bt aller Paragneis-Proben folgen nun Ausschnitte aus den Proben Stb07/60 (Abbildungsreihe. 5.10) und Stb07/26 (Abbildungsreihe 5.11).



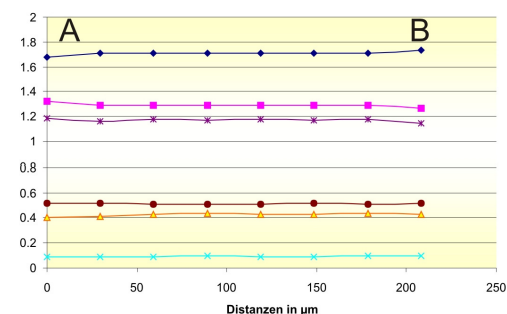
Abbildungsreihe. 5.10.: Beispiele der textuell unterschiedlichen Bt (Probe Stb07/60) im Dünnschliff. Sn-parallel gewachsene Bt repräsentieren mit Ms die Hauptfoliation Sn (rote Linie) während ein Sn-1 im Pl-Porphyrroklast anhand von Bt-Einschlüssen erkennbar ist. Das Sn-x im Grt weist darauf hin, dass dieses Interngefüge auch ein Sn-2 widerspiegeln könnte. Es ist nur im inneren Kernbereich (Grt0?) ausgebildet.



Bt Sn-parallel Profil CD Probe Stb07/26



Bt quer zu Sn Profil AB Probe Stb07/26



Abbildungsreihe 5.11.: Probe Stb07/26. Im Dünnschliffbild links oben sieht man die gemessenen quer Sn und Sn-parallel Bt, welche rechts oben im BSE-Bild dargestellt sind. Die Profile unterhalb zeigen die relativ homogene Chemie der Bt.

Der Unterschied im Pauschalchemismus der Proben spiegelt sich in den gemessenen Bt der Paragneise im Fe- bzw. Mg-Gehalt wieder. Anhand der Bt-Messungen, welche alle ein mehr oder weniger einheitliches Bild der Bt liefern, lässt auf eine durchgehende Rekristallisation (keine Änderungen innerhalb der Bt-Körner einer Probe im Xmg und Ti) und damit verbundene Homogenisierung der Bt schließen. Nur strukturell lassen sich ehemalige Gleichgewichtsbeziehungen zu den anderen Mineralphasen eruieren (Abb. 5.12).

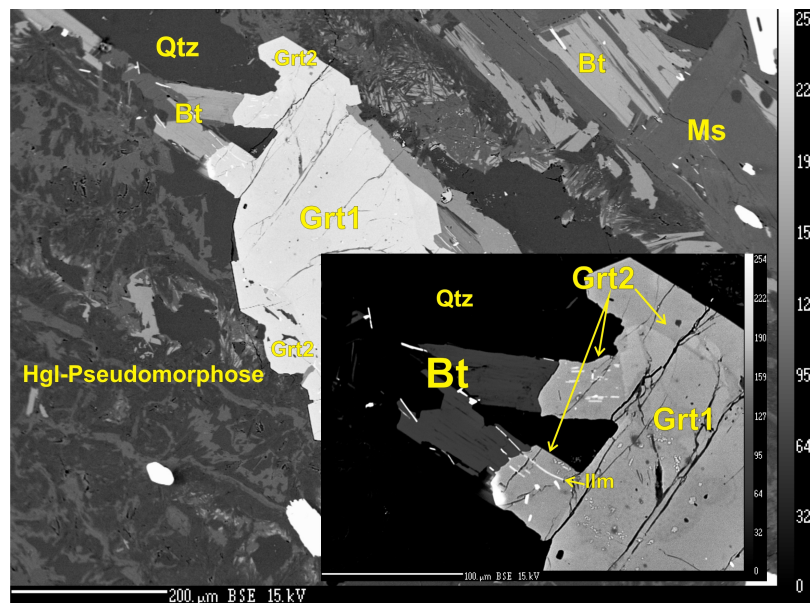


Abb. 5.12.: BSE-Bild der Probe Stb07/26, das eine Verwachsung von Bt mit Grt2 (grs-reicher Anwachsraum) zeigt. Sie bilden gerade Kornkontakte und schließen gemeinsam Ilm als Sn-mitbildende Erzphase ein (post-Dn Wachstum von Grt2 und Bt)). Dieses mikrostrukturelle Bild lässt auf eine Gleichgewichtsbeziehung von Grt2 und Bt schließen.

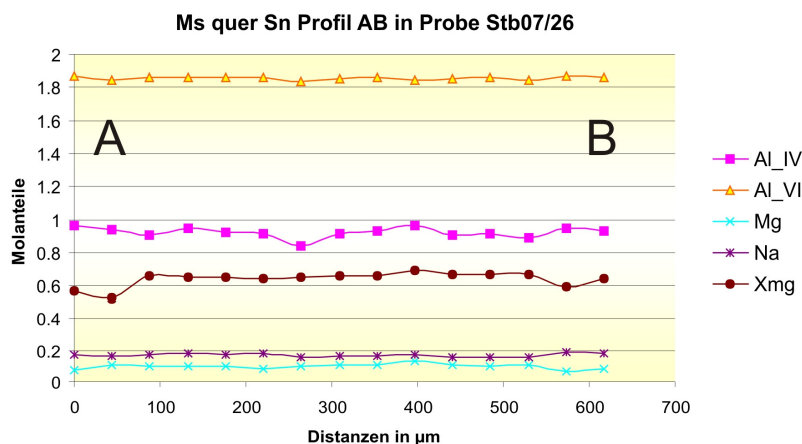
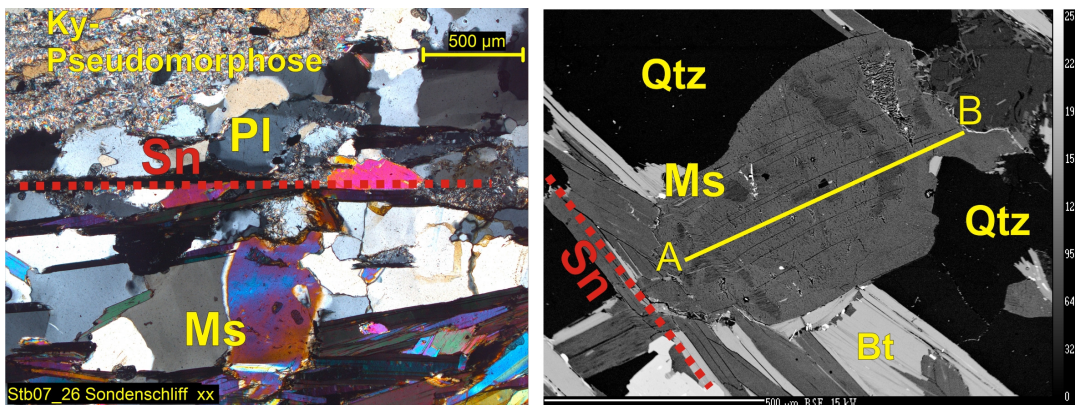
Muskovit und Paragonit: $\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$, $\text{NaAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Ähnlich der Bt gestaltet sich das über die Proben verteilte einheitliche, strukturelle Bild der Ms innerhalb der untersuchten Paragneisproben. Auch hier handelt es sich um

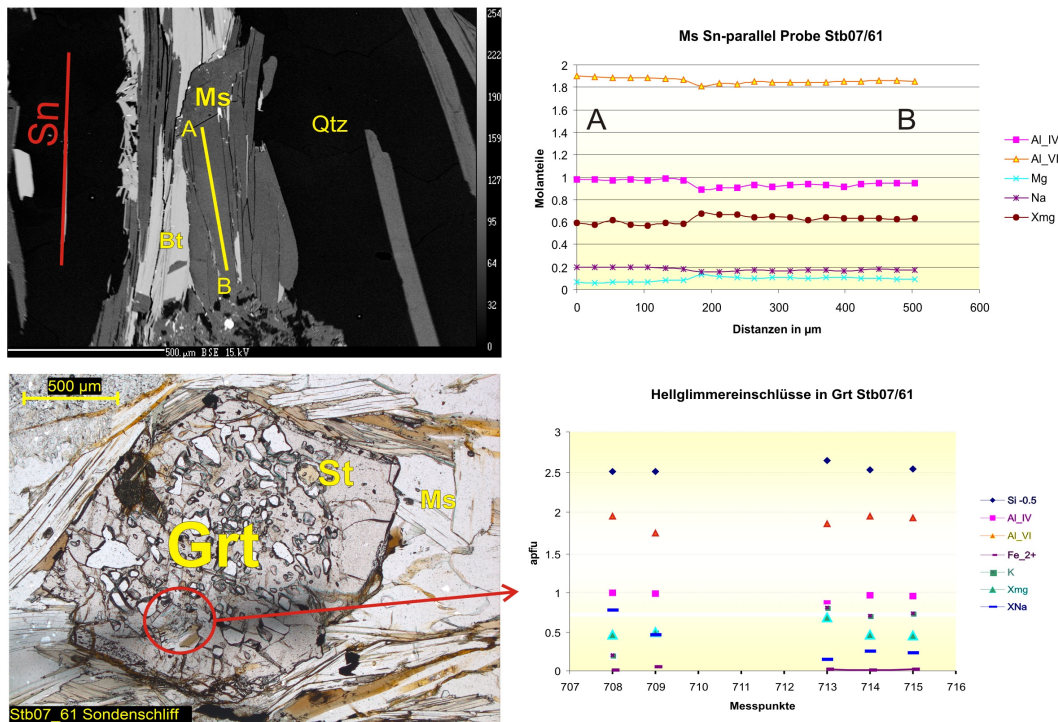
- Ms welche mit Bt und tw. Erz Foliationsbildner sind
- Ms die quer zur Haupschieferung Sn stehen
- Ms als Einschlüsse in Pl und Grt
- Ms als nicht orientiertes, feinkörniges Umwandlungsprodukt

Anders als bei den Btn handelt es sich beim letzten Punkt nicht um xenomorph, diffuse Neuspaltungen in der Matrix, sondern um Umwandlungsprodukte wie zum Beispiel fein verteilte, idiomorphe Blättchen im Pl sowie Ser in Pseudomorphosen

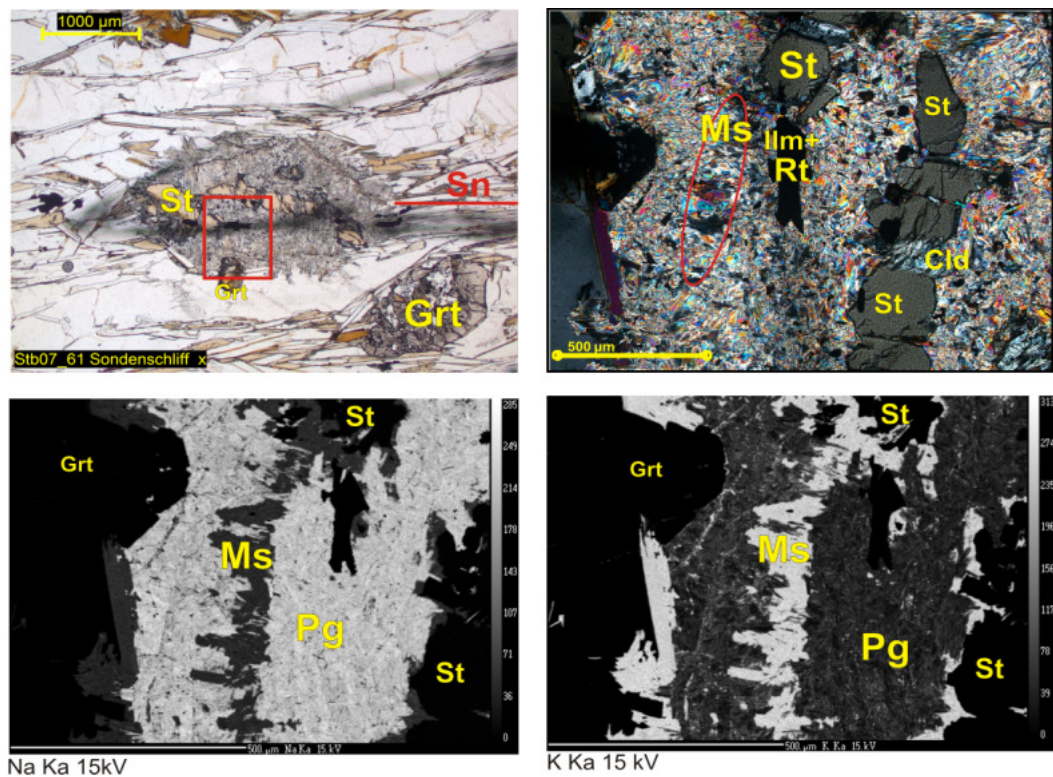
rund um St- und Ky-Klasten. Pg kommt als feinschuppige Aggregate in den St- und Ky-Pseudomorphosen mit Ms vor (Abbildungsreihe 5.15), sowie z.T. als Einschlüsse in Grt(in Abbildungsreihe 5.14). Die Mikrosondenmessungen zeigen auch innerhalb der unterschiedlichen Proben eine ähnliche chemische Zusammensetzung des Ms. Die Formelberechnung des Ms erfolgte auf der Basis von 11 Sauerstoffen. Das X_{Na} liegt durchschnittlich bei 0,3 Molprozent. Die Fe^{+2} Komponente bei 0,04 apfu/11 O. In einigen Messungen der Matrixmuskovite, wie zum Beispiel im quer zur Hauptschieferung Sn liegenden Glimmer der Probe Stb07/26 (Abbildungsreihe 5.13), ist an der X_{Mg} Profillinie eine Zonierung von 0,7 im Kern zu 0,5 Molprozent erkennbar. Da diese Zonierung eher selten, und nur in quer liegenden und Sn-parallelen größeren Ms auftritt, handelt es sich hier wohl im Kern um noch erhaltenen Chemismus eines „alten“ Ms. Dafür spricht auch das niedrigere X_{Mg} von max. 0,5 Molanteilen in den Pseudomorphosen (Neubildungen von Ms) im Verhältnis zu den bis zu X_{Mg} 0,7 Molanteilen im Kern auch von Sn-parallelen gemessenen Ms. Ab und zu weisen die quer zu Sn stehenden Ms Kinkung und Verbiegungen auf.



Abbildungsreihe 5.13.: Quer zu Sn-Ms in Probe Stb07/26. Die zonar unterschiedliche Doppelbrechung des Ms-Kornes im Schliffbild links oben, lässt schon eine chemische Variation innerhalb des Kornes vermuten. Das Profilbild zeigt eine Zonierung im Xmg.



Abbildungsreihe 5.14.: In der Probe Stb07/61 wurden Punkte eines parallel zu Sn stehenden Ms gemessen, welche im Diagramm oben rechts dargestellt sind. Auch hier ist eine flache, gegen den Kornrand abfallende X_{Mg} Zonierung zu erkennen. Gegengleich dazu ändert sich das Al^{VI}. Die Messpunkte der Hgl-Einschlüsse, links unten im Dünnschliffbild markiert und rechts unten dargestellt, zeigen Pg und Ms mit unterschiedlicher Zusammensetzung.



Abbildungsreihe 5.15.: Ms und Pg als koronenartiger, pseudomorpher Ersatz von St in Probe Stb07/61. Die Hgl-aggregate überwachen zum Teil den ehemaligen Kornrand, der von Erzphasen nachgezeichnet wird. Das längliche Erzkorn in der Mitte des rechten oberen Bildes besteht im Inneren aus Rutil umgeben von Ilmenit. Die unteren beiden Bilder sind (Röntgen-) Elementverteilungsbilder von Natrium (links) und Kalium (rechts). Die Helligkeit korreliert mit dem hohen Gehalt des jeweiligen Elementes.

Staurolith $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_9\text{O}_6[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]_4(\text{O}, \text{OH})_2$, **Kyanit** $(\text{Al}_2\text{SiO}_5)$ und
Chloritoid $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_3\text{O}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$

Diese drei Phasen treten gemeinsam auf, daher werden sie hier zusammengefasst. St und Ky (Disthen) erscheinen als reliktsche Porphyroklasten meist in Vergesellschaftung mit Cld als ihr Umwandlungsprodukt. Es wurden zwei Proben untersucht, die diese drei Minerale gemeinsam in der Matrix enthalten. In der stärker deformierten Probe Stb07/26 überwiegt Ky der zusammen mit St eingeregelt und von der Schieferung umflossen auftritt. Richtungslos gewachsener Cld füllt Risse in Ky und St bzw. umgibt sie, zusammen mit einem feinschuppigen Aggregat aus Ms und Pg. Probe Stb07/32 ist weiter von der Mylonitzone entfernt und zeigt vergleichsweise die besser erhaltenen und auch größeren St und Ky Körner. In Probe Stb07/28 wird St pseudomorph von Hgl-Aggregaten ersetzt, welche noch die idiomorphe Kornform von St nachzeichnen. St erscheint in der Hauptfoliation rotiert und es ist ein internes Sn-1 anhand orientierter Erzphasen erkennbar. Auch hier sind die St durch richtungslos gewachsenen Cld ersetzt. Ky tritt in dieser Probe nicht auf, was aufgrund der XRF-Daten auf relativ geringeren Bulk Al-Gehalt der Probe Stb07/28 zurückgeführt werden kann. Pseudomorph ersetzte, hypidiomorph erhaltene St zeigt auch die Probe Stb07/61, ähnlich der Probe Stb07/26, aber weniger deformiert. Dort bildet Cld ebenso richtungslos gewachsene Umwandlungsprodukte des St. Ky wurde in dieser Probe nicht festgestellt. Allerdings zeigen Messpunkte eines Granateinschlusses die Chemie einer Al_2SiO_5 -Modifikation, umgeben von mikrokristallinem Ms und Pg sowie Qtz. Dieses Auftreten ließe sich mit der Reaktion $\text{Pg (ss)} + \text{Qtz} = \text{Ab (ss)} + \text{Als} + \text{Ms (ss)} + \text{H}_2\text{O}$ (Spear 1993) nachvollziehen. Mineralchemisch zeigen sich die St und Cld homogen (Chemie-Daten im Anhang 7.1), lediglich ein St-Einschluss in Grt (Abb. 5.21) liefert einen niedrigeren Zn-Gehalt als die St in der Matrix.

