



universität
wien

MAGISTERARBEIT

Titel der Magisterarbeit

**Geologische und petrographische Untersuchungen
des Amstettener Berglandes und Strudengaus
(SW Moldanubikum)**

Angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasserin:

Matrikel-Nummer:

Studienrichtung:

Betreuer:

Helga Zeitlhofer

0203620

Erdwissenschaften (Petrologie)

Konstantin Petrakakis

Wien, am 18.03.2009



Denken und danken sind verwandte Wörter; wir danken dem Leben, in dem wir es bedenken.

Thomas Mann (1875-1955)

Für Alex

Inhaltsverzeichnis

Abstract (deutsch)	3
Abstract (englisch)	4
Einleitung	5
1. Geologischer Überblick.....	8
1.1. Lage des Bearbeitungsgebietes:	8
1.2. Der Ursprung der Moldanubikums	8
1.3. Das variszische Orogen im SE Zentraleuropas	9
1.4. Das Moldanubikum in Österreich	10
Monotone Serie (Ostrong Einheit):	12
Bunte Serie (Drosendorfer Einheit):	12
Gföhler Einheit:	13
1.5. Geologie im Bereich des Strudengaus	14
1.6. Nomenklatur.....	15
2. Methodik	17
2.1. Mikroskopie mittels Polarisationsmikroskop: Leica.....	17
2.2. Mineralchemisch: Elektronenstrahl-Mikrosonde.....	17
2.3. Gesamtgesteinschemismus:.....	17
2.4. Verwendete Software:	21
3. Auftretende Gesteinstypen	22
3.1. Mylonitische Gneise.....	22
3.2. Das Profil bei Willersbach:	27
3.3. Gesteine der Gföhler Einheit:.....	30
3.3.1. Gneise.....	30
3.3.2. Gesteine der Gföhler Einheit: Pegmatoide und magmatische Gänge:	35
3.3.3. Gesteine der Gföhler Einheit: Ultramafitite und Metabasite	35
3.3.4. Amphibolite der Gföhler Einheit.....	38
a) Grt – freie Amphibolite:.....	39
b) Grt – führende Amphibolite:.....	40
3.4. Monotone Serie Gesteine:	41
4. Strukturelle Analyse.....	50
5. Mineralchemie.....	55

5.1. Mylonitischer Gneis	55
5.2. Metabasit	58
5.3. Amphibolit Hb0807.....	60
5.4. Gföhler Einheit Gneis.....	62
5.5. Cordieritgneis	64
6. Pauschalchemie	65
7. Zusammenfassung und Diskussion	68
Conclusions	71
Literaturverzeichnis.....	72
Anhang:	75
Tafel I: Probenliste mit Probenahmepunkten (UTM)	75
Tafel II: Mineralparagenesen der Proben.....	75
Tafel III: Strukturelle Messdaten	75
Tafel IV: Gesamtgesteinschemismus	75
Tafel V: Mineralchemie	75

Abstract (deutsch)

Das Moldanubikum in Österreich gliedert sich von W nach E in 3 lithologische Einheiten: Monotone Serie (MS), Bunte Serie (BS), Gföhler Einheit (GE). Diese unterscheiden sich nicht nur lithostratigraphisch, sondern auch in ihrem Metamorphosegrad.

Laut Kartenblatt 53, GBA (FUCHS, 2005) liegt die Gföhler Einheit im Bearbeitungsgebiet (Amstettener Bergland und Strudengau) auf der Monotonen Serie. Die im Raume der Wachau E-W streichende Bunte Serie keilt nach W aus und fehlt im Untersuchungsgebiet. Weiters ist ein Vorkommen des Rastenberger Granodiorits von FUCHS kartiert worden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit basieren auf Feldbeobachtungen, strukturellen, sowie petrographischen, mineralchemischen und geochemischen Untersuchungen und dienen der detaillierten Beschreibung der auftretenden Gesteine sowie deren Gegenüberstellung mit den bereits bekannten Gesteinen des NÖ Moldanubikums.

In der vorliegenden Arbeit werden folgende Lithologien bearbeitet: 1) Gföhler Einheit (mylonitische Gneise, Ultramafite, Gneise, Amphibolite) 2) Monotone Serie (Paragneise, Orthogneise) 3) Profil durch den Rastenberger Granodiorit.

Mikrosondenanalysen von Granaten der GE zeigen, dass diese unabhängig vom Gesteinstyp HT homogenisiert wurden und einen randlichen Abfall von X_{Mg} (Abkühlungserscheinung) zeigen. Ultramafische Gesteine, welche immer gemeinsam mit den mylonitischen Gneisen auftreten, zeigen eine metamorphe Paragenese von Ol + Tr + Ag. In einem späteren Metamorphosestadium kam es durch Fluideinwirkung zu Neubildungen von Talk, Calcit und Chrysotil. Ein weiterer Punkt betrifft die Ca- Klintoamphibol – Bildung in den Amphiboliten, die im restlichen Moldanubikum nicht typisch ist, da die Exhumation der Einheiten zu schnell für eine retrograde Bildung dieser Mineralphasen war. Daher kann man von einer thermalen Überprägung ausgehen, welche auf die Intrusion des Südböhmischen Plutons zurückzuführen ist. Die Gneise der MS zeigen Heterogenitäten bezüglich des Metamorphosegrades.

Abstract (englisch)

The Austrian part of the Moldanubian zone is classified to 3 lithological units: Monotonous Series (MS), Variegated Series (VS), Gföhl Unit (GU). These units differ regarding their lithostratigraphic settings and in the degree of metamorphism.

After KB 53, GBA (FUCHS, 2005) the Gföhl Unit of this area (Amstettener Bergland und Strudengau) lies directly on the Monotonous Series. The Variegated Series thins out to the W (the westernmost point is Loja) and is missing in the investigation area. Furthermore, a new deposit of Rastenberger Granodiorit is described in this area.

Field observations, structural measurements, petrographic observations, mineralchemical and geochemical analysis produced the data for this thesis. The target of this work was to describe the occurring rocks and make a comparison with well studied rocks of the Lower Austrian Moldanubian.

The structural measurements show 2 dominating directions of lineations: NNE-SSW striking lineation and NNW-SSE striking lineation.

In this work the Gföhl unit (granulites, ultramafites, amphibolites), the Monotonous Series (gneisses) and a profile through the Rastenberger Granodiorit body are described.

In the Gföhl unit 2 lineation directions were found. The mylonitic granulites and the ultramafic boudins have NNE-SSW striking lineations. The main part of the Gföhl unit shows the NNW-SSE striking lineation.

The Monotonous Series of the area was split into Monotonous Series West and Monotonous Series East, because of the difference in the degree of metamorphism and in the variety of the lineations.

During the crossing of the Rastenberger Granodiorit body 6 samples were taken. None of which were Rastenberger Granodiorit!

Einleitung

In Rahmen dieser Diplomarbeit wurden die Gesteine des Gebietes Amstettener Bergland und Strudengau petrographisch und petrologisch untersucht. Anstoß zu diesem Thema war die zu letzt veröffentlichte Geologische Karte dieses Gebietes (Geologische Bundesanstalt, Kartenblatt 53; FUCHS, 2005). Die geologische Situation im Diplomarbeitsgebiet stellt eine Besonderheit im Moldanubikum dar, da die Gföhler Einheit direkt auf der Monotonen Serie liegt, und die Bunte Serie fehlt. Zudem wurde von FUCHS ein lang gestreckter magmatischer Körper vom Typus Rastenberger Granodiorit kartiert. Dieses Auftreten war vor dem Erscheinen des Kartenblattes 53 nicht bekannt.