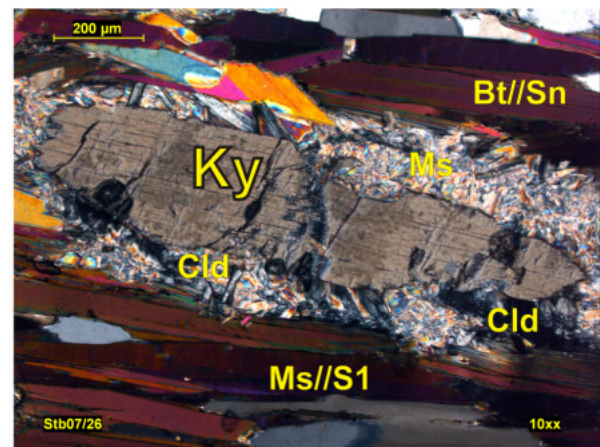
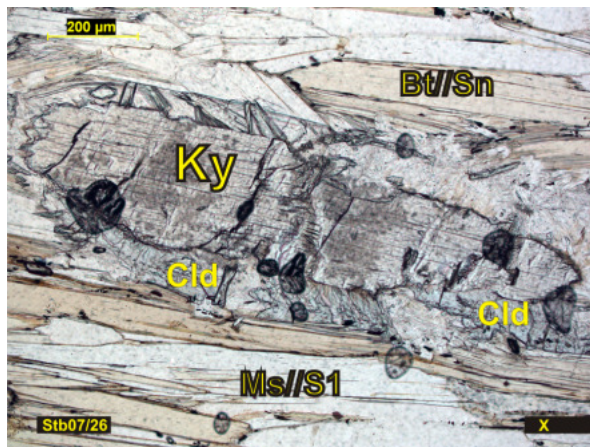
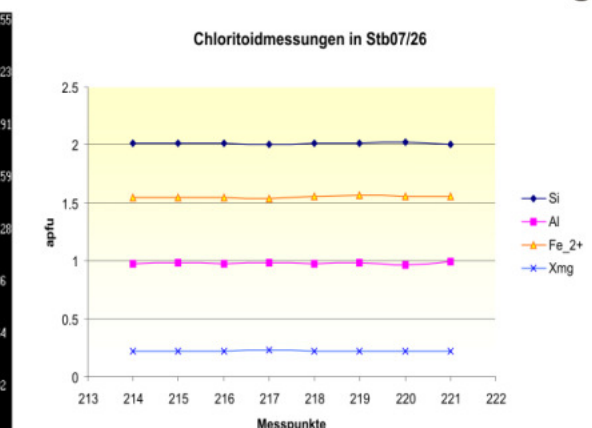
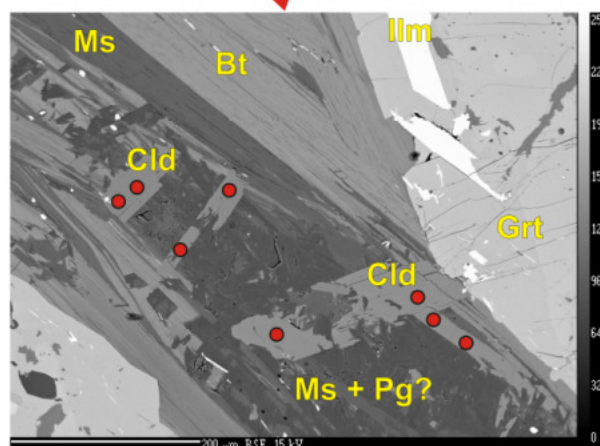
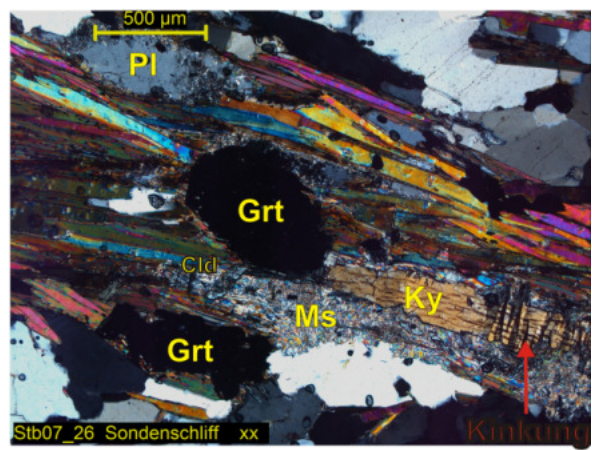
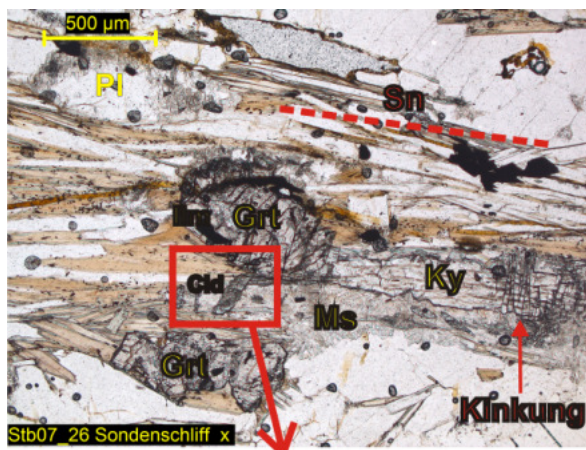


Abb. 5.16.: parallel Sn eingeregelter Ky-Klast in Probe Stb07/26 umrahmt von einer Pseudomorphosebildung von Hgl-Aggregaten und in einem grossen Winkel zur St-Korngrenze orientiert gewachsenen Cld. Der Vollständigkeit halber sind hier einzelne Ky-Messungen aus Stb07/26 angegeben:

Ky in Probe Stb07/26 in Ox%

Punkte:	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂
45	37.545	63.626	0.132	0.007
25	37.108	63.522	0.123	0
142	37.065	63.383	0.178	0.02
615	37.002	63.948	0.777	0



Abbildungsreihe 5.17.: gekinkter, Sn-paralleler Ky-Klast in Probe Stb07/26. Auch hier Umwandlungen zu feinschuppigem Hgl und Cld, welcher links unten im BSE-Bild mit seinen Messpunkten dargestellt ist. Diese zeigen die homogene Zusammensetzung von Cld (rechts unten). In Bezug auf Grt sind die Erzeinschlüsse (Ilm) im Anwachssaum zu beobachten

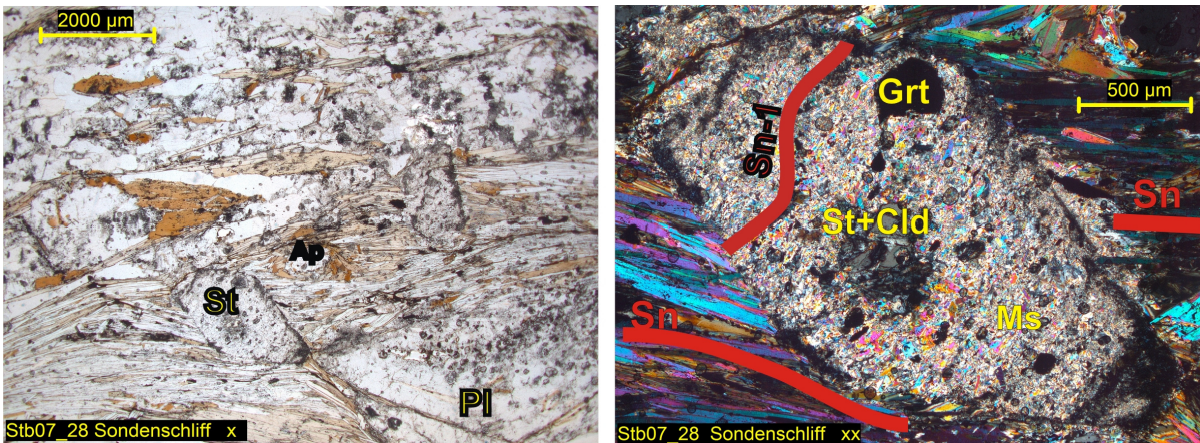


Abb. 5.18.: Hgl-Aggregate zeichnen die ehemalige St-Kornform nach. Dieser weist ein Interngefüge (Sn-1) auf. Sn ausserhalb des St ist abgelenkt von anderen Sn-umflossenen Phasen, wie der große Grt-gespickte Pl-Alblast rechts unterhalb des rotierten St (sichtbar im einfach polarisierten Dünnschliffbild links oben).

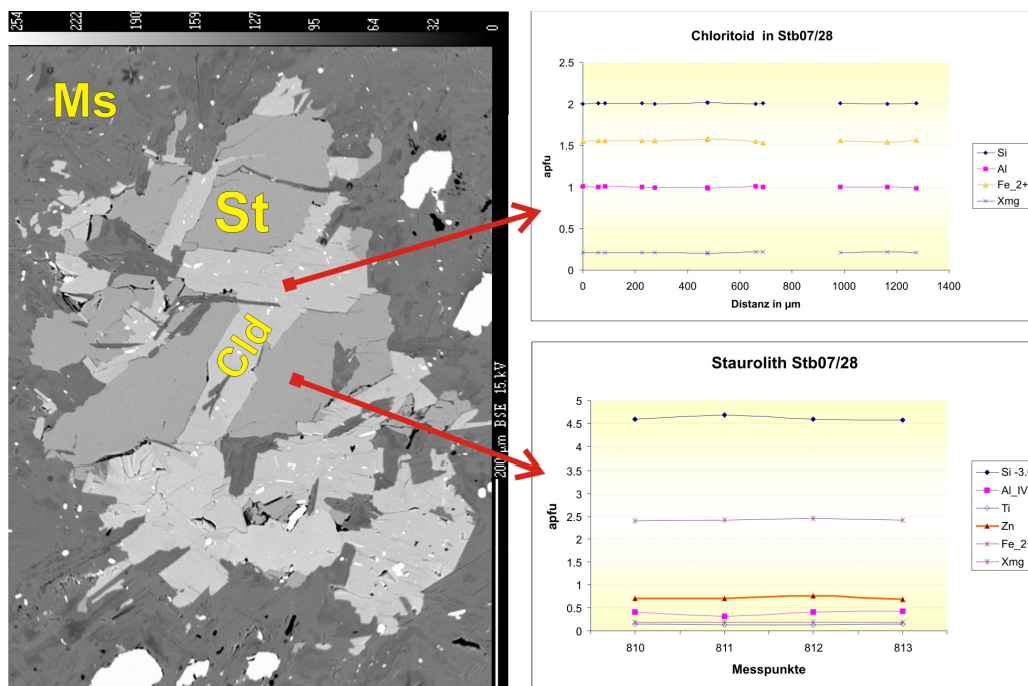
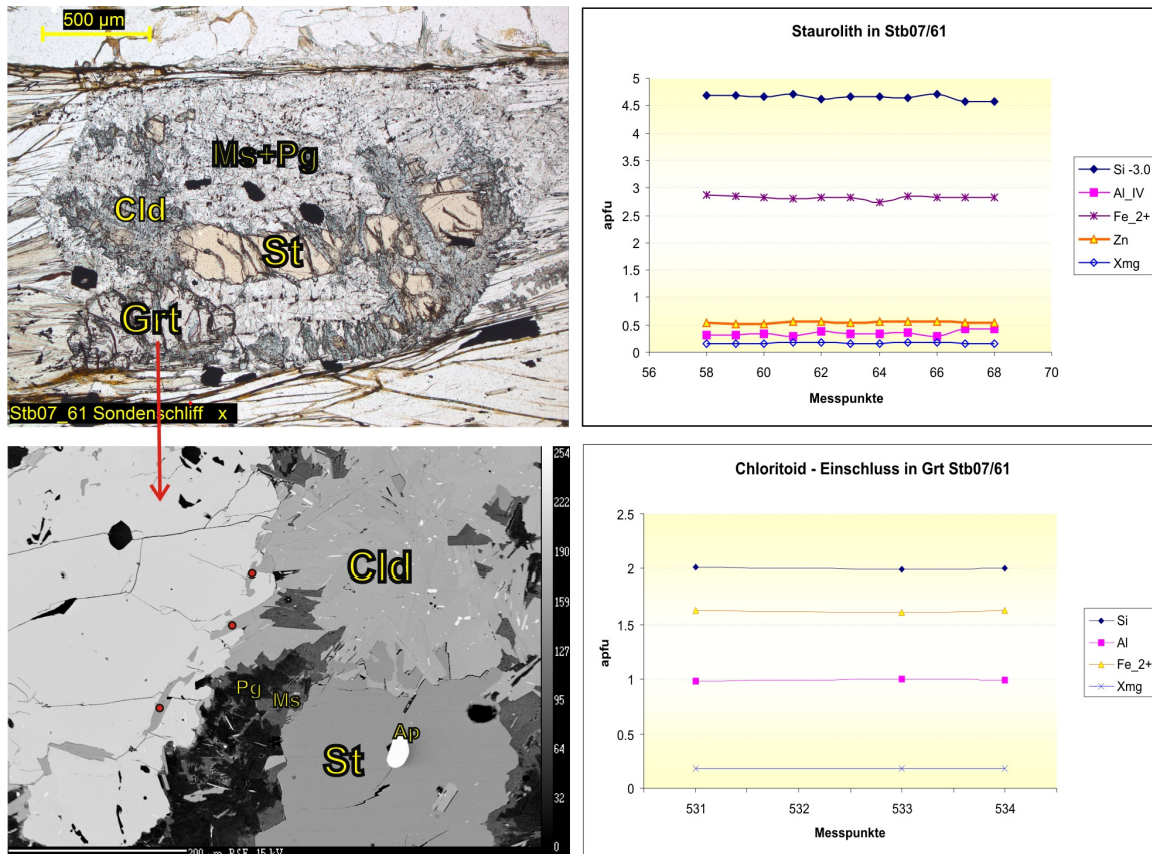


Abb. 5.19.: Links dargestellt der Kernbereich des in Abb. 5.18 beschriebenen St im BSE-Bild. Messungen des St und dessen Umwandlungsprodukt Cld sind rechts in den beiden chemischen Profilen dargestellt. Die kleinen weissen Punkte innerhalb des Cld stellen vermutlich Erzphasen wie Illmenit dar (quantitativ nicht messbar), da bei der Umwandlung von St zu Cld Eisen überschüssig bleibt. Die grösseren, weiss erscheinenden Phasen sind Grt und Ap. Bei der Darstellung der Si-Gehalte von St wurden 3 apfu abgezogen um eine deutlichere Darstellung der anderen Profillinien zu erhalten.



Abbildungsreihe 5.20.: Reliktischer, Sn-parallel gelängter St in Probe Stb07/61. Cld bildet sich an Rissen und scheint in dieser Form nach Abbau des St erhalten zu bleiben um nachher ebenso von Hgl-Aggregaten resorbiert zu werden. Dass Cld auch als Einschluss erscheint, zeigt das zum Dünnschliff oberhalb gehörende BSE-Bild des Granatausschnittes (links unten). Der Ca-reichere Anwachsraum des Grt (Grt2) steht im GGW mit Cld, das an deren Verwachsung erkennbar ist. Messpunkte dieses Cld sowie des St sind rechts in den beiden Diagrammen dargestellt.

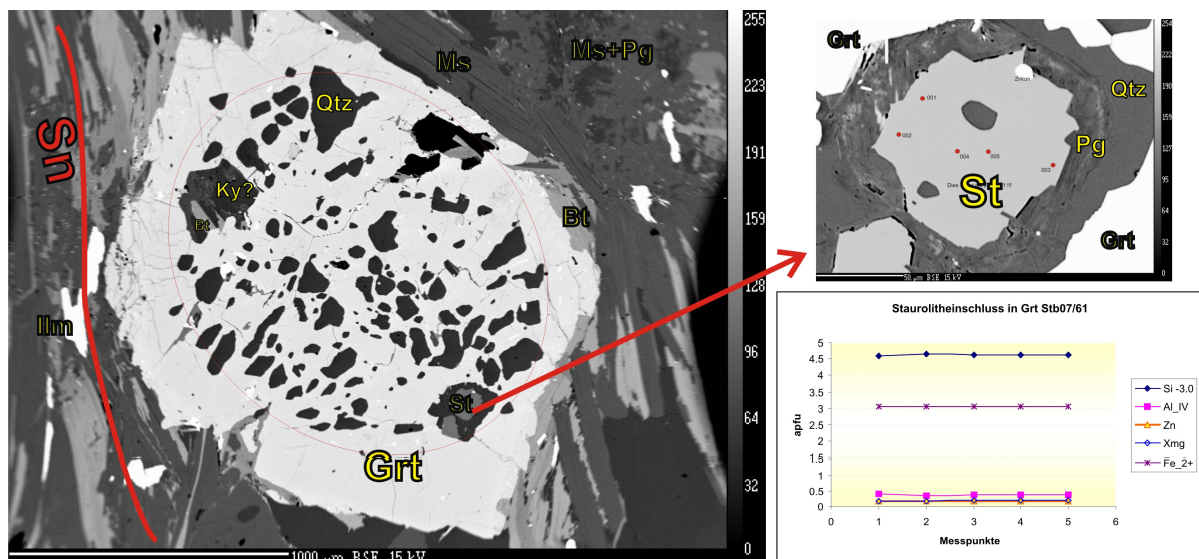


Abb. 5.21.: BSE-Bilder und chemisches Profil eines St-Einschlusses in Grt der Probe Stb07/61. der Einschluss ist umsäumt von Pg und Qtz. Im oberen linken Bereich des Grt wurde das optisch nicht zu identifizierbare Als gemessen. Die hauchdünne Kreislinie im Grt deutet auf eine Einschlusszonierung desselben hin. Dies sind die einzigen Als bzw. St-Einschlüsse die gefunden wurden.

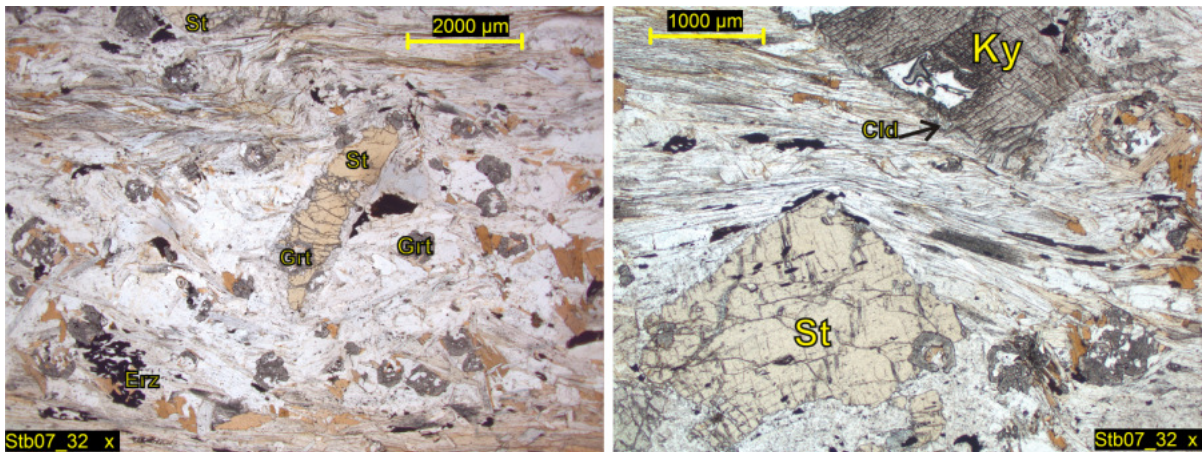


Abb. 5.22.: Links: St-Klast der Probe Stb07/32. Rechts: Ky und St welche von Sn umflossen werden. Erze mit als Foliationsbildner sind hier deutlich zu erkennen. Ky weist hier einen schmalen Umwandlungssaum von senkrecht zum Kornrand gewachsenem Cld auf.

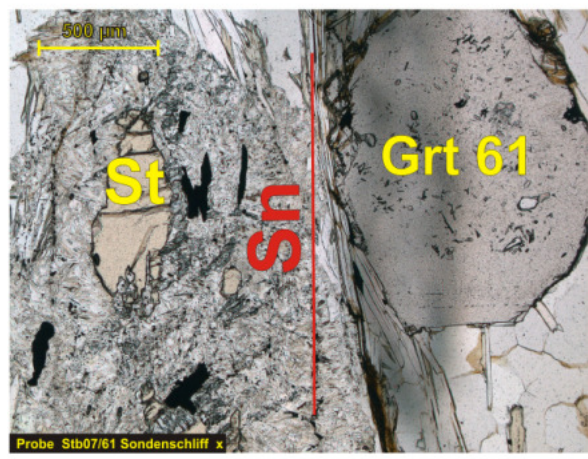
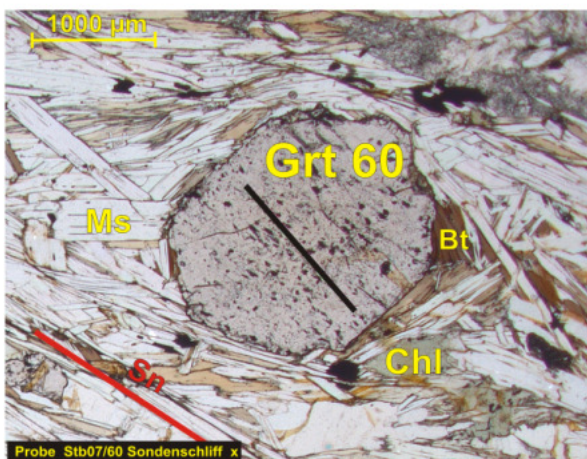
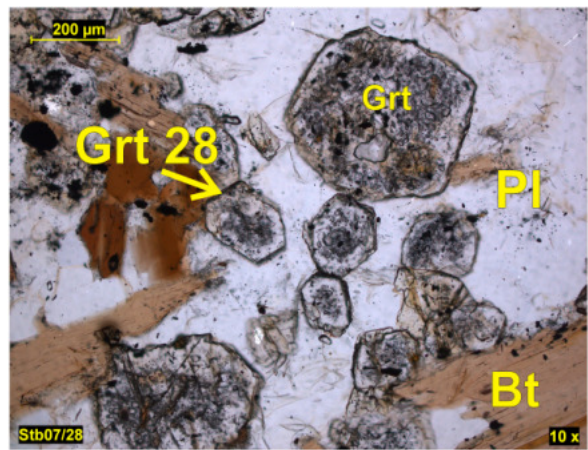
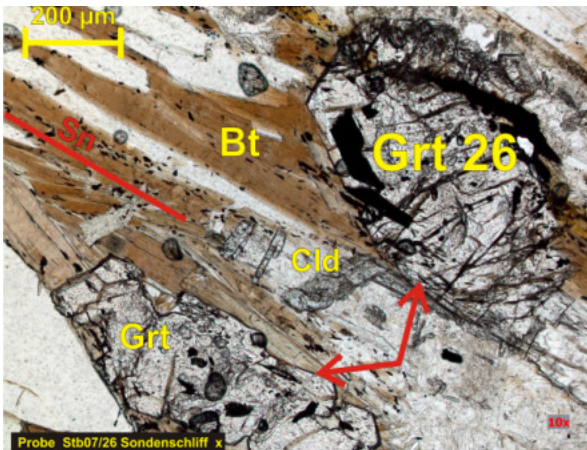
Granat:

- Almandin $\text{Fe}_3^{+2} \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$
- Grossular $\text{Ca}_3^{+2} \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$
- Spessartin $\text{Mn}_3^{+2} \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$
- Pyrop $\text{Mg}_3^{+2} \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$

Das Auftreten der Grt in den Paragneisen variiert in Korngröße, Komform, Resorbtiionsgrad und chemischer Zonierung innerhalb der untersuchten Proben. Dies ist zum Grossteil in den schon beschriebenen Dünnschliffbildern ersichtlich:

- **Abb. 5.1, Abbildungsreihe 5.17:** Probe Stb07/26 zeigt kleine, (1 mm-Bereich nicht überschreitend) hypidiomorphe Grt-Körner. Diese besitzen einen schmalen Anwachssaum, der die Hauptfoliation einschliesst.
- **Abb. 5.2, Abbildungsreihe 5.8:** In Probe Stb07/28 tritt Grt feinkörnig ausschliesslich in den Pl-Blasten (idiomorph) und in den St-Pseudomorphosen (hypidio-, xenomorph) auf.
- **Abb. 5.22:** Probe Stb07/32 weist zum Großteil Atollgranate und resorbierte Grt-Körner von rund 1 mm Größe auf.
- **Abbildungsreihe 5.7, Abbildungsreihe. 5.10:** Stb07/60 mit im Durchschnitt 2 mm großen, hypidiomorphen Grt-Körnern welche ein Interngefüge bzw. Einschlusszonierung und einen schmalen Anwachssaum aufweisen
- **Abb. 5.3, Abbildungsreihe 5.14, Abbildungsreihe 5.20:** Grt in Probe Stb07/61 gleicht jenen in der Probe Stb07/60.

Um einen Überblick zu erhalten, werden die den Grt betreffenden, repräsentativen Ergebnisse hier auf die aussagekräftigsten Beispiele reduziert und zusammengefasst. Neben den in den bisherigen Dünnschliffbildern erkennbaren, unterschiedlichen strukturellen Eigenschaften der Grt, liefern auch die chemische Zusammensetzung, bzw. chemische Zonierung Informationen zur petrogenetischen Entwicklung. Es handelt sich in erster Linie um almandinreiche Grt mit einem Minimum an durchschnittlichem Xalm-Gehalt von 0,69 in der Probe Stb07/28 und einem Maximum von Xalm 0,77 in Probe Stb07/61. Strukturelle Beobachtungen bezüglich der Grt Anwachssaum-Bildung stimmen mit der chemischen Zonierung überein. Dieser ist in allen gemessenen Proben zu beobachten. Grenz der Rand der Grt-Körner (Grt1) an Qtz, ist dort vermindert oder gar kein Anwachssaum (Grt2) vorhanden. Ansonsten überwächst dieser meist angrenzende Mineralphasen bzw. schließt die foliationsbildenden Glimmer und Erze mit ein. Dieser Grt-Anwachssaum besitzt eine Ca-reiche bzw. Xgrs-reichere Zusammensetzung und wird im Folgenden als Grt2 bezeichnet, da es sich um ein zweites Grt-Wachstum nach der Kernbildung handelt. Grt2 zeigt sich in den Profilen, welche in den Abb. 5.24 (a-d) mit dazugehörigen BSE-Bildern dargestellt sind. Die dazugehörigen Dünnschliffbilder dieser Grt sind in Abbildungsreihe 5.23 dargestellt und um mit der jeweiligen Probennummer bezeichnet.



Abbildungsreihe 5.23.: Links oben: Grt aus Probe Stb07/26, die roten Pfeile markieren den die Foliationsebene überwachsenden Grt-Anwachssaum (Grt2). Rechts oben: Grt 28 aus Probe Stb07/28 mit idiomorphen Grt-Körnern, welche einen einschlussarmen, klaren Grt2-Rand zeigen. Links unten: Grt 60 der Probe Stb07/60 weist eine interne Foliation (Sn-1) auf und wird von Glimmern umrahmt. Rechts unten: Grt 61 aus Probe Stb07/61 mit sehr schmalem und im Kontakt mit Qtz fehlendem Grt2-Rand.

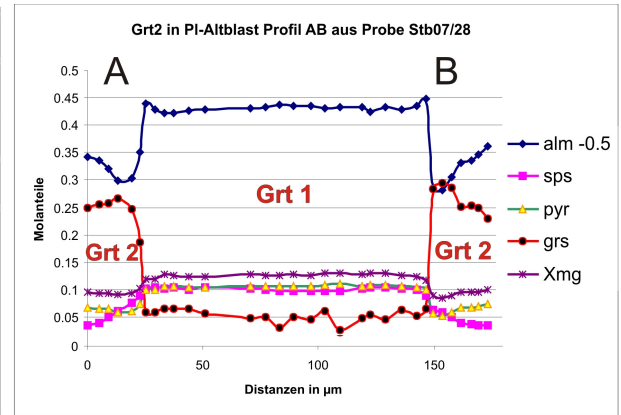
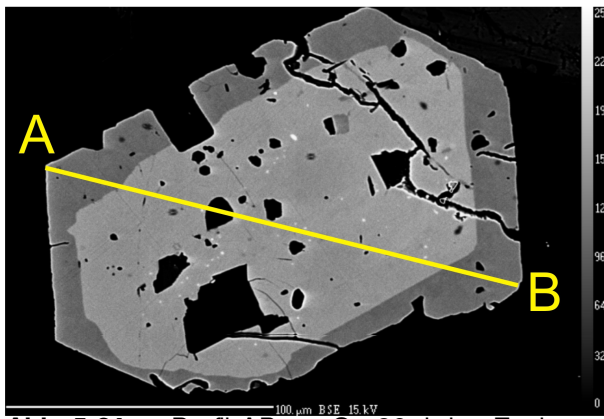
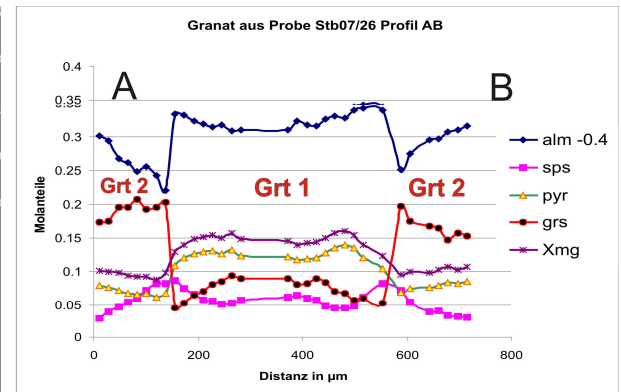
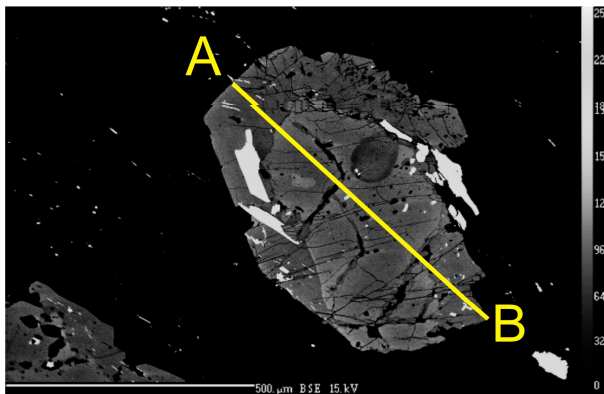
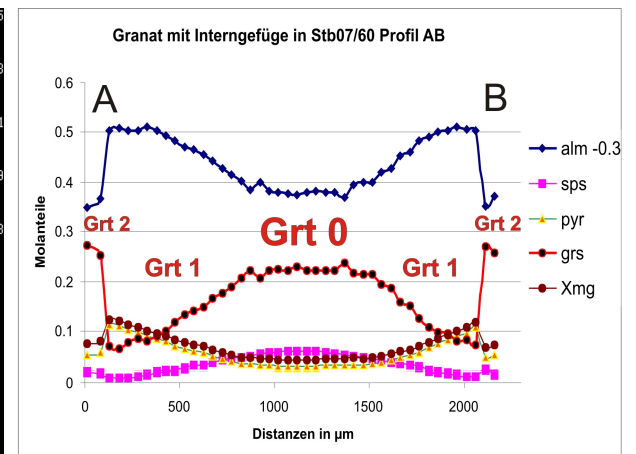
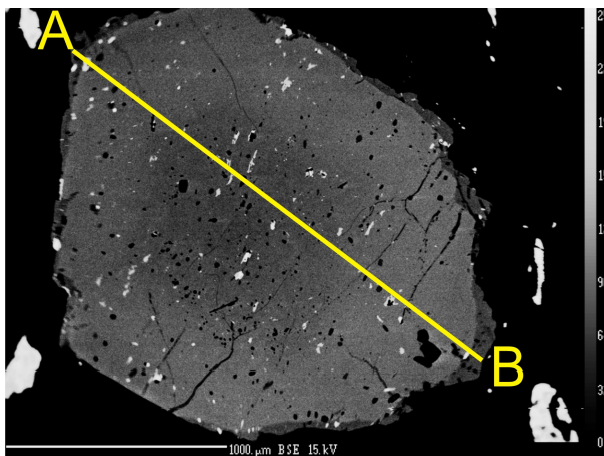