Ziel dieser Diplomarbeit ist einerseits die Gegenüberstellung der Gesteine dieses Gebietes mit den bekannten Gesteinen des Moldanubikums und andererseits die Abschätzung ihrer tektono-metamorphen Entwicklung.

Die Feldbeobachtungen stützen sich auf mehrere Geländegänge in den Jahren 2007 und Beginn 2008. Hierbei wurden strukturelle Elemente erfasst, makroskopische petrographische Erstbefunde erstellt und Proben genommen. Die Wahl der Proben ist auf die vorherrschenden Lithologien und strukturellen Gegebenheiten sowie auf die Feldbeobachtungen bezogen. Die auftretenden Lithologien sind jene der Gföhler Einheit und der Monotonen Serie, sowie die von überprägten magmatischen Gesteinen des Typs „Rastenberger Granodiorit“. Ein besonderes Augenmerk wurde auf die mylonitischen Gneise (Granulite), in Bezug auf ihre tektonische Bedeutung gelegt.

Die Arbeitsmethodik folgte einem klassischen Schema: Im Anschluss an die Geländebegehung und Probennahme wurden die Proben mit Hilfe von 80 Dünnschliffen mikroskopisch untersucht. Dadurch wurde es möglich, geeignete Proben einerseits für die Bestimmung des Pauschalchemismus (mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse bzw. ICP Aes und ICP MS Analytik) und andererseits für die mikrostrukturelle und mikrochemische Charakterisierung der auftretenden Mineralphasen mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde auszuwählen. Die Mikrosondeanalysen wurden mit Hilfe des Programms MINSORT (geschrieben und zur Verfügung gestellt von K. Petrakakis) behandelt.

Im Kapitel 2 über die auftretenden Gesteinstypen werden die Abkürzungen für die Mineralphasen nach Bucher&Frey (1987) verwendet. Die Dünnschliffabbildungen in diesem Kapitel beinhalten die Probennummer des Gesteins, wobei auf der Karte (Kapitel 1, Abb. 1) die Herkunft

jeder Probe ersichtlich ist. Weiters sind im Anhang Tafel II sämtliche Mineralparagenesen und Gesteinsbezeichnungen der einzelnen Proben ersichtlich.

Zu beachten ist die Darstellung der Mineralparagenesen wobei [...] für Relikte, und {...} für Neubildungen steht. Diese Darstellung wird im gesamten Kapitel 2 als auch im Anhang Tafel II angewendet.

Bei mehrphasigem Wachstum einer Mineralphase werden die Zusätze Mineralphase₁, Mineralphase₂ usw. verwendet, wobei Mineralphase₁ immer die älteste Generation repräsentiert.

Zuletzt soll erwähnt werden, dass sich bei der vorliegenden Diplomarbeit eine breite Palette an Problemstellungen ergeben hat, aber diese im Rahmen der Diplomarbeit nicht vollständig ausgearbeitet werden konnten. Die einzelnen Problematiken werden in Kapitel 6 genauer diskutiert.

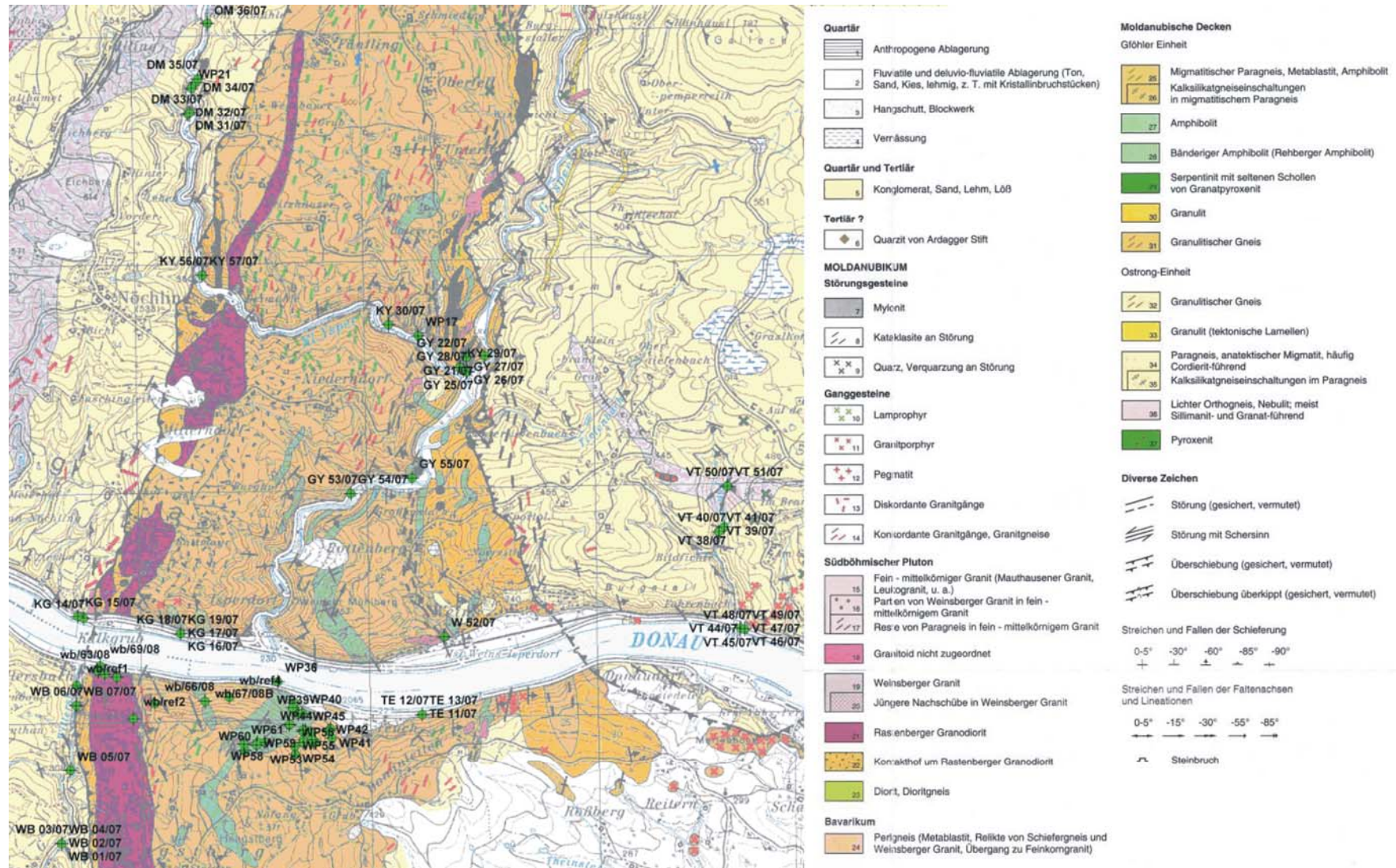


Abb. 1: Ausschnitt aus dem Blatt 53 der Geologischen Karte zu „Amstettener Bergland und Strudengau“ (FUCHS, 2005) und darauf projizierten Probenahmepunkten.