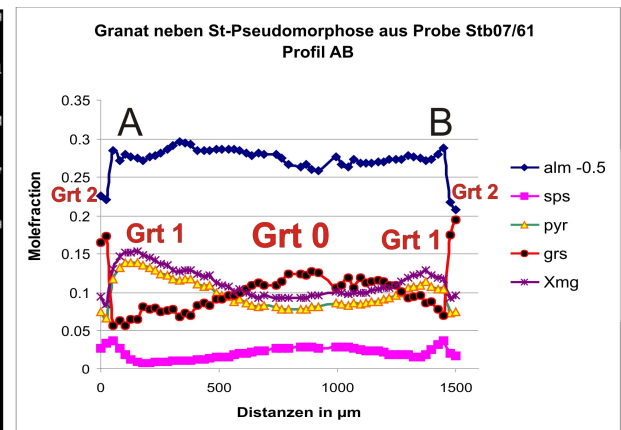
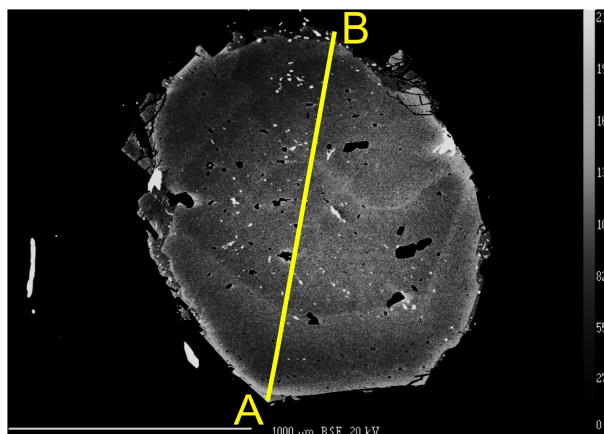
Abb. 5.24.: a Profil AB aus Grt 28, keine Zonierung im Kern (Grt1), steile Zonierung in Grt2



b. Profil AB Grt 26, flache Zonierung im Kernbereich Grt1, steile Zonierung in Grt2



c. Profil AB Grt 60, steile Zonierung im Kern, Grt0?, abflachen -> Grt1, schmaler Rand Grt2



d. Profil AB Grt 61, Zonierung im inneren Kern Grt0?, Kern-Rand Grenze Grt1, Rand Grt2

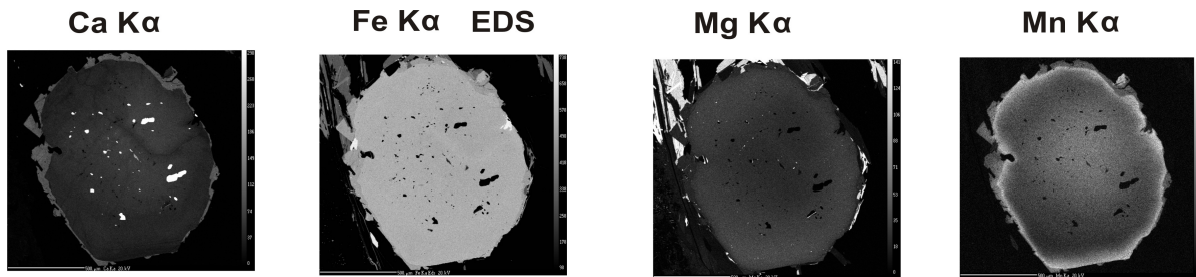


Abb. 5.25.: Elementverteilungsbilder von Grt61. Der als reliktsch interpretierbare, im BSE-Bild sichtbare Kern spiegelt sich nicht eindeutig wieder. Das Ca-Ka-, Mg-Ka- und Mn-Ka-Bild zeigt eine kontinuierliche Zonierung vom Kern (Grt0) bis hin zum Rand von Grt1. Als Ca-reicherer, schmaler Anwachsraum erscheint Grt2. Auffällig, der hohe Mn-Gehalt an der Grenze Grt1 zu Grt2, der auf eine Resorption von Grt1 hinweist.

Die abrupte Zunahme, also diskontinuierliche Zonierung von Xgrs weist auf eine Wachstumszonierung hin, da diffusionsbedingte Zonierungen keinen solchen Sprung der Elementgehalte innerhalb einer Phase hervorrufen (Spear 1993). In Profil Grt28 liegen die Profillinien flach und zeigen keine Zonierung, abgesehen von Schwankungen im Xgrs-Gehalt, welche vermutlich auf Diffusionsprozesse mit den vorhandenen Einschlüssen zurückgeführt werden.

Die relativ flache Xsps Zonierung in Grt26, weist auf eine diffusive Homogenisierung von Grt1 hin. Auch dieser Grt zeigt wie Grt28 eine deutliche Wachstumszonierung anhand des Grt2-Randes.

Grt60 und Grt61 weisen eine glockenförmige Xsps-Kurve im Inneren von Grt1 auf. Je flacher diese Linie, umso mehr wurde dieser Bereich der Diffusion aufgrund hoher Temperaturen unterworfen (Spear 1993). Potentielle ältere reliktsche Grt-Kerne wären am ehesten in Grt60 zu suchen, da dieser noch die Elementverteilung einer ursprünglichen Wachstumszonierung im Kern aufweist (Xalm und Xpyr steigt gegen den Rand, Xgrs und Xsps sinken gegen den Rand). In Grt61 ist unterstützend zur Vermutung der Existenz eines Grt0 optisch ein reliktscher, hypidiomorpher Kern in Grt1 erkennbar, welcher sich jedoch leider nicht eindeutig im Chemismus widerspiegelt. Die Grt-Zusammensetzung des homogenen Grt28 lässt darauf schließen, dass dessen Bildung zeitlich mit der Grt1 Rand Bildung von Grt60 und Grt61 korreliert. Diese repräsentiert aufgrund des kontinuierlich zum Rand ansteigenden Xmg vermutlich ein Metamorphosestadium nahe dem T-Peak der prograden Grt1-Entwicklung. Eine damit verbundene vollständige Homogenisierung von Grt26 erscheint aufgrund der kleinen Korngröße möglich.

Im Gegensatz zu der Heterogenität im Zuge der ersten Grt-Bildungsphase haben sämtliche Metapeliteproben das Grt2 bildende Ereignis durchlaufen. Dass in Grt60

und Grt61 die Grt2-Randbildung so schmal ausgefallen ist, kann mit dem Pauschalchemismus zusammenhängen (Stb07/28 und Stb07/26 enthalten etwas mehr Ca). Ihre Größe ist ebenfalls von Bedeutung, denn es bildet sich bei gleichem Modalbestand der Anwachssaum-Generation ein dünnerer Saum um einen größeren Grt als um einen kleinen. Einschlüsse der Grt sind nicht gleichmässig verteilt, sondern in bestimmten Grt-Domänen konzentriert. Apatit und Rutil treten vergleichsweise häufig im Kernbereich der Grt auf. Ep wurden in Rand-Domänen von Grt1 gemessen. Rtl wird gegen Grt2 hin zunehmend von Ilmenit ersetzt bis im Grt2-Saum zum Großteil Ilmenit zu finden ist.

Chlorit:

Chl ist auf Grund seines Erscheinungsbildes dem letzten prägenden Ereignis zuzuschreiben. Er ersetzt Bt 1:1 bzw. kristallisiert richtungslos in Büscheln quer zu und über Sn. Einzelne mikrokristalline Körner wurden im äußeren Bereich der Pseudomorphosen aus Hgl-Aggregaten gemessen. Als in sich abgeschlossene Einschlüsse in anderen Mineralphasen kommt er nicht vor, nur als Umwandlungsprodukt bei Kontakt zur Matrix durch Klüfte und Spalten.

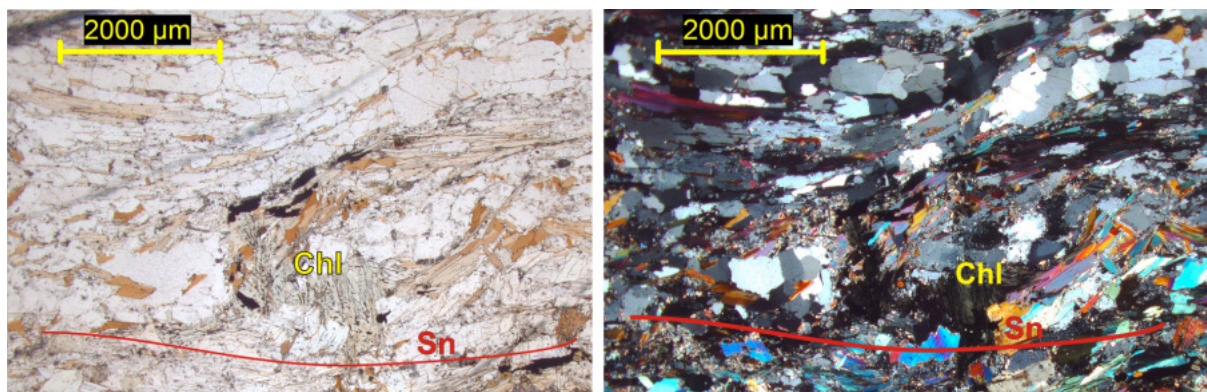


Abb. 5.26.: Probe Stb07/31: Beispiel eines quer zu Sn wachsenden Chl. Zum Teil ersetzt dieser auch quer Sn liegende Bt im Microlithonsbereich. Die Erze bilden ein S_{-1} Foliation nach.

5.1. Interpretation und paragenetische Entwicklung der Paragneise

Basierend auf den vorherig beschriebenen Untersuchungsergebnissen lässt sich eine erste Abfolge der metamorphen Geschehnisse in den Paragneisen ableiten.

Als relativen Bezugspunkt, wie schon in der Eingangsbeschreibung zu den Paragneisen erwähnt, wird hier die Deformationsphase Dn herangezogen, welche die penetrative Hauptschieferung Sn geprägt hat. Somit lässt sich aufgrund der mikrostrukturellen Lage der Mineralphasen in Kombination mit deren Chemismus auf Paragenesen, also Mineralphasen welche zum Zeitpunkt einer metamorphen Überprägung im Gleichgewicht standen, schließen. Nicht jedes strukturelle Bild der Mineralphasen lässt sich eindeutig interpretieren, so liefern manche Ergebnisse einen Anstoss zur Diskussion und weiterführender Arbeit in diesem Gebiet. Folgend werden nun die vorherig beschriebenen Mineralphasen in Hinblick auf die paragenetische Entwicklung in Prä-Dn-, Syn-Dn- und Post-Dn-Paragenesen eingeteilt um einen Überblick über die zeitliche Entwicklung der Mineralphasen zu gewinnen. Einerseits wird dabei darauf eingegangen, ob die Mineralphase schon vor Dn vorhanden war bzw. durch nachfolgende, prägende Metamorphoseereignisse rekristallisierte, oder ob es sich andererseits um Neubildungen handelt. Als Beispiel bietet sich Qtz an, der wohl schon vor der ältesten im Schliff erkennbaren metamorphen Prägung vorhanden war aber durch seine Bildung von 120° zueinander stehenden, geraden Korngrenzen und dem Verschwinden von undulöser Auslöschung auf eine spätere, statische Rekristallisation hinweist. Qtz kann somit zu jedem Metamorphoseereignis bzw. zu dessen Paragenese hinzugereicht werden, die Rekristallisation von Qtz ist allerdings eindeutig post-Dn.

Etwas komplexer gibt sich das Bild bei den Pl. Es lässt sich Pl, in den Paragneisen oft als elongierte Körner und von Sn umflossen, strukturell als prä-Dn einstufen. Ein internes Gefüge, quer zu Sn, repräsentiert von Glimmereinschlüssen in einem rotierten Pl der Probe Stb07/60 weist auf ein Wachstum post-tektonisch bezüglich einer älteren Foliation, Sn-1, hin. Somit nimmt Pl strukturell die Stellung zwischen zwei Foliationsbildungen und evtl. zwei verschiedenen Deformationsphasen ein und es wird ein intra-tektonisches-Wachstum abgeleitet. Chemisch weist Pl einen Zonarbau auf, der nicht konzentrisch sondern azentrisch verläuft (Na-reichere Domänen im inneren Kern und kontinuierliche Zunahme des Xan gegen den Rand).

Es handelt sich vermutlich um eine kontinuierliche, prograde Wachstumszonierung mit bevorzugter Wachstumsrichtung (Abbildungsreihe 5.6). Bei den gemessenen Pl-Ab-Rändern und albitreichen Zonen in den Rissen von Pl (Abbildungsreihe 5.7), scheint es sich mikrostrukturell gesehen um Pl-Neubildungen zu handeln, die mit einer Neukristallisation von Ms einhergeht. Nicht überall ist solch ein Ab-Rand zu erkennen und es ist davon abhängig, welche Mineralphasen unmittelbar angrenzen. Handelt es sich dabei um Qtz, ist kein Absinken des Ca-Gehaltes gegen den Pl-Rand erkennbar. Eindeutig interpretierbar ist das Wachstum von Pl prä-Dn mit zum Teil erkennbaren Ab-Rändern post-Dn wenn man diese mit Grt2 (Ca-reicherer Anwachssaum der Grt) in Verbindung bringt.

Bt findet man außer als foliationsbildende Mineralphase als Einschlüsse in Pl und in Grt. Das strukturelle Auftreten als Einschluss ordnet ihn prä-Dn, als Foliationsbildner syn-Dn und richtungslos gewachsen im Strainschatten bzw. rekristallisiert als post-Dn ein. Mineralchemisch ist Bt schwer mit anderen Mineralphasen in eine paragenetische Beziehung zu setzen, da er zum größten Teil homogenisiert bzw. rekristallisiert erscheint und keine auffälligen chemischen Unterschiede zw. den strukturell differenten Bt zu erkennen sind.

Die Ms zeigen, wie schon beschrieben, ein vergleichbares strukturelles Bild wie das der Bt. Zusätzlich ist noch ein feinschuppiges (Ser) bzw. mikrokristallines Auftreten in Bereichen der Umwandlung von Pl und als Pseudomorphose von Ky und vor allem St zu beobachten. Da dieses Ms-Wachstum richtungslos erscheint, wird diese Generation von Ms als post-Dn eingestuft. Anders als bei den Bt zeigen sich hier eindeutige chemische Unterschiede zwischen den strukturell unterscheidbaren Ms-Körnern. Zu Sn quer liegende Ms und solche im Strainschatten von Grt zeigen einen Zonarbau von Mg-reicheren Kernen zu Mg-ärmeren Rändern. Korrelierend zu diesen Rändern ist die chemische Zusammensetzung der feinschuppigen Ms in den Pseudomorphosen. Somit wäre die randliche Überprägung der Ms einem Ereignis post-Dn zuzuordnen während die Kernbereiche eine vergleichbare chemische Zusammensetzung mit Ms-Einschlüssen in Pl zeigen und daher prä-Dn einzustufen sind.

Pg befindet sich mit Ms richtungslos gewachsen, feinschuppig in Pseudomorphosen wieder und wird daher als post-Dn interpretiert. Die gemessenen Pg um einen St-Einschluss in Grt der Probe Stb07/61 zeigen eher das Bild einer nachträglichen

Umwandlung von St (Zufuhr von Material über einen Crack) als das es sich eindeutig um einen Pg-Einschluss handelt.

Ky ist in allen Paragneisproben als Altblast vorhanden und wird von Sn umflossen. Er ist prä-Dn gewachsen und wird, z.T. pseudomorph, ersetzt von Ms, Pg und Cld, welche einen Saum um die Klasten bilden. Ähnlich dem Ky zeigt sich das strukturelle Erscheinungsbild von St. Die St erscheinen als von Sn umflossene Klasten, deren ehemalige idiomorphe Kornform von Ms- und Pg-Aggregaten nachgezeichnet wird. Speziell in diesen oft rotierten Formrelikten ist mancherorts ein Interngefüge (Sn-1) erkennbar, das auf eine Deformationsphase vor oder noch während der St-Blastese zurückzuführen ist. Da keine eindeutige Verbindung von Sn mit dem internen Sn-1 beobachtet werden konnte, wurden die Internstrukturen einem separaten Deformationsereignis Dn-1 zugeschrieben. Sicher ist das Wachstum von St prä-Dn bis maximal syn-Dn einzustufen, sollte das interne Sn-1 ein Frühstadium der Deformationsphase Dn darstellen. Chemisch zeigen die St keine auffällige Variation in der Elementverteilung, nur der gemessene St-Einschluss im Grt der Probe Stb07/61 zeigt niedrigere Zn-Gehalte im Vergleich zu den Matrixstaurolithen. Da dies der einzige gemessene Einschluss ist, kann kein repräsentativer Vergleich gezogen werden und auch die Verbindung zur Matrix und damit verbundener Elementaustausch kann nicht ausgeschlossen werden.

Cld tritt als Mineralphase richtungslos gewachsen als Umwandlungsprodukt von St und Ky auf, aber auch er wird von Ms-Pg-Pseudomorphosen noch umgeben und z.T. von diesen ersetzt. Sein statisches Wachstum lässt ihn post-Dn zuordnen. Chemisch zeigt sich Cld homogen in allen gemessenen Proben.

Grt variiert strukturell in den Paragneisproben, lässt sich allerdings das Kernwachstum betreffend als prä-Dn einstufen, das sich unter anderem durch eingeschlossene prä-Dn Mineralphasen wie St und Ky im äußeren Kernbereich Grt1 belegen lässt. Die interne Foliation wird als prä-Dn-1 interpretiert. Somit ergibt sich für Grt0, das es sich hier um das älteste ersichtliche Grt-Wachstum handelt und ebenso prä-Dn einzustufen ist. Der Ca-reichere Anwachssaum Grt2 in Matrixgranaten überwächst Sn und ist an Korngrenzen zu Qtz nur sehr schmal bis gar nicht ausgebildet. Verwachsungen von Grt2 und Cld zeigen ein post-Dn Wachstum von Grt2.