1. Geologischer Überblick

1.1. Lage des Bearbeitungsgebietes:

Das Diplomarbeitsgebiet stellt den südwestlichsten Bereich des österreichischen Moldanubikums. Dabei handelt es sich um den Bereich des Strudengaus (Niederösterreich) von Blatt 53 Amstetten. Die geologische Bundesanstalt hat im Dezember 2005 das Blatt 53, Amstettener Bergland und Strudengau, basierend auf der Kartierung von G. FUCHS herausgegeben.

Die Abb. 1 gibt einen Teil der von der GBA veröffentlichten Karte wieder. Es ist zu bemerken, dass zur Darstellung der mit GPS erfassten Wegpunkte und Proben (rote Punkte) die veröffentlichte geologische Karte geo-referenziert (von Mag. Christoph Iglseder) werden musste.

1.2. Der Ursprung der Moldanubikums

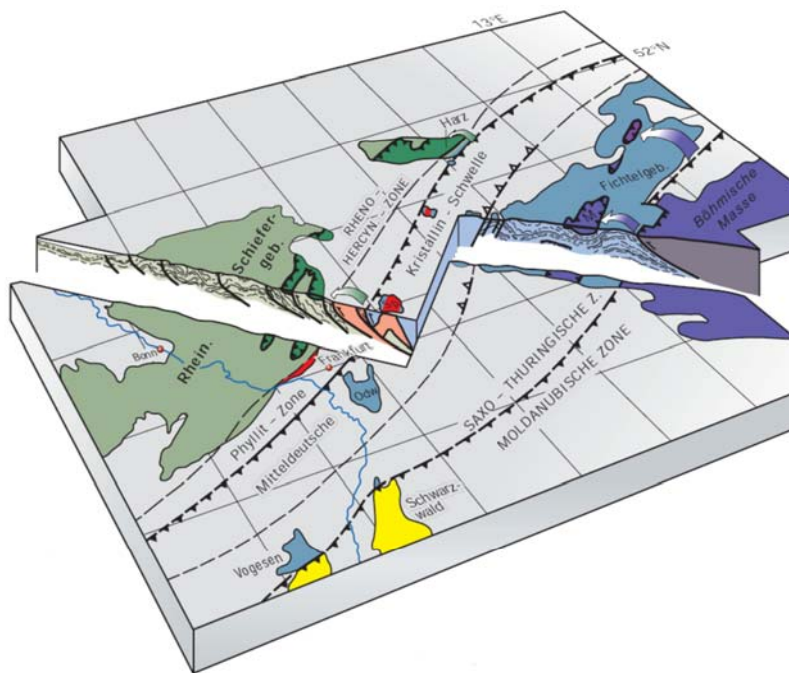


Abb. 2: Plattengrenzen und Gebirgszonen in Europa (W. FRANKE, 2002)

Die Entstehung des Moldanubikums reicht nach heutigen Vorstellungen bis zum Altpaläozoikum zurück.

Nach FRANKE (2002) hat sich im nördlichen Böhmen ein saxo-thüringischer (sächsisch-thüringischer) Ozean geschlossen, der vor etwa 500 bis 400 Ma die Kontinentalplatten Bohemia (Umgebung von Pilsen und Prag) und Saxo-Thuringia (Frankenwald, Fichtelgebirge, Thüringer

Wald, Vogtland) voneinander getrennt hat. Aber auch im Süden wurde Bohemia durch eine Meeresstraße von der Kontinentalplatte Moldanubia, welche möglicherweise ein Teil Gondwanas war, getrennt. Als Beleg für diesen moldanubischen Ozean dienen metapelitische Gesteinsformationen (Paragneise, Marmore), welche z.B. auch im niederösterreichischen Moldanubikum anzutreffen sind.

Durch die Kollision aller drei Kontinentalplatten, kam es während der Variszischen Orogenese zur Bildung von zwei eigenständigen Gebirgszügen: das Saxothuringikum und das Moldanubikum.

1.3. Das variszische Orogen im SE Zentraleuropas

Das variszische Orogen im SE Zentraleuropas lässt sich in 3 große tektonische Einheiten unterteilen: Diese beinhalten das Teplá – Barrandium, das Moldanubikum und das Moravikum, wobei Teplá – Barrandium und Moldanubikum die Böhmisches Masse bilden.

Das Teplá-Barrandium ist großteils aus anchimetamorphen bis grünschieferfaziellen präkambri-schen vulkanischen Sedimentsequenzen aufgebaut, welche diskordant von unterkambrischen bis mitteldevonen Sedimenten überlagert sind (FIALA, 1995). Im Gegensatz dazu setzt sich das Moldanubikum aus hochgradig metamorphen Gesteinen und postvariszischen Plutonen zusammen. Während der karbonen Kollision mit dem Basement des Brunovistulikums wurde das Moldanubikum über das Moravikum geschoben.

Nach FRITZ & NEUBAUER (1993) ist die Moravische Zone eine Decke, die über das kado-mische Basement (und deren devonen Bedeckung) überschoben wurde. Das Moravikum wird als der westlichste, in die variszische Orogenese involvierte Rand des Bruno-Vistulikums aufgefasst (DUDEK, 1980). Letzteres stellt ein altes, größtenteils prävariszisch geprägtes Kristallin dar, welches weitgehend von späteren Ablagerungen (Molassezone) bedeckt wurde und im Untergrund bis zum Karpatenvorland weiter nach E verfolgbar ist (A. MATURA, 2006). Die Abb. 3 fasst die groß-tektonische Gliederung und Beziehung dieser 3 Einheiten zusammen (PETRAKAKIS, 1997).

Das Moldanubikum grenzt im E an das Moravikum der Moravosilesische Zone. Alle diese Teile bilden den SE Teil des Herzynischen (=Variszischen) Orogens. (PETRAKAKIS, 1997)

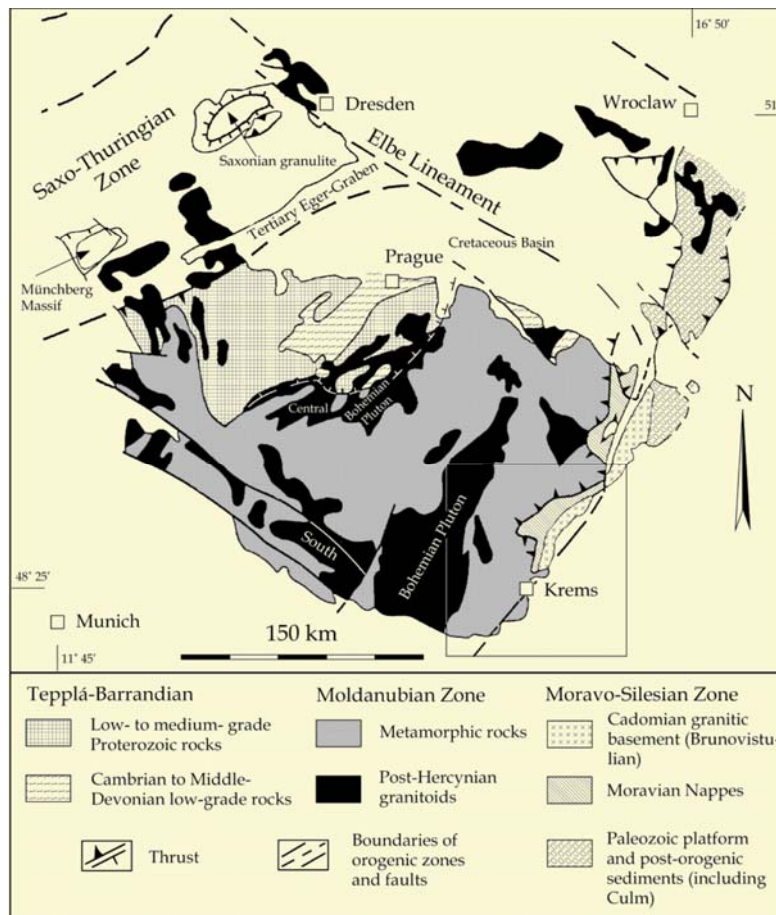


Abb. 3: Vereinfachte geologische Gliederung des SE-Teils des Herzynischen Orogens (PETRAKAKIS, 1997)