Chl ersetzt zum Teil Bt 1:1 und ist die einzige Mineralphase, welche in der Matrix quer zu Sn bzw. über die Foliation hinweg gewachsen ist. Ein post-Dn Wachstum ist aufgrund dessen eindeutig und zeigt ein Bild der letzten metamorphen Überprägung.

Nach diesen Kriterien ergibt sich folgendes Bild:

	prä-Dn		(syn-) Dn		post-Dn	
	K1	K2	K3	K4	K5	K6
Quarz				elongierter Qtz	statisch gewachsener Qtz	
Plagioklas	rotierter Plagioklas (Oligoklas)				Albitränder	
Biotit		quer zu Sn	Foliationsbildner		rekrist. in Strainschatten	
Muskovit		quer zu Sn	Foliationsbildner		Muskovitränder u. Umwandlungen von Pl	
Paragonit					Pseudomorphose, statisch	
Serizit					Pseudomorphose und über Sn wachsend	
Kyanit	von Sn umflossen					
Staurolith	von Sn umflossen und gefaltetes Interngefüge (syn?)					
Chloritoid					statischer St- u. Ky-Ersatz	
Granat	Grt0 internes Sn-x	Grt1 von Sn umflossen			Grt2 über Sn wachsend	
Chlorit					statisch über Sn wachsend	

———— eindeutiges Vorkommen

----- vermutetes Vorkommen

Abb. 5.27.: Diagramm zur Darstellung der strukturellen und z.T. chemischen Beziehung zwischen den Mineralphasen. Die Kürzel K1 bis K6 bezeichnen jeweils eine auf Grund der Untersuchungsergebnisse interpretierte Kristallisationsphase (K) innerhalb der zeitlichen Einteilung in Bezug auf Dn.

Durch diesen Überblick ergeben sich folgende Paragenesen:

- prä-Dn:** -> K1: Qtz + Pl (Ca-ärmerer Oligoklas) + Bt + Ms + Ky + Grt0
 -> K2: Qtz + Pl (Ca-reicherer Oligoklas) + Bt + Ms + Ky + St + Grt1
- syn-Dn:** -> Qtz + Pl + Bt + Ms +/- St
- post-Dn:** -> K5: Qtz + Pl (Ab) + Bt + Ms + Pg + Ser + Cld + Grt2
 -> K6: Ms (Pl-Umwandlung) + Ser + Chl

Die paragenetischen Beziehungen der Mineralphasen untereinander lassen sich nicht in allen Proben beobachten. Bereiche, in welchen sich der Bezug der Phasen zueinander deutlich darstellt, sind zusätzlich zu den bereits im vorigen Kapitel beschriebenen Abbildungen an folgenden Beispielen zu sehen:

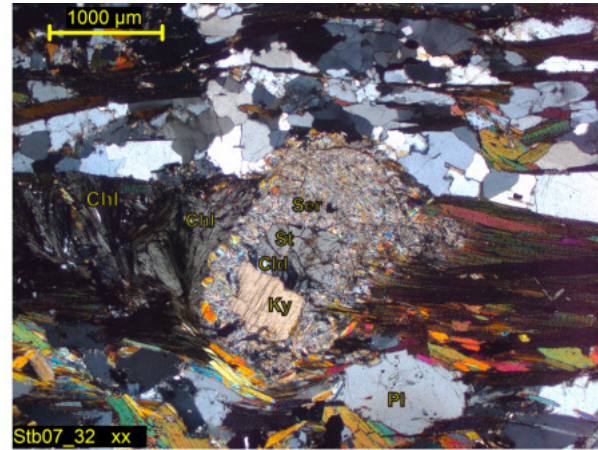
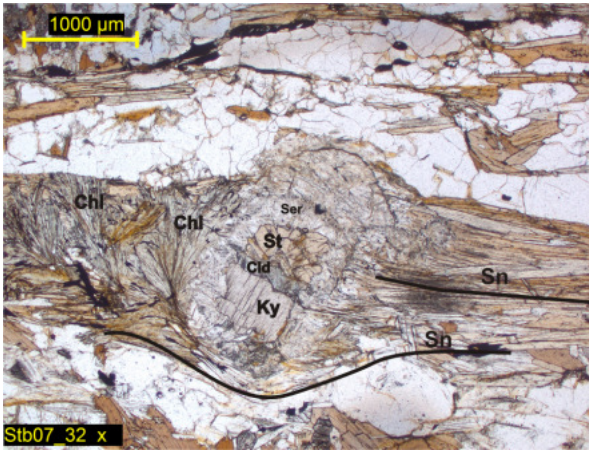


Abb. 5.28.: Dünnschliffbild einer ehemaligen Ky-St-Verwachsung (rotiert, prä-Dn) deren Kornkontakt von senkrecht dazu gewachsenem Chl (post-Dn) verfüllt wurde. In der Pseudomorphose aus Hgl-Aggregaten oberhalb des Klasten scheint sich eine leichte interne Foliation abzuzeichnen, welche möglicherweise ein syn-Wachstum von ehemaligem St widerspiegelt. Pl (hier prä-Dn), rechts unterhalb des Ky-St-Klasten wird von den foliationsbildenden Glimmern umflossen. Die Pseudomorphose aus Ser (post-Dn) umgibt den Klasten und wächst über und in Sn. Chl (post-Dn) wächst querüber Sn hinweg.

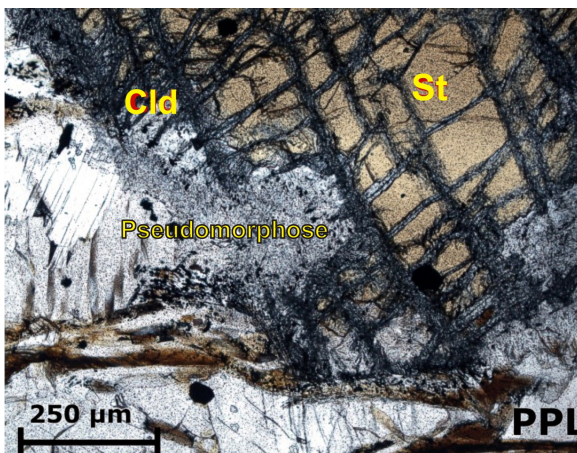


Abb. 5.29.: Ein St-Klast aus der Probe HZ05/07 welcher posttektonisch von Cld ersetzt wird. In einem späteren Stadium wird St und Cld von einer Pseudomorphose aus Hellglimmeraggregaten ersetzt. Als Reste der Umwandlung aus St zu Cld bleiben noch einzelne, die Spalttrisse nachzeichnende Erze in der Pseudomorphose erhalten.

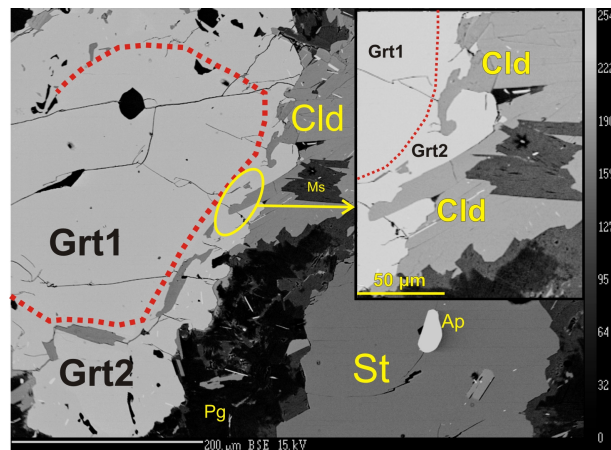


Abb. 5.30.: BSE-Bild einer Verwachsung von Cld mit Grt2 (post-Dn) der Probe Stb07/61 und zeigen ein zeitgleiches Wachstum während beide schon von Resorption betroffen sind.

6. Diskussion

- 1.) Einen Diskussionspunkt bildet die zeitliche Zuordnung der tektonischen Aktivität der Mylonitzone, bzw. das Alter der Hauptstrukturprägung in dieser Zone. Im Arbeitsgebiet ist innerhalb der Paragneise nahe der Mylonitzone eine Foliation S_n erkennbar, welche die porphyroklastischen Minerale St und Ky sowie Grt1 umfließt. St und Ky repräsentieren laut Literatur den Variszischen, thermischen Metamorphosepeak und werden im zentralen (Purtscheller 1969, Hoinkes et al. 1972) bzw. westlichen (Schweigl 1995) Ötztal als postkinematisch bezüglich der penetrativen Hauptschieferungs-bildung beschrieben. Im Arbeitsgebiet sind jedoch St, Ky und Grt1 eindeutig präkinematisch bezüglich der dominierenden Foliation S_n kristallisiert. Die Überprägung der Variszischen Peak-Paragenesen durch D_n indiziert, dass die tektonische Aktivität an der Mylonitzone entweder einem spät-Variszischen, oder einem frühen eo-Alpinen Metamorphoseereignis zugeordnet werden kann. Kretazisches Mineralwachstum wird im Arbeitsgebiet durch statisch und postkinematisch gewachsenen Cld, Ser, Chl, Ab und den Grt2-Anwachssaum (Purtscheller et al. in Geodynamics of the Eastern Alps, S. 185 – 190, 1987, Tropper und Recheis 2003) repräsentiert, welche als retrograde Umwandlungsprodukte der Variszischen Paragenesen interpretiert wurden (Purtscheller et al. 1987). Die Verteilung von Bt Rb-Sr und K-Ar Altersdaten im Ötztal-Stubai-Komplex (Thöni 1987), sowie das Fehlen einer eoalpinen zweiten St Generation in Al-reichen Paragneisen des Arbeitsgebietes sprechen für maximal Grünschiefer-fazielle Kretazische Metamorphosebedingungen. Hinweise auf ein hochtemperiertes früh-eo-Alpines Metamorphosestadium im bearbeiteten Abschnitt des Ötztal-Stubai-Kristallins fehlen. Aufgrund der Gefügeprägung von Pl sowie mittelkörnig dynamisch rekristallisiertem Qtz in der Mylonitzone (Abb. 4.19) wird die Hauptstrukturprägung der Mylonitzone und die relative Platznahme der verschiedenen lithologischen Einheiten einem spät-variszischen Metamorphosestadium zugeschrieben. Allerdings kann auch eine Reaktivierung einer Variszischen Scherzone während des Eoalpinen Geschehens nicht restlos ausgeschlossen werden. Eine geochronologische

Detailbearbeitung der Gesteine der Mylonitzone ist erforderlich, um die Frage nach dem absoluten Alter der tektonischen Aktivität der Mylonitzone zu beantworten.

- 2.) Weiters zur Diskussion steht der komplexe Zonarbau der Grt. Diese sind im Vergleich zu den untersuchten Grt der Arbeit von Tropper und Recheis (2003) dem Typ 3, jenen mit grs-reichen Anwachssaum (hier Grt2) zuzuordnen. Der diskontinuierlich gewachsene, Grt2-Rand wird dem Eoalpinen, und der in dieser Arbeit als Grt1 bezeichnete Kern dem Variszischen Ereignis zugesprochen (Tropper und Recheis 2003). Das BSE-Bild in Grt61 (Abb. 5.24.d) zeigt allerdings einen reliktschen Kern, der sich zwar nicht in dessen chemischen Profil widerspiegelt, jedoch lässt das Kernprofil in Grt60 (Abb. 5.24. c) einen Schluss auf eine im Vergleich zu Grt1 ältere Grt-Generation zu. Das chemische Profil im Kern von Grt60 und Grt61 korreliert nicht mit dem in Tropper und Recheis (2003) unter Typ 3 fallenden Grt. Während dort das Xgrs im Kern keine Zonierung zeigt und relativ zum grs-reichen Rand (Xgrs₂₅) einen viel niedrigeren Ca-Gehalt aufweist (Xgrs₈), zeigt Grt60 hier eine kontinuierliche Zonierung und Abnahme von Xgrs im Bereich Grt0 (Xgrs₂₂) zu Grt1 (Minimum bei Xgrs₇) und einen diskontinuierlichen Sprung im zunehmenden Ca-Gehalt (Xgrs₂₆) in Grt2. Diese noch nicht beschriebene, komplexe Zonierung weist möglicherweise auf eine polyphase Variszische, vielleicht sogar prä-Variszische Metamorphoseprägung hin.
- 3.) Bezüglich der im Aufschluss als Migmatit angesprochenen, anatektischen Amphibolite, stellt deren Genese einen weiteren Diskussionspunkt dar. Weiterführende strukturelle und geochemische Untersuchungen müssen dazu durchgeführt werden. Die Migmatite befinden sich nahe der Mylonitzone und gliedern sich in deformierte (Abbildungen 4.14) und undeformierte (Abbildungen 4.13) Bereiche, wobei die Deformation dem das Arbeitsgebiet prägenden Ereignis Dn zugeordnet wird. Somit könnte man eine syn- bis post-Dn (eventuell dekompressives Schmelzen), sowie auch ein prä-Dn Entstehung mit im nachhinein nur in distinkten Zonen greifender Deformation in Betracht ziehen. Das Fehlen von Anzeichen für anatektische Prozesse in der Mylonitzone, welche aus Bt-Pl-Gneisen besteht, spricht für eine prä-Dn Migmatitbildung. In Abbildungen 4.15 (rechts) ist eine ptymatische Verfaltung von anatektischen Bereichen sichtbar, deren Achsialebenen parallel dem

Streichen der angrenzenden erkennbaren Hauptfoliation, welche Dn repräsentiert, stehen. Dies, und das Auftreten von rekristallisierten Hbl im Dünnschliff, spricht ebenso für eine prä-deformative Anatexis, da die amphibolitfazielle Überprägung mit einhergehender Rekristallisation von Hbl in den Amphiboliten einem bis maximal syn-Dn Ereignis zugeschrieben wird. Lokalisierte Deformationszonen könnten jene Bereiche erklären, die im Bereich der Migmatite undeformiert auftreten. U-Pb-Zirkon Analysen in Migmatiten innerhalb des ÖSK (Winnebach), die das höchstthermische Ereignis im ÖSK repräsentieren, ergaben ein Alter von 490 ± 9 Ma (Klötzli-Chowanetz 2001). Die zeitliche Zuordnung der Anatexis liegt somit wohl im vor-Variszischen (Variszischen?) Ereignis, da im ÖSK laut Literatur bisher keine hochtemperierten Prozesse, welche für eine post-Variszische Anatexis verantwortlich sein könnten, nachgewiesen wurden.

7. Anhang

7.1. Daten

Plagioklas:

Plag 5 Profil AB Probe Stb07/26

Point:	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170	171	172
SiO ₂	61.717	61.816	62.378	62.202	62.581	63.253	61.702	63.524	63.986	63.925	63.99	64.097	64.161	63.962	63.243
Al ₂ O ₃	23.949	23.948	23.735	23.816	23.525	23.035	22.522	23.069	22.759	22.762	22.849	22.822	22.845	22.799	22.985
FeO	0.042	0.038	0.049	0.016	0.033	0.027	0.771	0.007	0.031	0.041	0.02	0.046	0.016	0.041	0.052
MgO	0.004	0	0.006	0.001	0.005	0	0.008	0	0	0.012	0.01	0	0	0	0.002
CaO	5.254	5.189	5.111	5.125	4.727	4.223	4.007	4.126	3.809	3.947	3.946	3.923	3.952	3.993	4.124
Na ₂ O	8.495	8.671	8.758	8.582	8.97	9.318	8.831	9.201	9.24	9.282	9.387	9.333	9.309	9.125	9.191
K ₂ O	0.066	0.094	0.083	0.088	0.065	0.088	0.08	0.093	0.069	0.077	0.071	0.103	0.082	0.09	0.08
Total	99.532	99.758	100.126	99.83	99.906	99.95	97.946	100.02	99.894	100.046	100.273	100.333	100.368	100.035	99.683

Formula calculation method: 8 Ox.; Total Fe considered as Fe 3+.

Si	2.747	2.747	2.76	2.758	2.772	2.797	2.787	2.804	2.823	2.819	2.816	2.819	2.82	2.819	2.802
Al _{IV}	1.256	1.254	1.238	1.245	1.228	1.201	1.199	1.2	1.183	1.183	1.185	1.183	1.183	1.184	1.2
Ca	0.251	0.247	0.242	0.244	0.224	0.2	0.194	0.195	0.18	0.186	0.186	0.185	0.186	0.189	0.196
Na	0.733	0.747	0.751	0.738	0.77	0.799	0.773	0.787	0.79	0.794	0.801	0.796	0.793	0.78	0.789
K	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005	0.005
an	0.254	0.247	0.243	0.247	0.225	0.199	0.2	0.198	0.185	0.19	0.188	0.187	0.189	0.194	0.198
ab	0.742	0.747	0.752	0.748	0.771	0.796	0.795	0.797	0.811	0.806	0.808	0.807	0.806	0.801	0.798

Plag 5 Profil CD Probe Stb07/26

Point:	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197
SiO ₂	68.679	65.78	62.174	62.01	62.112	62.226	61.928	62.373	62.447	62.761	62.875	63.041	63.22	63.47	64.002	63.563	62.846
Al ₂ O ₃	19.661	21.342	23.843	24.016	23.922	24.016	23.971	23.811	23.605	23.446	23.503	23.356	23.186	23.146	22.945	22.83	23.345
FeO	0.194	0.157	0.137	0.118	0.062	0.062	0.059	0.048	0.046	0.058	0.043	0	0.044	0.014	0.045	0.039	0.132
MgO	0.026	0.003	0	0	0	0	0	0.004	0.004	0.009	0	0.006	0.003	0	0	0	0.088
CaO	0.055	2.135	5.142	5.158	5.188	5.303	5.172	5.07	4.92	4.776	4.679	4.663	4.25	4.132	4.102	3.954	3.672
Na ₂ O	11.537	10.356	8.572	8.633	8.465	8.538	8.532	8.729	8.693	8.887	8.83	8.96	9.234	9.245	9.202	9.408	8.942
K ₂ O	0.05	0.058	0.084	0.085	0.078	0.074	0.06	0.065	0.083	0.079	0.074	0.072	0.091	0.069	0.065	0.072	0.656
Total	100.205	99.84	99.952	100.031	99.827	100.219	99.729	100.1	99.798	100.021	100.004	100.098	100.028	100.076	100.361	99.866	99.69

Formula calculation method: 8 Ox.; Total Fe considered as Fe 3+.

Si	2.991	2.894	2.755	2.747	2.754	2.75	2.75	2.759	2.769	2.776	2.779	2.785	2.793	2.801	2.814	2.81	2.789
Al _{IV}	1.009	1.106	1.245	1.254	1.25	1.251	1.254	1.241	1.233	1.222	1.224	1.216	1.207	1.204	1.189	1.19	1.221
Ca	0.003	0.101	0.244	0.245	0.246	0.251	0.246	0.24	0.234	0.226	0.222	0.221	0.201	0.195	0.193	0.187	0.175
Na	0.974	0.883	0.736	0.741	0.728	0.732	0.735	0.749	0.747	0.762	0.757	0.767	0.791	0.791	0.784	0.806	0.769
K	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.037
an	0.004	0.102	0.248	0.247	0.252	0.254	0.25	0.242	0.237	0.228	0.226	0.223	0.202	0.197	0.197	0.188	0.183
ab	0.993	0.895	0.747	0.748	0.744	0.741	0.746	0.754	0.758	0.767	0.77	0.773	0.793	0.799	0.799	0.808	0.78

Plag quer	Profil AB		Probe Stb07/60														
Point:	7	9	10	11	12	13	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	26
SiO2	65.522	65.401	66.069	66.358	66.218	65.685	66.099	65.633	65.663	66.829	67.376	66.927	65.329	66.088	65.305	65.466	67.885
Al2O3	22.01	22.119	21.775	21.794	21.638	21.848	21.743	21.953	21.847	21.183	20.758	21.136	22.084	21.736	22.092	22.294	20.289
FeO	0.089	0.038	0.042	0.031	0.004	0.002	0.068	0.004	0.035	0	0.007	0.004	0.008	0.019	0.025	0.019	0.041
MgO	0	0.003	0.011	0.001	0.004	0.001	0.051	0.011	0	0.016	0.003	0	0.013	0.005	0	0.013	0.012
CaO	2.439	2.883	2.235	2.19	2.036	2.324	1.428	2.501	2.397	1.589	1.212	1.619	2.731	2.298	2.793	2.671	0.734
Na2O	10.086	9.722	10.29	10.184	10.223	10.073	10.108	10.048	9.845	10.438	10.548	10.396	9.721	9.972	9.872	9.763	10.827
K2O	0.07	0.071	0.092	0.061	0.132	0.072	0.531	0.058	0.072	0.063	0.054	0.068	0.066	0.079	0.08	0.074	0.043
Total	100.216	100.239	100.514	100.619	100.262	100.005	100.028	100.221	99.867	100.118	99.981	100.164	99.952	100.197	100.182	100.301	99.831

Formula calculation method: 8 Ox.; Total Fe considered as Fe 3+.

Point	7	9	10	11	12	13	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	26
Si	2.872	2.867	2.886	2.892	2.897	2.883	2.898	2.876	2.884	2.922	2.945	2.924	2.87	2.892	2.865	2.866	2.967
Al _{IV}	1.137	1.143	1.121	1.12	1.116	1.13	1.124	1.134	1.131	1.091	1.069	1.088	1.143	1.121	1.142	1.15	1.045
Ca	0.115	0.135	0.105	0.102	0.095	0.109	0.067	0.117	0.113	0.074	0.057	0.076	0.129	0.108	0.131	0.125	0.034
Na	0.857	0.826	0.872	0.861	0.867	0.857	0.859	0.854	0.838	0.885	0.894	0.881	0.828	0.846	0.84	0.829	0.918
K	0.004	0.004	0.005	0.003	0.007	0.004	0.03	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.002
an	0.117	0.14	0.107	0.106	0.099	0.113	0.073	0.122	0.118	0.078	0.061	0.079	0.135	0.113	0.135	0.132	0.037
ab	0.879	0.855	0.888	0.891	0.894	0.883	0.896	0.875	0.877	0.918	0.936	0.917	0.862	0.883	0.86	0.864	0.961

Plag-Altblast Profil AB an Grt-Einschluss in Probe Stb07/28

Point:	210	211	212	213	214
SiO ₂	62.742	62.944	62.996	63.333	62.919
Al ₂ O ₃	23.182	22.975	22.89	22.716	23.006
FeO	0.341	0.265	0.255	0.211	0.222
MgO	0.005	0.008	0	0.002	0.005
CaO	4.524	4.438	4.257	4.277	4.259
Na ₂ O	9.174	9.439	9.243	9.196	9.305
K ₂ O	0.084	0.079	0.045	0.082	0.096
Total	100.074	100.171	99.724	99.837	99.862

Plag-Altblast Profil CD an Grt-Einschluss in Probe Stb07/28

	225	226	227	228	229
	67.9	67.268	67.919	66.962	67.824
	19.984	20.329	20.089	20.216	20.115
	0.43	0.349	0.351	0.309	0.255
	0	0.003	0.007	0.007	0.003
	0.551	0.931	0.675	0.879	0.686
	11.492	11.423	11.362	11.57	11.358
	0.078	0.068	0.077	0.062	0.073
	100.47	100.395	100.53	100.021	100.329

Kfs-Messungen in Plag-Altblast Probe Stb07/28

	161	162	163	194	195
	61.968	64.45	63.558	64.759	64.229
	19.301	19.877	19.356	19.466	18.949
	1.03	0.228	0.715	0.375	0.402
	1.065	0.182	0.789	0.011	0.016
	0.058	0.025	0.036	0.05	0.029
	0.07	0.126	0.025	0.064	0.036
	14.504	15	15.147	15.778	15.911
	98.029	99.911	99.633	100.521	99.583

Formula calculation method: 8 Ox.; Total Fe considered as Fe 3+.

	2.778	2.785	2.794	2.805	2.789
Si	2.778	2.785	2.794	2.805	2.789
Al _{IV}	1.209	1.198	1.197	1.186	1.202
Ca	0.215	0.21	0.202	0.203	0.202
Na	0.787	0.81	0.795	0.79	0.8
K	0.005	0.004	0.003	0.005	0.005
an	0.214	0.206	0.204	0.204	0.202
ab	0.781	0.789	0.794	0.791	0.792
or					

	2.961	2.94	2.959	2.939	2.959
	2.961	2.94	2.959	2.939	2.959
	1.027	1.047	1.031	1.046	1.034
	0.026	0.044	0.032	0.041	0.032
	0.972	0.968	0.96	0.985	0.961
	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004
	0.027	0.044	0.034	0.041	0.033
	0.969	0.952	0.962	0.955	0.963

	2.91	2.957	2.937	2.967	2.975
	2.91	2.957	2.937	2.967	2.975
	1.068	1.075	1.054	1.051	1.034
	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001
	0.006	0.011	0.002	0.006	0.003
	0.869	0.878	0.893	0.922	0.94
	0.081	0.016	0.059	0.004	0.003
	0.007	0.012	0.002	0.006	0.003
	0.912	0.972	0.939	0.99	0.993

Plag parallel Sn Profil AB in Probe Stb07/61

Point:	604	605	606	607	608	609	610	611	612	613	614	615	616	617	618
SiO2	65.127	65.805	66.152	66.182	65.914	66.131	65.608	65.685	65.678	65.233	64.471	65.205	65.526	65.506	64.955
Al2O3	22.33	21.917	21.675	21.766	21.689	21.794	22.075	21.88	22.123	22.146	22.838	22.397	22.035	22.009	22.451
FeO	0.012	0.046	0.036	0.006	0.029	0.021	0.024	0.002	0.043	0	0	0.021	0.036	0.058	0.052
MgO	0.014	0	0.004	0	0.005	0	0.007	0	0	0.013	0	0	0	0	0
CaO	2.876	2.491	2.357	2.164	2.269	2.305	2.586	2.553	2.551	2.794	3.443	3.056	2.679	2.692	3.032
Na2O	9.578	9.983	9.942	9.772	10.096	10.034	9.724	9.935	9.812	9.842	9.135	9.452	9.515	9.76	9.464
K2O	0.119	0.125	0.151	0.123	0.102	0.118	0.108	0.096	0.091	0.101	0.099	0.084	0.088	0.11	0.104
Total	100.071	100.406	100.338	100.013	100.11	100.403	100.148	100.151	100.32	100.129	100.009	100.215	99.879	100.143	100.058

Formula calculation method: 8 Ox; Total Fe considered as Fe 3+.

Si	2.859	2.879	2.893	2.898	2.889	2.89	2.875	2.88	2.874	2.864	2.835	2.858	2.877	2.873	2.853
Al_IV	1.155	1.13	1.117	1.123	1.121	1.122	1.14	1.131	1.141	1.146	1.183	1.157	1.14	1.138	1.162
Ca	0.135	0.117	0.11	0.102	0.107	0.108	0.121	0.12	0.12	0.131	0.162	0.144	0.126	0.126	0.143
Na	0.815	0.847	0.843	0.83	0.858	0.85	0.826	0.844	0.832	0.838	0.779	0.803	0.81	0.83	0.806
K	0.007	0.007	0.008	0.007	0.006	0.007	0.006	0.005	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005	0.006	0.006
an	0.143	0.122	0.116	0.108	0.11	0.112	0.128	0.124	0.126	0.136	0.172	0.151	0.134	0.132	0.149
ab	0.85	0.871	0.875	0.884	0.884	0.881	0.865	0.871	0.869	0.859	0.822	0.844	0.861	0.862	0.844

Biotit:

	<u>Biotit parallel Sn Probe Stb07/26</u>				<u>Biotit quer Sn Probe Stb07/26</u>				<u>Biotit quer Sn Probe Stb07/28</u>				<u>Biotit parallel Sn Probe Stb07/28</u>			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	36.009	0.164	35.819	36.35	35.622	0.345	35.003	36.244	36.216	0.219	35.984	36.522	36.137	0.128	36.046	36.227
TiO2	1.758	0.121	1.561	1.927	1.632	0.058	1.573	1.766	1.835	0.055	1.759	1.916	1.551	0.049	1.516	1.585
Al2O3	19.219	0.228	19.001	19.652	19.163	0.094	19.001	19.305	18.762	0.296	18.149	19.008	18.504	0.117	18.421	18.587
FeO	18.29	0.275	17.793	18.676	18.43	0.115	18.251	18.6	17.785	0.157	17.594	18.096	17.965	0.145	17.862	18.067
MnO	0.021	0.01	0.006	0.032	0.018	0.008	0.009	0.033	0.044	0.007	0.034	0.057	0.033	0.011	0.025	0.041
MgO	11.035	0.129	10.865	11.294	10.873	0.201	10.649	11.293	11.158	0.129	11.003	11.406	11.271	0.203	11.128	11.415
CaO	0.003	0.006	0	0.016	0.007	0.006	0	0.017	0.008	0.01	0	0.028	0.016	0.013	0.007	0.026
Na2O	0.262	0.021	0.229	0.291	0.254	0.026	0.212	0.299	0.167	0.037	0.12	0.217	0.13	0.013	0.12	0.139
K2O	8.775	0.151	8.498	8.973	8.24	0.267	7.813	8.709	8.943	0.144	8.782	9.189	8.567	0.207	8.421	8.713
Total	95.373	0.223	95.003	95.775	94.239	0.437	93.652	94.809	94.919	0.276	94.558	95.433	94.173	0.198	94.034	94.312

Formula calculation method: 11 Oxygenes.

Si	2.708	Si	2.708	Si	2.733	Si	2.746
Al_IV	1.292	Al_IV	1.292	Al_IV	1.267	Al_IV	1.254
Al_VI	0.412	Al_VI	0.424	Al_VI	0.401	Al_VI	0.402
Ti	0.099	Ti	0.093	Ti	0.104	Ti	0.089
Mg	1.237	Mg	1.232	Mg	1.255	Mg	1.277
Fe_2+	0.251	Fe_2+	0.251	Fe_2+	0.24	Fe_2+	0.232
Mg	0	Mg	0	Mg	0	Mg	0
Fe_2+	0.899	Fe_2+	0.921	Fe_2+	0.883	Fe_2+	0.909
Mn	0.001	Mn	0.001	Mn	0.003	Mn	0.002
Na	0.038	Na	0.037	Na	0.024	Na	0.019
K	0.842	K	0.799	K	0.861	K	0.83
Xmg	0.518	Xmg	0.513	Xmg	0.528	Xmg	0.528
XNa	0.043	XNa	0.045	XNa	0.028	XNa	0.022

	Biotit quer zu Sn Probe Stb07/60				Biotit im Strainschatten Probe Stb07/60				Biotit parallel Sn Probe Stb07/60				Biotit parallel Sn Probe Stb07/61			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	36.901	0.131	36.683	37.075	35.96	0.281	35.56	36.469	36.993	0.016	36.989	36.996	35.943	0.142	35.83	36.103
TiO2	1.683	0.037	1.629	1.751	1.683	0.032	1.626	1.733	1.707	0.062	1.664	1.751	1.659	0.036	1.618	1.685
Al2O3	18.262	0.12	18.114	18.467	18.749	0.195	18.515	19.022	18.303	0.048	18.269	18.337	19.215	0.132	19.116	19.364
FeO	19.074	0.253	18.589	19.54	19.73	0.302	19.25	20.113	18.937	0.248	18.761	19.112	19.801	0.065	19.761	19.876
MnO	0.016	0.012	0	0.033	0.016	0.012	0	0.032	0.013	0.001	0.012	0.014	0.013	0.01	0.004	0.023
MgO	10.317	0.061	10.229	10.41	10.245	0.088	10.111	10.381	10.316	0.122	10.229	10.402	9.847	0.163	9.693	10.018
CaO	0.002	0.003	0	0.011	0.006	0.009	0	0.027	0.002	0	0.002	0.002	0.006	0.006	0	0.011
Na2O	0.176	0.013	0.154	0.198	0.187	0.024	0.151	0.213	0.176	0.001	0.176	0.177	0.27	0.032	0.244	0.306
K2O	8.787	0.109	8.642	8.956	8.554	0.115	8.393	8.769	8.853	0.072	8.802	8.904	8.382	0.199	8.221	8.604
Total	95.218	0.247	95.026	95.745	95.129	0.338	94.644	95.805	95.299	0.295	95.094	95.505	95.136	0.376	94.703	95.365

Formula calculation method: 11 Oxygenes.