1.4. Das Moldanubikum in Österreich

Das Moldanubikum im Waldviertel (Niederösterreich) ist zwischen dem spät-variszischen Süd Böhmischem Pluton im Westen und dem moravischen Bíteš Gneis im Osten aufgeschlossen. Die Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum hat während der karbonen Kollision mit dem Brunovistulian Basement stattgefunden.

Die Moldanubische Zone in Österreich umfasst 3 lithologische (bzw. tektonische) Einheiten, welche allgemein NNE – SSW streichen und nach E einfallen (FUCHS, 1991). Vom Liegendsten im Westen zum Hangendsten im Osten lauten diese:

Monotone Serie (Ostrong Einheit)

Bunte Serie (Drosendorfer Einheit)

Gföhler Einheit

Die NNE – SSW Streichrichtung im SE des Böhmisches Massif charakterisiert eine variszische transpression zone, welche während der Kollision des Moldanubikums mit dem rigidem Bruno-Vistulian Basement zustande kam (FUCHS, 1991).

Andere Autoren wie MATURA zählen die Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) zum Moravikum. Danach wird das Waldviertler Kristallin in die Gföhl Einheit, die Raabser – Einheit, die Bíteš Einheit und die Pleissnig Einheit unterteilt.

In der vorliegenden Diplomarbeit wird als Diskussionsbasis das Modell von FUCHS mit den 3 lithologischen/tektonischen Einheiten, nämlich Monotone Serie, Bunte Serie und Gföhler Einheit herangezogen.

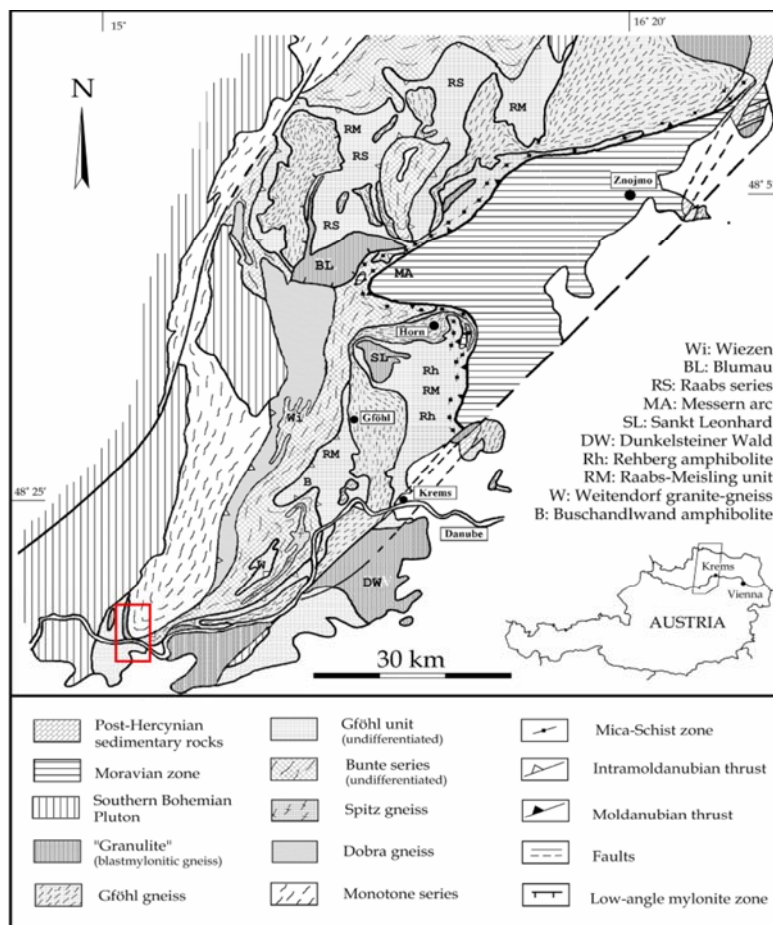


Abb. 4: Vereinfachte geologische Karte des NÖ-Moldanubikums (Petrakakis, 1997 nach SCHABERT & FUCHS, 1986), rote Markierung zeigt das Bearbeitungsgebiet

Die 3 unterschiedlichen Einheiten unterscheiden sich nach FUCHS sowohl in ihrem Metamorphosegrad als auch in den auftretenden Lithologien bzw. Bildungsumgebungen ihrer Protolithen.

Monotone Serie (Ostrong Einheit):

Die Monotone Serie ist von der aufliegenden Bunten Serie durch ein dünnes Band blastomylonitischer Gneise (s. g. Granulitlamelle) und untergeordneten Amphiboliten getrennt. (FUCHS & SCHABERT, 1979; PETRAKAKIS, 1986) Dieser Horizont stellt die s. g. Süd Böhmisches Main Thrust dar und ist von der Donau bis in die Tschechische Republik verfolgbar (FUCHS & SCHABERT, 1979). Die sauren Granulite (mylonitische und blastomylonitische Gneise) der Süd Böhmisches Main Thrust variieren in ihrer Mächtigkeit, und zeichnen sich strukturell durch ihren feinen, scharf-foliierten Lagenbau aus. Dieser setzt sich aus dunklen Bt + Grt + Sil – Lagen und hellen Fsp. + Qtz Lagen zusammen. Die Matrix der Blastomylonite setzt sich aus feinkörnigen Qtz + Kfs + Pl + Bt + Il + Rt zusammen, welche Porphyroklasten von Grt + Ky + Perthit umfließt. (PETRAKAKIS, 1986; PETRAKAKIS & RICHTER, 1990).

Die Monotone Serie ist hauptsächlich aus Paragneisen aufgebaut, wobei nach LINNER (1996) 2 Gesteinsgruppen grundsätzlich zu unterscheiden sind: Cordieritgneise und quarzofeldspatische Paragneise. Häufig tritt eine Migmatisierung der Cordieritgneise auf. Die Paragneise führen die Paragenese Kfs + Pl + Hellglimmer + Bt +/- Sil und können gelegentlich Relikte von Granat, Staurolith und Kyanit führen. Die Cordieritgneise setzen sich aus der Paragenese: Kfs + Pl + Qtz + Bt + Hellglimmer + Crd zusammen. LINNER (1996) ermittelte den Metamorphosehöhepunkt von $720 \pm 30^\circ\text{C}$ bei $P_{\min} = 4.4 \pm 0.4 \text{ kbar}$ (am Beispiel von Cordieritgneisen, Migmatiten und Granat-führenden Paragneisen., wobei die Anatexis der Cordieritgneise vor allem auf „Muscovite Dehydration melting“³⁸ (THOMPSON, 1982) zurückzuführen ist).

Nach LINNER (1992) weist die Geochemie der Paragneise auf Eduktmaterialien wie Tonsteine (Cordieritgneise) und Grauwacken (Paragneise) hin, was eine Ablagerung an einem aktiven Kontinentalrand wahrscheinlich erscheinen lässt.

Untergeordnet kommen darüber hinaus Kalksilikate, Orthogneise und Eklogite (siehe Abb.1) in der Monotonen Serie vor.

Bunte Serie (Drosendorfer Einheit):

Die Basis der Bunten Serie bildet der I-Typ Dobra Gneis mit granitischer Zusammensetzung oder der Spitzer Granodiorit – Gneis (FUCHS & MATURA 1976). Der Dobra Gneis zeigt ein mittel-proterozoisches Alter von 1,377 Ga und metamorphe Überprägungen bei 600 Ma und 333 Ma (GEBAUER & FRIEDL, 1993).

Neben dem Dobra Gneis setzt sich die Bunte Serie vor allem aus Paragneisen, Migmatiten, Amphiboliten und grobkristallinem Marmor zusammen. Diese verschiedenen Gesteinsserien

wurden an einem Schelf sedimentiert, möglicherweise an einem passiven Kontinentalrand (DALLMEYER et al. 1994). Häufig werden die Gesteine der Bunten Serie von steil stehenden Gängen mit unterschiedlichen Zusammensetzungen durchschlagen.

Die Paragneise führen eine Mineralparagenese von: Grt + Sil +/- [Ky] + Bt + Kfs + Pl + Qtz + Rt + Ilm. Grt-Amphibolite (Paragenese: Hbl + Pl + Bt + Grt + Opx) der Bunten Serie zeigen Dekompressionserscheinungen, wobei es während der Exhumation zum Zerfall von Grt zu Opx + Pl - Symplektit kam. Die Marmore sind grob ausgebildet und führen Bt + Calcit + Graphit +/- Cpx. Die Migmatite dieser Serie sind syntektonisch einzustufen, wobei nach FUCHS (1976) nur an den höher liegenden Bereichen der Bunten Serie Migmatisierung häufig auftritt. Im Gegensatz dazu zeigen Proben aus den tiefer liegenden Bereichen der Bunten Serie ebenfalls Migmatisierung (PETRAKAKIS, 1997), was die anatektische Prägung von fertilen Lithologien innerhalb der gesamten Bunten Serie beweist.

Die Metamorphosebedingungen der Bunten Serie konnten in den letzten 2 Jahrzehnten aufgrund immer besser werdender technischer Hilfsmittel, immer genauer abgeschätzt werden. So wurden 1983 von ZAYDAN und SCHARBERT die PT Bedingungen auf 670 °C/5 kb angesetzt. HÖGELSBERGER legt sie 1987 auf 700 °C/5-7 kbar fest. 1986 kommt PETRAKAKIS (1986, 1997) durch PT-Berechnungen auf Bedingungen für die Hauptmetamorphose von 720–770°C bei 7–9 kbar.

Gföhler Einheit:

Die Gföhler Einheit setzt sich aus den Granuliten, dem Gföhler Gneis, Grt + Cpx Amphiboliten, Ultramafiten und untergeordnet Paragneisen zusammen.

Nach FUCHS (1991) formen die Granulite 3 tektonische Klippen am Top der moldanubischen Zone, welche gewöhnlich vom Gföhler Gneis unterlagert sind: Dunkelsteiner Wald, Sankt Leonhard und Blumau. Sie umfassen hauptsächlich Qtz+Fsp-reiche Gesteine mit Grt, Bt und Ky/Sil („saure Granulite“), welche gelegentlich mit Al-ärmeren, Opx-führenden Varietäten (Petrakakis & Jawecki, 1987) sowie basischeren Grt+Opx±Cpx Granuliten wechsellagern.

Der Gföhler Gneis ist meist granitischer Zusammensetzung mit nebulitischer Textur. Gehalte an Granat, Sillimanit oder Kyanit sind gelegentlich zu beobachten. Der Gföhler Gneis unterteilt sich in Qtz + Fsp Lagen, welche von dünnen melanosomatischen Bt – Sil reichen Lagen abgetrennt werden. Die migmatischen Texturen des Gföhler Gneises ähneln denen der Bunte Serie Migmatiten, und zeigen Mikroverfaltungen der Leukosome und Melanosome (PETRAKAKIS, 1997). Zwischen dem Gföhler Gneis und seinen vergesellschafteten Migmatiten und den darauf folgen-

den Blastomyloniten (Granuliten) treten im Bereich St. Leonhard der Wolfshofer Syenit - Gneis bzw. manche Leukogranite auf.

Die sauren Granulite (mylonitische und blastomylonitische Gneise) der Süd Böhmisches Main Thrust variieren in ihrer Mächtigkeit, und zeichnen sich strukturell durch ihren feinen, schaf-follierten Lagenbau aus. Dieser setzt sich aus dunklen Bt + Grt + Sil – Lagen und hellen Fsp. + Qtz Lagen zusammen. Die Matrix der Blastomylonite setzt sich aus feinkörnigen Qtz + Kfs + Pl + Bt + Il + Rt zusammen, welche Porphyroklasten von Grt + Ky + Perthit umfließt. (PETRAKAKIS, 1986; PETRAKAKIS & RICHTER, 1990).

Übergänge zwischen Gföhler Gneis und saurem Granulit sind von vielen Lokalitäten bekannt, vor allem an Stellen tektonisch induzierter Ausdünnung des Gföhler Gneises (FUCHS, 1976; PETRAKAKIS & RICHTER, 1990). Außerdem wurde von FRANKE et al. 1990 und VELL-MER, 1992 eine chemische Ähnlichkeit des Gföhler Gneises und des Granulites festgestellt, was zu der Vermutung führt, dass es sich bei den Granuliten um deformierten Gföhler Gneis handelt (PETRAKAKIS; 1997). Mittels TWEEQU-Thermobarometrie an Grt+Opx-“Granuliten“ kommen LIEBERMAN und PETRAKAKIS 1991 zu PT – Bedingungen von 750 °C/9 kbar.

Die Ultramafitite treten in Form von Boudins gemeinsam mit den mylonitischen Gneisen (Granuliten) auf. Sie sind fast vollständig serpentinisiert und können gelegentlich reliktschen Grt umrandet von Koronabildungen enthalten. Derartige Serpentinite treten auch eng im Kontakt mit dem Gföhler Gneis (z. B. bei Weitenegg). Somit ist die Herkunft aus dem Mantel belegt. Die Assoziation Granulit+Mantelperidotit+Gföhler Gneis ist charakteristisch für das Moldanubikum. Wie allerdings im Weiteren diskutiert wird, zeigen die im Arbeitsgebiet auftretenden Ultramafitite im Gegensatz zu ihrer weit verbreiteten Serpentinisierung eine auch amphibolit-fazielle krustale Überprägung und führen konsistente Lineationen wie die umgebenden mylonitischen Gneise.

SCHABERT und KURAT (1974) haben für die Granulite Metamorphosebedingungen von 760 °C/11kb errechnet. Das entspricht Bedingungen der unteren Kruste, was mit den beobachteten Einschaltungen von ultramafischen Linsen des oberen Mantels konform geht.