Si	2.785	Si	2.727	Si	2.788	Si	2.723
Al_IV	1.215	Al_IV	1.273	Al_IV	1.212	Al_IV	1.277
Al_VI	0.41	Al_VI	0.404	Al_VI	0.414	Al_VI	0.438
Ti	0.096	Ti	0.096	Ti	0.097	Ti	0.095
Mg	1.161	Mg	1.158	Mg	1.159	Mg	1.112
Fe_2+	0.334	Fe_2+	0.342	Fe_2+	0.331	Fe_2+	0.355
Mg	0	Mg	0	Mg	0	Mg	0
Fe_2+	0.87	Fe_2+	0.909	Fe_2+	0.863	Fe_2+	0.899
Mn	0.001	Mn	0.001	Mn	0.001	Mn	0.001
Na	0.026	Na	0.027	Na	0.026	Na	0.04
K	0.846	K	0.828	K	0.851	K	0.81
Xmg	0.491	Xmg	0.481	Xmg	0.493	Xmg	0.47
XNa	0.029	XNa	0.032	XNa	0.029	XNa	0.047

Muskovit:

Muskovit quer zu Sn in Probe Stb07/26

	Kern				Rand			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	45.728	0.769	44.881	46.712	46.567	0.826	45.316	48.016
TiO2	0.65	0.075	0.542	0.717	0.57	0.027	0.547	0.635
Al2O3	35.655	0.457	35.126	36.093	35.406	0.567	34.419	36.12
FeO	1.1	0.402	0.815	1.682	0.939	0.063	0.84	1.036
MnO	0.006	0.012	0	0.024	0.005	0.005	0	0.014
MgO	0.838	0.155	0.673	1.042	1.028	0.116	0.838	1.296
CaO	0.011	0.006	0.004	0.018	0.015	0.016	0	0.058
Na2O	1.365	0.097	1.242	1.453	1.306	0.074	1.18	1.408
K2O	8.896	0.217	8.622	9.123	8.968	0.141	8.788	9.29
Total	94.25	1.315	92.536	95.738	94.805	1.143	92.698	96.101

Muskovit parallel Sn in Probe Stb07/28

	Rand				Kern			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	46.744	0.212	46.524	47.09	46.744	0.212	46.524	47.09
TiO2	0.571	0.027	0.528	0.619	0.571	0.027	0.528	0.619
Al2O3	34.237	0.234	33.958	34.673	34.237	0.234	33.958	34.673
FeO	1.024	0.041	0.974	1.107	1.024	0.041	0.974	1.107
MnO	0.004	0.005	0	0.015	0.004	0.005	0	0.015
MgO	1.259	0.071	1.151	1.354	1.259	0.071	1.151	1.354
CaO	0.006	0.005	0	0.014	0.006	0.005	0	0.014
Na2O	1.219	0.04	1.181	1.286	1.219	0.04	1.181	1.286
K2O	9.394	0.07	9.332	9.518	9.394	0.07	9.332	9.518
Total	94.459	0.232	94.024	94.804	94.459	0.232	94.024	94.804

Muskovit quer Sn in Probe Stb07/60

	Rand				Kern			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	46.584	0.419	46.047	46.948	46.584	0.419	46.047	46.948
TiO2	1.237	0.243	0.97	1.612	1.237	0.243	0.97	1.612
Al2O3	0.005	0.003	0	0.01	0.005	0.003	0	0.01
FeO	1.029	0.285	0.628	1.322	1.029	0.285	0.628	1.322
MnO	0.006	0.006	0	0.013	0.006	0.006	0	0.013
Na2O	1.462	0.091	1.376	1.572	1.462	0.091	1.376	1.572
K2O	8.97	0.16	8.847	9.286	8.97	0.16	8.847	9.286
Total	94.214	0.135	94.028	94.357	94.214	0.135	94.028	94.357

Formula calculation method: 11 Oxygenes

Si	3.055
Al_IV	0.945
Al_VI	1.862
Ti	0.033
Mg	0.083
Fe_2+	0.021
Mg	0
Fe_2+	0.04
Ca	0.001
Na	0.177
K	0.758
Xmg	0.576
XNa	0.189

Si	3.087
Al_IV	0.913
Al_VI	1.854
Ti	0.028
Mg	0.102
Fe_2+	0.016
Mg	0
Fe_2+	0.036
Ca	0.001
Na	0.168
K	0.759
Xmg	0.661
XNa	0.181

Si	3.12
Al_IV	0.88
Al_VI	1.814
Ti	0.029
Mg	0.125
Fe_2+	0.032
Mg	0
Fe_2+	0.025
Ca	0
Na	0.158
K	0.8
Xmg	0.687
XNa	0.165

Si	3.113
Al_IV	0.887
Al_VI	1.863
Ti	0
Mg	0.103
Fe_2+	0.035
Mg	0
Fe_2+	0.034
Ca	0
Na	0.189
K	0.765
Xmg	0.597
XNa	0.199

Muskovit quer zu Sn in Probe Stb07/61					Hgl-Einschlüsse in Grt Stb07/61				Muskovit parallel zu Sn in Probe Stb07/61				Paragonit in Hgl-Pseudom.-Bereiche Probe Stb07/61			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	46.114	0.535	44.344	46.682	46.229	0.908	45.053	47.503	46.966	0.325	46.539	47.502	46.421	0.536	45.946	47.55
TiO2													0.111	0.047	0.067	0.212
Al2O3	36.018	0.679	34.187	36.791	36.595	1.83	34.596	38.857	35.626	0.515	34.523	36.292	39.439	0.586	38.567	40.147
FeO	1.008	0.544	0.732	2.959	1.521	1.328	0.783	3.889	0.925	0.088	0.818	1.169	0.357	0.07	0.263	0.437
MnO	0.003	0.005	0	0.02	0.012	0.019	0	0.044	0.007	0.009	0	0.031	0.002	0.002	0	0.006
MgO	0.711	0.29	0.534	1.707	0.936	0.757	0.387	2.129	0.825	0.105	0.643	1.014	0.103	0.039	0.054	0.153
CaO	0.021	0.018	0	0.065	0.102	0.113	0.009	0.28	0.017	0.009	0.002	0.035	0.395	0.092	0.275	0.522
Na2O	1.49	0.059	1.365	1.591	2.737	1.872	1.087	5.771	1.452	0.105	1.234	1.635	6.33	0.427	5.649	6.975
K2O	8.708	0.283	7.777	8.948	6.992	2.882	2.5	9.56	8.87	0.172	8.569	9.148	1.744	0.585	0.989	2.681
Total	94.073	0.64	92.547	94.876	95.124	0.254	94.84	95.339	94.688	0.318	94.094	95.244	94.901	0.426	94.152	95.485

Formula calculation method: 11 Oxygenes.

Si	3.077	Si	3.044	Si	3.112	Si	2.989
Al_IV	0.923	Al_IV	0.956	Al_IV	0.888	Al_IV	1.011
Al_VI	1.91	Al_VI	1.884	Al_VI	1.894	Al_VI	1.981
Ti	0	Ti	0	Ti	0	Ti	0.005
Mg	0.071	Mg	0.092	Mg	0.081	Mg	0.01
Fe_2+	0.019	Fe_2+	0.024	Fe_2+	0.024	Fe_2+	0.004
Mg	0	Mg	0	Mg	0	Mg	0
Fe_2+	0.037	Fe_2+	0.06	Fe_2+	0.027	Fe_2+	0.016
Ca	0.001	Ca	0.007	Ca	0.001	Ca	0.027
Na	0.193	Na	0.349	Na	0.186	Na	0.79
K	0.741	K	0.587	K	0.75	K	0.143
Xmg	0.557	Xmg	0.523	Xmg	0.614	Xmg	0.34
XNa	0.206	XNa	0.373	XNa	0.199	XNa	0.847

Staurolith:

	Staurolith in Probe Stb07/26				Staurolith in Probe Stb07/28				Staurolitheinschluss in Grt Stb07/61				Staurolithe in Probe Stb07/61			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	27.363	0.175	26.988	27.716	27.381	0.139	27.189	27.52	27.456	0.084	27.368	27.556	27.454	0.174	27.168	27.671
TiO2	0.683	0.034	0.574	0.761	0.679	0.023	0.661	0.707	0.6	0.043	0.551	0.656	0.728	0.045	0.682	0.821
Al2O3	54.124	0.134	53.855	54.441	54.488	0.3	54.055	54.751	54.126	0.077	54.027	54.216	53.663	0.19	53.37	53.972
FeO	13.096	0.21	12.288	13.362	10.414	0.114	10.329	10.583	13.147	0.043	13.089	13.194	12.127	0.171	11.753	12.441
MnO	0.068	0.015	0.03	0.097	0.097	0.016	0.08	0.118	0.039	0.009	0.029	0.052	0.04	0.009	0.027	0.054
ZnO					3.496	0.163	3.38	3.734	0.861	0.054	0.784	0.916	2.631	0.075	2.484	2.737
MgO	1.645	0.052	1.429	1.727	1.363	0.027	1.339	1.398	1.718	0.083	1.624	1.84	1.348	0.051	1.277	1.429
CaO	0.004	0.006	0	0.018	0.01	0.006	0.006	0.018	0.005	0.005	0	0.013	0.004	0.003	0	0.009
Total	96.982	0.243	96.32	97.357	97.928	0.474	97.446	98.484	97.953	0.082	97.862	98.042	97.995	0.185	97.707	98.346

Formula calculation method: 1) 46 O. 2) Fe 3+ iteratively estimated as long as R2 >4. 3) 46 O

Si	7.633	Si	7.609	Si	7.621	Si	7.654
Al_IV	0.367	Al_IV	0.391	Al_IV	0.379	Al_IV	0.346
Al_VI	17.427	Al_VI	17.456	Al_VI	17.326	Al_VI	17.285
Ti	0.143	Ti	0.142	Ti	0.125	Ti	0.153
Mg	0.684	Mg	0.564	Mg	0.711	Mg	0.56
Fe_2+	3.055	Fe_2+	2.42	Fe_2+	3.052	Fe_2+	2.827
Mn_2+	0.016	Mn_2+	0.023	Mn_2+	0.009	Mn_2+	0.01
Ca	0.001	Zn	0.717	Zn	0.176	Zn	0.541
		Ca	0.003	Ca	0.002	Ca	0.001
Xmg	0.183	Xmg	0.189	Xmg	0.189	Xmg	0.165

Chloritoid:

	Chloritoid in Probe Stb07/28				Chloritoideinschluss in Grt Stb07/28				Chloritoid in Probe Stb07/61			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	24.3	0.11	24.132	24.434	24.222	0.067	24.18	24.299	24.271	0.077	24.179	24.368
TiO2	0.022	0.016	0	0.056	0.01	0.018	0	0.031	0.041	0.018	0.024	0.063
Al2O3	41.111	0.185	40.844	41.424	41.002	0.174	40.848	41.19	40.738	0.165	40.587	40.914
FeO	22.546	0.278	22.058	22.947	23.568	0.012	23.555	23.575	23.222	0.013	23.204	23.234
MnO	0.211	0.017	0.191	0.241	0.097	0.007	0.091	0.104	0.068	0.015	0.052	0.082
MgO	3.332	0.104	3.158	3.452	2.995	0.023	2.974	3.019	2.946	0.068	2.858	3.025
CaO	0.021	0.014	0.002	0.04	0.016	0.014	0	0.027	0.002	0.004	0	0.008
Na2O	0.002	0.004	0	0.012	0	0.001	0	0.001	0.007	0.008	0	0.016
K2O	0.014	0.015	0	0.042	0.002	0.002	0	0.004	0.02	0.016	0.002	0.034
Total	91.559	0.474	90.892	92.486	91.914	0.143	91.804	92.079	91.314	0.213	91.034	91.498

Formula calculation method: A) 8 Cats. B) Fe 3+ by charge balance. C) 12 O

Si	2.006	Si	2.001	Si	2.015
Al	3	Al	3	Al	3
Al	1	Al	0.992	Al	0.987
Ti	0.001	Ti	0.001	Ti	0.003
Mg	0.41	Mg	0.369	Mg	0.365
Fe_2+	1.557	Fe_2+	1.624	Fe_2+	1.613
Mn_2+	0.015	Mn_2+	0.007	Mn_2+	0.005
Ca	0.002	Ca	0.001	Ca	0
Na	0	Na	0	Na	0.001
K	0.001	K	0	K	0.002
Xmg	0.208	Xmg	0.185	Xmg	0.184

Granate:

Granat 26

	Grt1 (Kernbereich)				Grt2 (Rand)			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	37.259	0.368	36.762	38.481	37.143	0.286	36.647	37.504
TiO2	0.026	0.026	0	0.113	0.161	0.119	0.032	0.524
Al2O3	21.251	0.171	20.773	21.467	21.258	0.141	20.878	21.574
FeO	33.194	0.477	32.221	34.059	30.921	1.237	28.342	32.503
MnO	2.688	0.481	1.956	3.894	2.299	0.804	1.353	3.721
MgO	3.106	0.269	2.509	3.573	1.915	0.238	1.575	2.519
CaO	3.24	0.464	2.461	3.81	6.937	0.684	5.875	8.06
Total	100.764	0.453	99.581	101.462	100.636	0.45	99.94	101.314

Granat 28

	Grt1 (Kernbereich)				Grt2 (Rand)			
	Mean	StDev	Min	Max	Mean	StDev	Min	Max
	36.654	0.165	36.385	36.967	37.092	0.091	36.909	37.224
	0.117	0.23	0	0.851	0.061	0.012	0.04	0.085
	21.059	0.15	20.779	21.354	21.292	0.089	21.168	21.451
	32.535	0.876	28.993	33.265	28.037	0.966	26.504	29.457
	4.366	0.193	3.867	4.569	2.127	0.621	1.501	3.39
	2.574	0.192	1.822	2.735	1.599	0.139	1.34	1.822
	2.419	0.983	1.926	6.547	9.403	0.768	8.001	10.784
	99.725	0.248	99.259	100.125	99.613	0.237	99.25	100.073

Formula calculation method: 12 Ox; Fe 3+ estimated by iteration of Fe2O3/FeO-ratio until M=2.

Si	2.972	Si	2.964	Si	2.969	Si	2.973
Al_IV	0.028	Al_IV	0.036	Al_IV	0.031	Al_IV	0.027
Al_VI	1.97	Al_VI	1.963	Al_VI	1.98	Al_VI	1.985
Ti	0.002	Ti	0.01	Ti	0.007	Ti	0.004
Fe_3+	0.029	Fe_3+	0.027	Fe_3+	0.013	Fe_3+	0.011
Fe_2+	2.185	Fe_2+	2.037	Fe_2+	2.191	Fe_2+	1.868
Mn	0.182	Mn	0.155	Mn	0.3	Mn	0.144
Mg	0.369	Mg	0.228	Mg	0.311	Mg	0.191
Ca	0.277	Ca	0.593	Ca	0.21	Ca	0.808
alm	0.725	alm	0.676	alm	0.728	alm	0.62
sps	0.06	sps	0.052	sps	0.099	sps	0.048
pyr	0.123	pyr	0.076	pyr	0.103	pyr	0.063
grs	0.077	grs	0.179	grs	0.06	grs	0.261
anr	0.015	anr	0.018	anr	0.01	anr	0.007
Xmg	0.145	Xmg	0.101	Xmg	0.124	Xmg	0.093

Granat 60

	Grt0 (Kernbereich)			
	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	37.292	0.113	37.111	37.467
TiO2	0.143	0.037	0.06	0.213
Al2O3	21.244	0.083	21.159	21.471
Cr2O3	0.019	0.022	0	0.082
FeO	30.649	0.434	29.836	31.28
MnO	2.436	0.232	2.021	2.752
MgO	0.822	0.045	0.754	0.907
CaO	7.881	0.316	7.278	8.515
Total	100.486	0.19	100.194	100.888

	Grt1 (äußerer Kernbereich)			
	Mean	StDev	Min	Max
	37.194	0.112	36.976	37.4
	0.064	0.07	0	0.314
	21.302	0.073	21.152	21.49
	0.016	0.018	0	0.051
	34.689	1.378	32.246	36.192
	1.116	0.527	0.407	2.151
	1.843	0.603	0.956	2.891
	4.274	1.487	2.355	6.884
	100.498	0.177	100.085	100.929

	Grt2 (Rand)			
	Mean	StDev	Min	Max
	37.681	0.087	37.617	37.782
	0.098	0.008	0.09	0.105
	21.439	0.042	21.391	21.473
	0.015	0.016	0	0.032
	29.9	0.421	29.415	30.172
	0.845	0.3	0.598	1.179
	1.35	0.136	1.214	1.486
	9.296	0.314	9.089	9.657
	100.625	0.254	100.35	100.852

Formula calculation method: 12 Ox; Fe 3+ estimated by iteration of Fe2O3/FeO-ratio until M=2.

Si	2.988
Al_IV	0.012
Al_VI	1.995
Cr	0.001
Ti	0.009
Fe_3+	0
Fe_2+	2.054
Mn	0.165
Mg	0.098
Ca	0.677
alm	0.686
sps	0.055
pyr	0.033
grs	0.221
anr	0.004
Xmg	0.046

Si	2.987
Al_IV	0.013
Al_VI	2.003
Cr	0.001
Ti	0.004
Fe_3+	0
Fe_2+	2.329
Mn	0.076
Mg	0.221
Ca	0.368
alm	0.778
sps	0.025
pyr	0.074
grs	0.121
anr	0.002
Xmg	0.087

Si	2.992
Al_IV	0.008
Al_VI	1.998
Cr	0.001
Ti	0.006
Fe_3+	0
Fe_2+	1.986
Mn	0.057
Mg	0.16
Ca	0.791
alm	0.663
sps	0.019
pyr	0.053
grs	0.261
anr	0.003
Xmg	0.075

Granat 61

	Grt0 (Kernbereich)			
	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	36.751	0.152	36.587	37.095
TiO2	0.023	0.018	0	0.061
Al2O3	21.298	0.08	21.115	21.453
Cr2O3	0.016	0.013	0	0.043
FeO	34.607	0.367	34.085	35.093
MnO	1.155	0.142	0.912	1.313
MgO	2.055	0.084	1.969	2.274
CaO	4.128	0.326	3.645	4.647
Total	100.033	0.222	99.727	100.399

	Grt1 (äußerer Kernbereich)			
	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	36.884	0.113	36.626	37.133
TiO2	0.038	0.042	0	0.175
Al2O3	21.353	0.083	21.191	21.517
Cr2O3	0.011	0.014	0	0.053
FeO	35.013	0.352	34.265	35.863
MnO	0.848	0.353	0.36	1.671
MgO	2.716	0.441	2.083	3.528
CaO	3.306	0.627	2.04	4.393
Total	100.168	0.195	99.734	100.528

	Grt2 (Rand)			
	Mean	StDev	Min	Max
SiO2	36.896	0.206	36.75	37.041
TiO2	0.042	0.008	0.036	0.048
Al2O3	21.314	0.047	21.282	21.347
Cr2O3	0.019	0.008	0.013	0.024
FeO	32.499	0.204	32.355	32.643
MnO	1.37	0.211	1.221	1.52
MgO	1.794	0.164	1.678	1.91
CaO	6.09	0.188	5.957	6.223
Total	100.024	0.145	99.922	100.126

Formula calculation method: 12 O_x; Fe 3+ estimated by iteration of Fe₂O₃/FeO-ratio until M=2.