1.5. Geologie im Bereich des Strudengaus

Die Kartierung nach FUCHS, 2005 (siehe Abb.1) ergab folgenden Bau: Das südwestliche Waldviertel und Amstettner Bergland wird vom Südböhmischen Pluton und den östlich anschließenden Gneiszonen aufgebaut. Er postuliert, dass letztere den aus Nachbargebieten bereits bekannten inner-moldanubischen Deckenbau zeigen: Die Ostrong-Einheit mit der Monotonen Serie

(Cordieritgneise, helle Orthogneise) ist die tiefste Einheit, die Drosendorfer Einheit (Bunte Serie, Dobra-Gneis) spitzt gegen W aus und ist in dem aufgenommenen Gebiet nicht mehr vorhanden. Die Gföhler Einheit als höchste Einheit folgt somit unmittelbar über der tiefsten, der Ostrong-Einheit.

Der durch Granulit markierte Bewegungshorizont an der Hangendgrenze der Monotonen Serie zeigt eine weite Verbreitung: Während er im Osten bei Pöggstall die Ostrong- von der Drosendorfer Einheit trennt, begrenzt er im Amstettner Bergland die Ostrong- von der Gföhler Einheit (FUCHS, 2005).

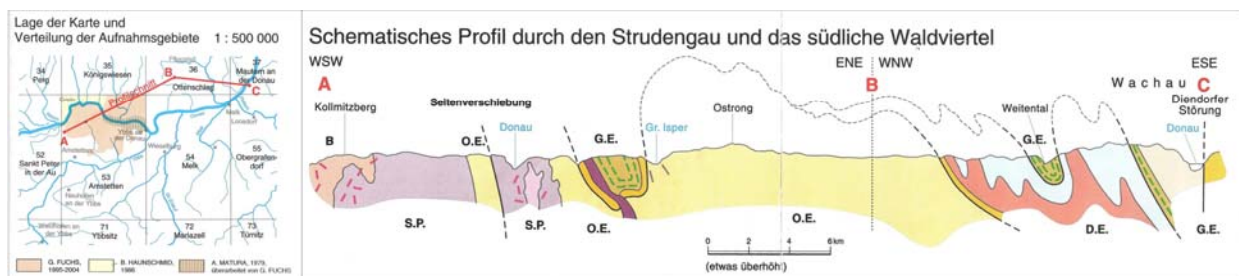


Abb. 5 Profil durch das Amstettener Bergland mit Fortsetzung nach NÖ (FUCHS, 2005) und Lage des Profils; Legende siehe Abb.1

Nach FUCHS, 2005 besteht die Ostrong-Antiklinale aus der Monotonen Serie, während die Gföhler Einheit die Hengstberg-Synklinale westlich davon füllt.

FUCHS, 2005 hat im W-Flügel der Hengstberg-Mulde ein bisher unbekanntes Vorkommen von Rastenberger Granodiorit gefunden. Er beschreibt, dass der Rastenberger Granodiorit intrusive Kontakte gegen die Granulitlamelle an der Überschiebung der Gföhler Einheit, und zu den hangenden Gneisen und Amphiboliten zeigt, aber in den Faltenbau eingeregelt ist und einen langgestreckten Körper (100-500 m mächtig und 11 km lang) bildet.

1.6. Nomenklatur

An dieser Stelle sollte in die Unsicherheiten eingegangen werden, welche die lose Verwendung des Begriffes „Granulit“ in der Moldanubischen Literatur häufig hervorruft. Unter diesem Begriff werden am häufigsten und vor allem die feinkörnigen, scharf-foliierten und häufig linierten Feldspat+Quarz-reichen Gesteine gemeint, welche z.B. die hangendsten tektonostratigraphischen Lagen innerhalb der Gföhler Einheit einnehmen. Mit diesem Begriff wird auch der hohe Metamorphosegrad dieser Gesteine assoziiert, welcher unabhängig von der eventuell reliktsch belegbaren Vergangenheit dieser Gesteine, heute aufgrund der charakteristischen und sehr verbreiteten Paragenese Grt+Ky/Sil+Bt+Kfs manifestiert wird. Unter diesem Begriff werden somit paragene-

tische und strukturelle Merkmale dieser Gesteine undifferenziert nach Metamorphosegrad bzw. struktureller Prägung zusammengeführt. Dadurch kann zu folgenden Missverständnissen kommen:

Gesteine, welche dieselbe hochgradige Paragenese führen und daher isofaziell sind (z. B. mancherorts Gföhler Gneis wie manche Gneise der Bunten Serie; vgl. Petrakakis 1997), aber die oben genannten strukturellen Merkmale nicht führen, seien niedriger metamorph. Darauf wurde die frühe Meinung über das Metamorphoseprofil des Moldanubikums begründet, wonach die höchst-metamorphen Gesteine (nämlich die Granulite im obigen Sinn) an höchster tektonostratigraphischen Position auftreten. Folglich sind Gesteine im Liegenden der Granulite niedriger metamorph.

Gesteine, welche die oben genannten strukturellen Merkmale führen, aber nicht in höchster tektonostratigraphischer Position vorkommen, werden ebenfalls als Granulite bzw. Granulitlamellen bezeichnet. Ist aber in diesem Fall auch der hohe Metamorphosegrad gemeint, wie bei den Gesteinen an tektonostratigraphisch höchster Position? Die Antwort auf diese Frage ist in der Regel nicht klar (vgl. Petrakakis 1986).

Um solche Unsicherheiten aus dem Weg zu räumen, wird in dieser Arbeit der Begriff „Granulit“ für granulit-faziell geprägte Muskovit-freie Gesteine verwendet, welche modal mehr OH-freie als OH-führende Minerale führen (Bucher & Frey, 2002). Diese Granulite können (müssen aber nicht!) stark strukturell zu hochgradigen (eventuell dynamisch rekristallisierten) Myloniten oder mylonitischen Gesteinen, wie die hier manche der behandelten Gesteine, geprägt worden sein. Somit wird nicht nur dem Metamorphosegrad, sondern auch der tektonischen Signifikanz der untersuchten Gesteine als Repräsentanten von Scherzonen Rechnung getragen.

2. Methodik

2.1. Mikroskopie mittels Polarisationsmikroskop: Leica

Die orientiert genommenen Proben wurden geschnitten und es wurde ein orientierter Dünnschliff angefertigt. Mit Hilfe des modernen Polarisationsmikroskops von Leica konnten direkt Dünnschliffphotos (mit Maßstab) angefertigt werden.

2.2. Mineralchemisch: Elektronenstrahl-Mikrosonde

Probenauswahl:

Zur Bestimmung des Mineralchemismus wurden unterschiedliche Proben der Gföhler Einheit ausgewählt und ein Dickschliff hergestellt. Dieser wurde poliert und mit einer dünnen C – Schicht bedampft um die Probe leitfähig zu machen.

Folgende Proben wurden ausgewählt:

WB 07/07 I: Granulit

HB 08/07: Amphibolit

KG 15/07: Paragneis

KG 18/07: Paragneis

KG 19/07: Grt – Amphibolit

WB 63/08: Metabasit

Messprinzip:

Das Messprinzip der Mikrosonde basiert auf dem Beschuss der mit Kohlenstoff bedampften Probe (Probe muss leitend sein) durch Elektronen. Dadurch setzt die Probe Strahlung mit elementtypischen Wellenlängen frei. Die gewünschten Wellenlängen werden mit einem Analysatorkristall herausgefiltert und auf die Zähler gelenkt. Zuletzt wird die Probe gegen einen bekannten Standard ausgetauscht und die Messwerte verglichen.