Si	2.967
Al_IV	0.033
Al_VI	1.994
Cr	0.001
Ti	0.001
Fe_3+	0.004
Fe_2+	2.332
Mn	0.079
Mg	0.247
Ca	0.357
alm	0.773
sps	0.026
pyr	0.082
grs	0.115
anr	0.003
Xmg	0.096

Si	2.966
Al_IV	0.034
Al_VI	1.99
Cr	0.001
Ti	0.002
Fe_3+	0.007
Fe_2+	2.348
Mn	0.058
Mg	0.326
Ca	0.285
alm	0.778
sps	0.019
pyr	0.108
grs	0.09
anr	0.005
Xmg	0.122

Si	2.969
Al_IV	0.031
Al_VI	1.99
Cr	0.001
Ti	0.003
Fe_3+	0.006
Fe_2+	2.181
Mn	0.093
Mg	0.215
Ca	0.525
alm	0.723
sps	0.031
pyr	0.071
grs	0.169
anr	0.004
Xmg	0.09

7.2. Probenliste:

Von 96 untersuchten Proben sind hier jene aufgezählt, welche in dieser Arbeit beschrieben wurden und die das Arbeitsgebiet repräsentieren:

WGS 1984 (GPS)							
Probe Nr.:	Gesteinsbezeichnung	Mineralbestand	Aufschluss	WP	N °	E °	Höhe m
Stb06/01	granitoides Material+ Amphibolitscholle	Qz + Kfs + Pl + Bt + (Hgl + Ep) + Ap <u>Scholle:</u> Am + Pl + Bt + Ttn + Ep	Fernaumauer	0603	46.993444	11.138056	2340
STB07/07	Biotitgranitgneis	Qz + Kfs + Pl + Bt + (Hgl + Ep) + Ap + Ttn	Gamsgartl	178	46.996893	11.127635	2540
STB07/12	Metaaplit	Qz + Pl +- Kfs + Hgl +- Bt + Ep + Chl + Ttn + Ap+Erz	Bach am Gamsgartl	179	46.995598	11.135225	2330
STB07/14	Amphibolitscholle	Hbl + Pl + Bt+ (Ep + Hgl) + Ttn + Erze	Fernaumauer	184	46.991156	11.136797	2450
STB07/16b	Granit (granitoides Material)	Qz + Kfs + Pl + Bt + (Hgl + Ep) + Ap	Fernaumauer	183	46.992222	11.137000	2385
STB07/22	mylonitischer Bt-Plag-Gneis	Qtz + Pl + Bt +/- Hgl +/- Grt +/- Chl +/- Tur + Ep + Erze	am Peiljoch	0703	46.994140	11.150326	2475
STB07/26	Paragneis (Minerlareicher-Bt-Ms-Gneis)	Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt + St + Ky + Cld + Chl + Ap + Tur + Zrn + Ep + Rt + Ilm	Egesengrat	193	47.000483	11.141695	2240
STB07/28	Paragneis (Zweiglimmer-Pl-Gneis)	Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt + St + Cld + Chl + Ap + Tur + Zrn + Ep + Rt + Ilm	Egesengrat	195	47.000517	11.142063	2230
STB07/32	Paragneis (Mineralreicher-Bt-Ms-Gneis)	Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt + St + Ky + Cld + Chl + Ap + Tur + Zrn + Ep + Rt + Ilm	unterer Egesegrat	170	47.007715	11.150776	1800
STB07/34	Amphibolitscholle	Hbl + Pl + Bt+ (Ep + Hgl) + Ttn + Erze	Fernaumauer	0704	46.991091	11.135720	2420
STB07/51	Metaaplit	Qz + Pl +- Kfs + Hgl +- Bt + Ep + Chl + Ttn + Ap+Erz	Fernaumauer	0704	46.991091	11.135720	2450
STB07/53a	basisches, rekristallisiertes Ganggestein	Am + Chl + Ep + Ttn +/- Cal +/- Hgl	Fernaumauer	0720	46.991216	11.136883	2480
STB07/57	migmatischer Amphibolit	<u>Melano:</u> Am + Pl + Bt + Ttn + Ep <u>Leuko:</u> Qtz + Pl + Ep + Hgl + Ap	Gamsgartl	176	46.997960	11.131388	2440
STB07/60	Paragneis (Grt-Zweiglimmergneis)	Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt + St + Cld + Chl + Ap + Tur + Zrn + Ep + Rt + Ilm	Egesengrat	0723	47.000919	11.141380	2280
STB07/61	Paragneis (Grt-St-Zweiglimmergneis)	Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt + St + Cld + Chl + Ap + Tur + Zrn + Ep + Rt + Ilm	Egesengrat	0723	47.000919	11.141380	2250
HZ 07 05	Paragneis (Minerlareicher-Bt-Ms-Gneis)	Qtz + Pl + Bt + Hgl + Grt + St + Ky + Cld + Chl + Ap + Tur + Zrn + Ep + Rt + Ilm	Egesengrat	0723	47.000919	11.141380	2280

7.3. Literaturverzeichnis

Amann, A. 1985: Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. -Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 117 S., Innsbruck

Berhard et al. 1996: Age, origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal Crystalline Basement, Tirol, Austria. – Min. Petrol., 58, S. 171-196

Borsi et al. 1980: New petrographic and radiometric data on the Oetztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps). – N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1980, H. 2, S. 75-87

Bucher, K. und Frey, M. 2002: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – Springer Verlag

Chowanetz, E. 1991: Strukturelle und geochronologische Argumente für eine altpaläozoische Anatexis im Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 37, S. 15–35

Elias, J. 1998: The thermal history of the Ötztal-Stubai Complex (Tyrol, Austria/Italy) in the light of the Lateral Extrusion Model. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, 36, 172 Seiten

Exner et al. 2001: Cretaceous Eclogite – Facies Metamorphism in the Eastern Alps: New Insights, Data and Correlations from an Interdisciplinary Study. – Journal of Conference Abstracts, 6, S. 387

Flügel, H. W. und Faupl, P. 1987: Geodynamics of the Eastern Alps. – Deuticke Verlag, Wien

Frank, W., Hoinkes, G., Purtscheller, F., Thöni, M. 1987: The Austroalpine Units west of the Hohe Tauern: the Ötztal-Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. - Geodynamics of the Eastern Alps. – ed. Flügel, H.W., Faupl, P., Franz Deuticke, Wien, S. 179 – 281

Froitzheim et al. 1997: Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – Tectonophysics, 280, S. 267-293.

Fügenschuh et al. 2000: Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. – Tectonics, 19, S. 905 - 918

Gerardi, J. 1975: Diplomkartierung und Erläuterungen zur geologischen Diplomkartierung, Stubai Alpen, Tirol. – RWTH Aachen

Grauert, B. 1969: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern, 166 S.

Habler et al. 2006: Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit, Eastern Alps): P-T-t-d constraints. - *Mineralogy and Petrology*, 88, S. 269-296.

Hammer, W.

1922: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Landeck (5145) mit Erläuterungen. – Geol. Bundesanstalt, Wien

1923: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Nauders (5246) mit Erläuterungen. – Geol. Bundesanstalt, Wien

1929a: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Ötztal (5146) mit Erläuterungen. – Geol. Bundesanstalt, Wien

Harre et al. 1968: Rb/Sr und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – *Geol. Jb.*, 86, S. 79 – 826

Hoinkes, G. 1972: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). – *T.M.P.M.*, 18, S. 292–311, Wien 1973.

Hoinkes et al. 1991: Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement. – *Mineral. Petrol.*, 43, S. 237 – 254

Hoinkes, G. und Thöni, M. 1993: Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. - [in:] von Raumer, J.F., Neubauer, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 485-494, Berlin (Springer).

Hoinkes et al., 1997: Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). – *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.*, 77, S. 299 – 314

Klötzli-Chowanetz et al. 1997: Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Austria): linking U/Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. - *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 77, S. 315-324.

Klötzli-Chowanetz, E. 2001: Migmatite des Ötztalkristallins - Petrologie und Geochronologie. – Diss. (PhD thesis), Univ. Wien, 155 Seiten

Konzett et al. 2005: Metamorphic Evolution of Iron-rich Mafic Cumulates from the Ötztal-Stubai Crystalline Complex, Eastern Alps, Austria. - *Journal of Petrology*, Vol. 46, Nr. 4, S. 717–747

Kretz, R. 1983: Symbols for rock-forming minerals. - Am. Mineral. 68, S. 277-279

Miller, Ch. & Thöni, M. 1995: Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm–Nd vs. Rb–Sr isotope systematics. – Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect., 122, S. 199 – 225

Oberhauser, R. 1980: Der geologische Aufbau Österreichs. – Herausgeber: Geologische Bundesanstalt; Druck: Springer Verlag Wien, S. 338 - 347

Ohnesorge, T. 1905: Die vorderen Kühltaler Berge. - Verh. Geol. R._A., S. 175 – 182

Petrakakis, K. & Dietrich, H. 1985: MINSORT: A programm for the processing and archivation of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. - N. Jb. Miner. Mh., H. 8, S. 379-384

Pouchou, J. L. & Pichoir, F. 1984: La Recherche Aérospatiale, 5, S. 349 - 367

Purtscheller, F. 1967: Mineralzonen im Ötztaler-Stubaier Altkristallin. – Österr. Akad. Wiss. Math. Naturwiss., 2, S. 66 – 70

Purtscheller, F. 1969: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, S. 35 - 54

Purtscheller, F. & Ramlmair, D. 1982: Alpine Metamorphism of Diabas Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 29, S. 205 – 221

Sander, B. 1914a: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges – Verh. Geol. Reichsanst. 220-240

- **1914b:** Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge.
- Jb. Geol. R. A., S. 567-634

- **1921:** Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. - Jb. Geol. B.-A., 70, S. 325-334

- **1929:** Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen.
Schlern – Schriften, 16, 111p

Schindlmayr, A. 1999: Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif. – Dissertation, Universität Salzburg

Schmid, S.M., Haas, R. 1989: Transition from near surface thrusting so interbasement decollement, Schling thrust. – Tectonics, 8, 4, S. 697 -718

Schmidegg, O. & Hammer, W. 1932: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Sölden und St. Leonhard (5246) mit Erläuterungen. – Geol. Bundesanstalt, Wien

Schmidegg, O. 1933: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler und Stubai Alpen. – Verh. Geol. Bundesanstalt, S. 83 - 95

Schmidt, K. 1965: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai Alpen. – Verh. Geol. Bundesanstalt, Sonderheft S. 199 – 213, Wien

Schmidt et al. 1967: Rb/Sr und U/Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. - Eclog. Geol. Helv., 60, S. 529 - 536

Sölvä et al. 2005: The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). - Tectonophysics, 401, S. 143-166.

Schweigl, J. 1995: Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen). - Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Band 138, Heft 1, S. 131–149

Siivola, J. and Schmid, R. 2007: List of Mineral Abbreviations. - Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07

Spear, F. S. 1993: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. – Monograph. Washington D.C.: Mineralogical Society of America

Thöni, M. 1980: Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. - Mitt. Österr. geol. Ges., 71/72 (1978/1979), S.139-165

Thöni, M. 1981: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. - Jahrb. Geol. B.-A., 124/1, S. 111-174

Thöni, M., Hoinkes, G. 1987: The Southern Ötztal Basement: Geochronological and Petrological Consequences of Eoalpine Metamorphic Overprinting. - [in:] H.W. Flügel und P. Faupl (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 200-213, Wien (Deuticke).

Thöni, M. 1993: Neue Isotopendaten zur voralpidischen Geschichte des Ötztalkristallins. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, S. 10–112

Thöni, M. 1999: A review of geochronological data from the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79, S. 209-230.

Thöni, M., Miller, Ch. 2004: Ordovician meta-pegmatite garnet (N-W Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization. - Chem. Geol., 209, S.1-26.

Tropper, P. und Hoinkes, G. 1996: Thermobarometry in Al_2SiO_5 -bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. – Mineral. Petrol., 58, S. 145 – 170

Tropper, P. und 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. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 94, S. 27-53

Trümpy, R. 1977: The Engadin Line: A sinistral wrench fault in the Central Alps. – Mem. Geol. Soc. China 2, S. 1 - 17

Zharikov, V.A., Khodorevskaya, L.I. 1995: Melting of amphibolites and the genesis of tonalite-trondhjemite magmatic suites (from experimental data). - Experiments in Geosciences, 4, 2, S. 18-24.

Links aus dem Internet: earth.google.com/

7.4. Lebenslauf:

CHRISTINE HÖRFARTER



Persönliche Daten

Name	Christine Hörfarther
Geburtsort	Kufstein / Tirol
Geburtsdatum	23. Juli 1975
Familienstand	ledig
Staatsangehörigkeit	Österreich
Adresse	Taborstrasse 50/25 1020 Wien
Kontakt Daten	E-mail: ignimbrit@hotmail.com Mobil: +43 650 251 1152

Universitäts- und Schulausbildung

seit August 2005	Studium der Fachrichtung <u>Petrologie am Department für Geodynamik und Sedimentologie an der Universität Wien</u>
März 2001	Beginn des Studiums der Erdwissenschaften als ordentliche Studierende
Februar 2001	Studienberechtigungsprüfung
1999 – 2001	ausserordentlich Studierende an der Universität Wien
1992 – 1995	Berufsschule für Friseur- und Perückenmacher in Innsbruck, Abschlussprüfung am 17.07.1995
1989 – 1992	HBLA in Kufstein
1985 – 1989	Hauptschule Kössen
1981 – 1985	Volksschule Walchsee

Wissenschaftliche Tätigkeiten

seit Juli 2007	<u>Diplomarbeit:</u> Petrographische und mineralchemische Untersuchungen des Ötztal-Stubai-Kristallins im Bereich der Dresdner Hütte (Stubaital, Tirol) <u>Betreuer:</u> Ao.Univ.Prof.Dr. Konstantin Petrakakis
April 2009	EGU General Assembly 2009, Petrological investigations of the Austroalpine Ötztal-Stubai-Complex in the Stubaital (Tirol, Austria), Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-10043, Ch. Hörfarter, K. Petrakakis, G. Habler, and Ch. Iglseder
September 2008	Pangeo 2008, Petrographische und mineralchemische Untersuchungen des Ötztal-Stubai-Kristallins im Bereich der Dresdner Hütte (Stubaital, Tirol). Journal of Alpine Geology (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.) , 49, 46. Hörfarter, C., Petrakakis, K., Iglseder, C. and Habler, G.
April 2006	EGU General Assembly 2006, Multistage Plutonism and the Serifos Detachment System (Cyclades, Greece), Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 05118 C. Iglseder, B. Grasemann, K. Petrakakis, M.A. Edwards, A. Zamolyi, C. Rambousek, C. Hörfarter, U. Klötzli, M. Thöni and E. Draganits

Universitäre Tätigkeiten und Lehrerfahrung

März 2008 – Juli 2009	Tutorin im Modul Petrographie
Oktober 2007 – Jänner 2009	Tutorin im Modul Mikrotektonik
2007	Mitglied der Berufungskommission „Professur für Theoretische und experimentelle Petrologie“
Juni 2007	Tutorin im Praktikum „Kartierungsübung im Gelände“
März 2005 – Juni 2007	Tutorin im Praktikum „Gesteinsmikroskopie“
Oktober 2004 – Februar 2007	Tutorin im Praktikum „Kristalloptik“

Berufliche Tätigkeiten vor und während des Studiums

Oktober 2004 – Juli 2009	Tutorin an der Universität Wien
April 2009	Assistentin bei der EGU-General Assembly, Wien
2003 – 2006	Telefonische Kundenbetreuung bei der Postbus AG, Wien, 3.
1996 - 2003	Servicefachkraft im „Cafe Daun“, Wien, 8 und im „Cafe Herold“, Wien, 2.
1995 - 1996	Tätigkeit als Friseurin, Wien
1992 - 1995	Lehre als Friseurin und Perückenmacherin mit Abschluss am 17.07.1995

EDV - Kenntnisse

Betriebssysteme	Windows XP und Vista
Software	MS-Word, -Excel, -Powerpoint, Minsort, Theriak Domino, CorelDraw X3, CorelPhotoPaint X3

Sprachkenntnisse

Muttersprache	Deutsch
In Wort und Schrift	Englisch
Grundkenntnisse	Französisch

Hobbies und Interessen

- Bergsteigen
- Natur vom „Stein bis zum Baum“
- Musik und Singen
- Lesen
- Filme
- Snooker

Sonstiges

- Führerschein Klasse B
- Tauchschein CMAS