2.3. Gesamtgesteinschemismus:

Probenauswahl:

a) ICP Aes und ICP MS:

WB 07/07 I, HB 09/07, GY 22/07, WB 64/08 A, WB 64/08B, WB 66/08

b) RFA

WB 63/08: Metabasit, TE 12/07 Paragneis, KG 14/07 mylonitischer Gneis, KG 16/07 Paragneis, VT 38/07 Paragneis, VT 40/07 II Paragneis, VT 50/07 Orthogneis

Der Gesamtgesteinschemismus (inkl. SEE) wurde von 3 Granulitproben unterschiedlicher Lokalität und von 3 Proben des Profils Willersbach – Teuch mittels ICP Aes und ICP MS gemessen. Zusätzlich wurden 7 Proben aus der Monotonen Serie und der Gföhler Einheit mittels RFA gemessen.

a) ICP Aes und ICP MS

Der Gesamtgesteinschemismus (inklusive Spuren und SEE) wurde mittels ICP Aes und ICP MS gemessen. Um die Messgenauigkeit zu erhöhen wurden pro Aufschluss 3 Referenzproben mitgemessen. Im Vorfeld mussten die Glühverluste bestimmt werden. Danach wurden die Proben mit Hilfe eines HF – HNO₃ Aufschlusses und eines Lithiumborataufschlusses (Schmelzaufschluss) in Lösung gebracht.

HF-HNO₃–Aufschluss:

Einwaage der Probe in einen Platintiegel: 100 mg

Zugabe von 10 ml 6N HNO₃ und HF

Auf das Wasserbad stellen und austrocknen lassen

Wieder HNO₃ hinzufügen (5 mal trocknen und HNO₃ hinzufügen)

Zuletzt auf trockene Probe 5 ml 6N HNO₃ geben, Tiegel ausspülen und mit Reinstwasser auf 100 ml auffüllen

Probe ist messfertig

Li₂B₂O₄ – Aufschluss:

Einwaage Probe in Platintiegel: 250 mg Probe + 1,5 g Li₂B₂O₄ (siehe Anhang Tafel ..)

Homogenisieren der Probe mit dem Lithiumborat im Tiegel

Proben für 30 Minuten bei 1000 °C in den Ofen geben

Proben im heißen Zustand rasch in ein vorbereitetes Becherglas (5 ml 6N HNO₃ + 50 ml Reinstwasser) stürzen

Proben mindestens 30 min rühren, wenn die gesamte Schmelze gelöst ist; Tiegel spülen, Bechergläser und Rührstäbe spülen, und Probelösung auf 100 ml auffüllen

Probe ist messfertig (ACHTUNG: Messung muss innerhalb max. 2 Tage erfolgen!)

Da beim $\text{Li}_2\text{B}_2\text{O}_4$ – Aufschluss eine hohe Matrix vorhanden ist, wurden diese auch 1/10 verdünnt gemessen.

ICP- AES:

Messprinzip:

Die ICP – AES arbeitet mit einem induktiv gekoppeltem Argonplasma, in welches die Probenlösung eingebracht wird. Die Probenlösung wird in diesem Plasma (6000 – 8000K) in ihre Elemente atomisiert und zur Lichtemission angeregt. Dieses emittierte Licht wird über einen Polychromator in die jeweiligen elementspezifischen Wellenlängen zerlegt. Die Detektion der Lichtintensität wird mittels Photomultipliern durchgeführt.

Geräteaufbau ICP AES:

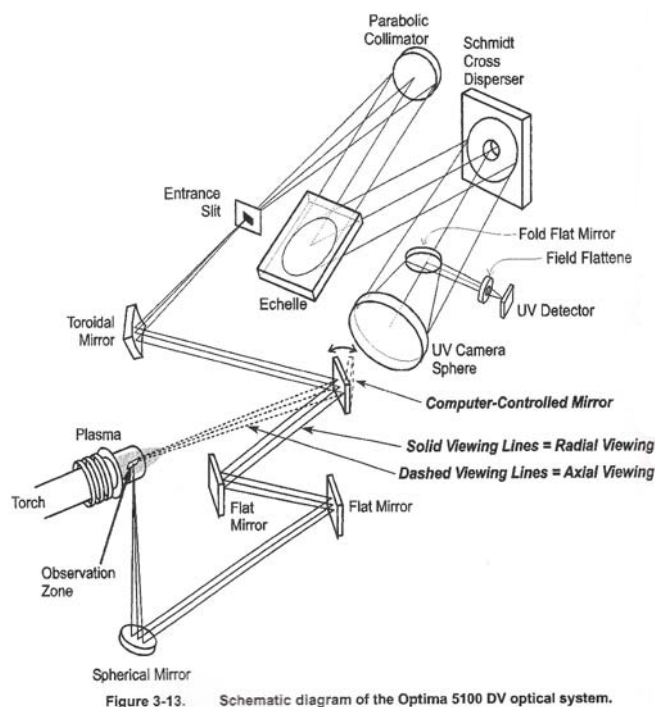


Abb. 6: Aufbau der ICP Aes Optima 5100 DV der Firma PerkinElmer; Hardware Guide April 2004

ICP- MS:

Messprinzip:

Auch bei der ICP MS wird die Probelösung in ein gekoppeltes Argonplasma eingebracht. Die Probelösung wird hier im Gegensatz zu der ICP AES ionisiert. Dabei entstehen einfach positiv geladene Ionen welche durch Lochblenden über ein elektrostatisches Linsensystem in das Vakuum des Massenspektrometers gelangen. Aufgrund des Masse/Ladungs – Verhältnisses der Ionen können sie aufgetrennt werden. Danach kann ein ladungsempfindlicher Detektor die Ionen den jeweiligen Elementen zuweisen

Geräteaufbau ICP MS:

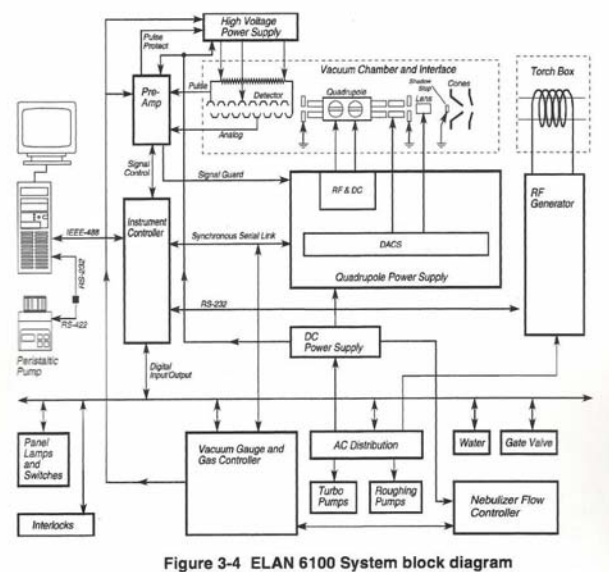


Abb. 7: Aufbau der ICP MS ELAN 6100 der Firma PE SCIEX; Hardware Guide, Dezember 1998

b) Röntgenfluoreszenz (RFA)

Probenaufbereitung:

Die Gesteinsproben wurden mittels Achatschwingmühle gemahlen und davon wurden ca. 15 g Gesteinspulver (Viertelmethode) für die Röntgenfluoreszenzanalysen herangezogen. Dafür wurde erst der Glühverlust (5 g Einwaage) bei 850 °C und 3 Stunden ermittelt.

Schmelzpille (Hauptelemente):

Zur Herstellung der Schmelzpille wurden 1,2 g Probe mit 6 g Di-Lithium Tetraborate ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) abgewogen und in einer Porzellanschale vermengt und mit Hilfe eines Glasstabes homogenisiert.

Diese Mischung wurde in ein Platinschale gegeben und mit der PHILIPS Perl'X3 automatischen Schmelzpillenmaschine durch einen einprogrammierten Heizzyklus geschmolzen und danach ausgekühlt.

Presspille (Spurenelemente)

10 g Probepulver wurde in ein Becherglas eingewogen und dazu wurden 0,5 ml Polyvinyl Alkohol Lösung hinzugefügt. Dies wurde für 10 Minuten mit einem Glasstab durchgemischt. Danach wurde diese Mischung mit einem Druck von 16t/cm^2 zu einer Pille gepresst und im Ofen bei 70°C getrocknet.

Messprinzip

Die Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA, englisch XRF) arbeitet mit Röntgenstrahlen, welche aus einer Röntgenröhre auf die zu untersuchende Probe geleitet werden. Die Probe wird dadurch zur Eigenstrahlung angeregt, wobei diese abgeleitete Röntgenstrahlung aus verschiedenen von den einzelnen Elementen erzeugten, charakteristischen Wellenlängen besteht. Die Wellenlängen werden danach durch qualitative Bestimmungen den einzelnen Elementen zugeordnet. Erst die quantitative Bestimmung (mittels Detektoren) der Intensitäten, der von der Probe abgestrahlten Wellenlängen, gibt Auskunft über die Konzentration der jeweiligen Elemente in der Probe.

2.4. Verwendete Software:

Minsort (copyright Konstantin Petrakakis)

TektoniksFP,

Igpet05

Microsoft Office

CorelDRAW

3. Auftretende Gesteinstypen

Während der Geländeaufenthalte wurden die verschiedenen Lithologien, ihre Gesteinstypen und vorhandene Strukturen studiert und gemessen. Dazu wurden repräsentative Proben genommen und die dazu passenden GPS Punkte dokumentiert. Die Probenahmepunkte wurden dann auf die georeferenzierte Karte (siehe Abb. 1) eingetragen. Probenliste mit Messungen siehe Anhang Tafel I. Die im untersuchten Gebiet auftretenden Gesteine werden in den folgenden Abschnitten ausführlich diskutiert. Im Anschluss an die Geländebeschreibung folgt nach jedem einzelnen Gesteinstyp die Beschreibung der Petrographie.

3.1. Mylonitische Gneise

Mylonitische Gneise bzw. Gneismylonite (zur Nomenklatur siehe 1.6. Nomenklatur) treten häufig im untersuchten Gebiet auf. Sie bilden über mehrere hunderte m bis km breite, gestreckte Züge von variabler Mächtigkeit zwischen einem und mehreren Metern. Besonders auffällig erwiesen sich derartige Gesteine im Raum Willersbach, am Kreuzungspunkt von Kleiner und Großer Ysper und westlich von Kalkgrub. Mylonitische Gneise treten generell sowohl am westlichen als auch am östlichen Rand des Gesteinzuges auf, welcher aus Gesteinen der Gföhler Einheit besteht (vgl. Abb. 1). Strukturell haben alle Proben eine sehr feine, unverfaltete Mylonitisierung gemein. Sie sind feinkörnig und zeigen einen scharfen s-parallelen Lagenbau (Abb. 8), welcher sich durch die lagenweise Anreicherung von Biotit ergibt. Makroskopisch lassen sich Fsp, Bt, Qtz und Grt erkennen. Selbstverständlich ähneln diese Gesteine sehr stark den üblicherweise als Granulite bezeichneten hochgradigen (granulit-faziellen) Gesteinen, die sogar am Top des Moldanubikums auftreten.

Bei Willersbach zeigt der mylonitische Gneis (Proben WB 01/07 – WB 07/07; Abb. 8) ein Einfallen von 248/84 sowie ein stark ausgeprägtes NNE einfallendes Linear (L 030/08), welches weiter im S nach SSW (L 155/060) umgeschwenkt wird.

Neben den mylonitischen Gneisen konnten im Raum Willersbach noch Perlgneise (Abb. 8B) beobachtet werden, welche kaum deformiert sind, und in scharfem Kontakt zu den mylonitischen Gneisen stehen. Dabei handelt es sich offensichtlich um Gesteine, die nicht zur Gföhler Einheit oder Monotonen Serie gezählt werden können.

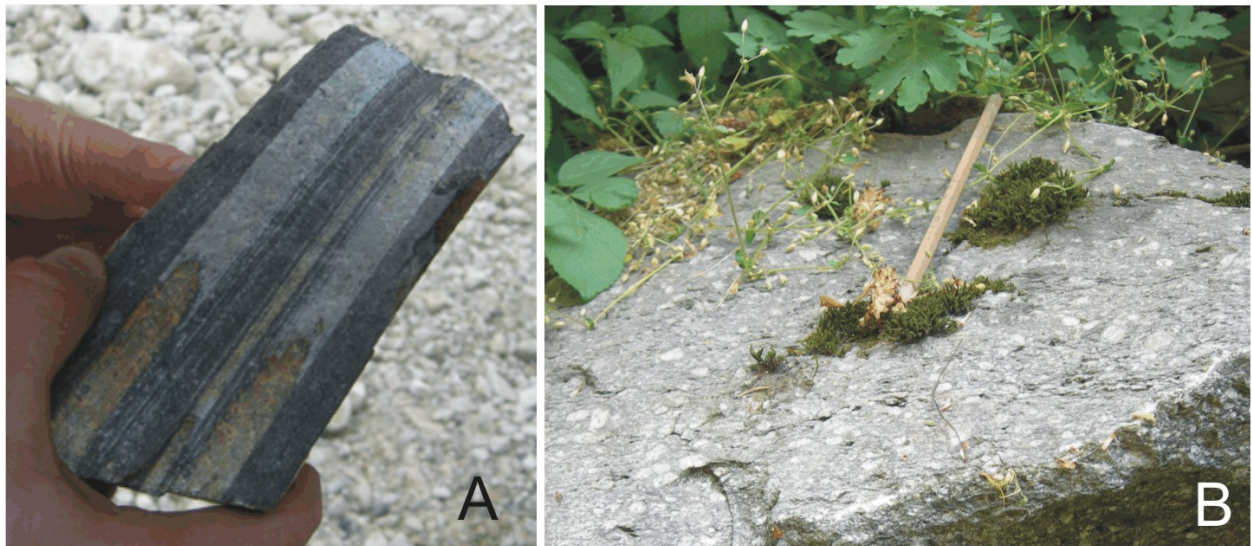


Abb. 8: A Mylonitischer Granulit aus dem Raum Willersbach; Probe WB 07/07; B Perlgneis der Monotonen Serie im Raum Willersbach

Die mylonitischen Gneise des Kreuzpunktes Große und Kleine Ysper (Proben GY 20/07, GY 21/07, GY 22/07, Abb. 9), zeigen ein durchschnittliches Linear von 016/60. Das Einfallen der s – Flächen beträgt 283/85.

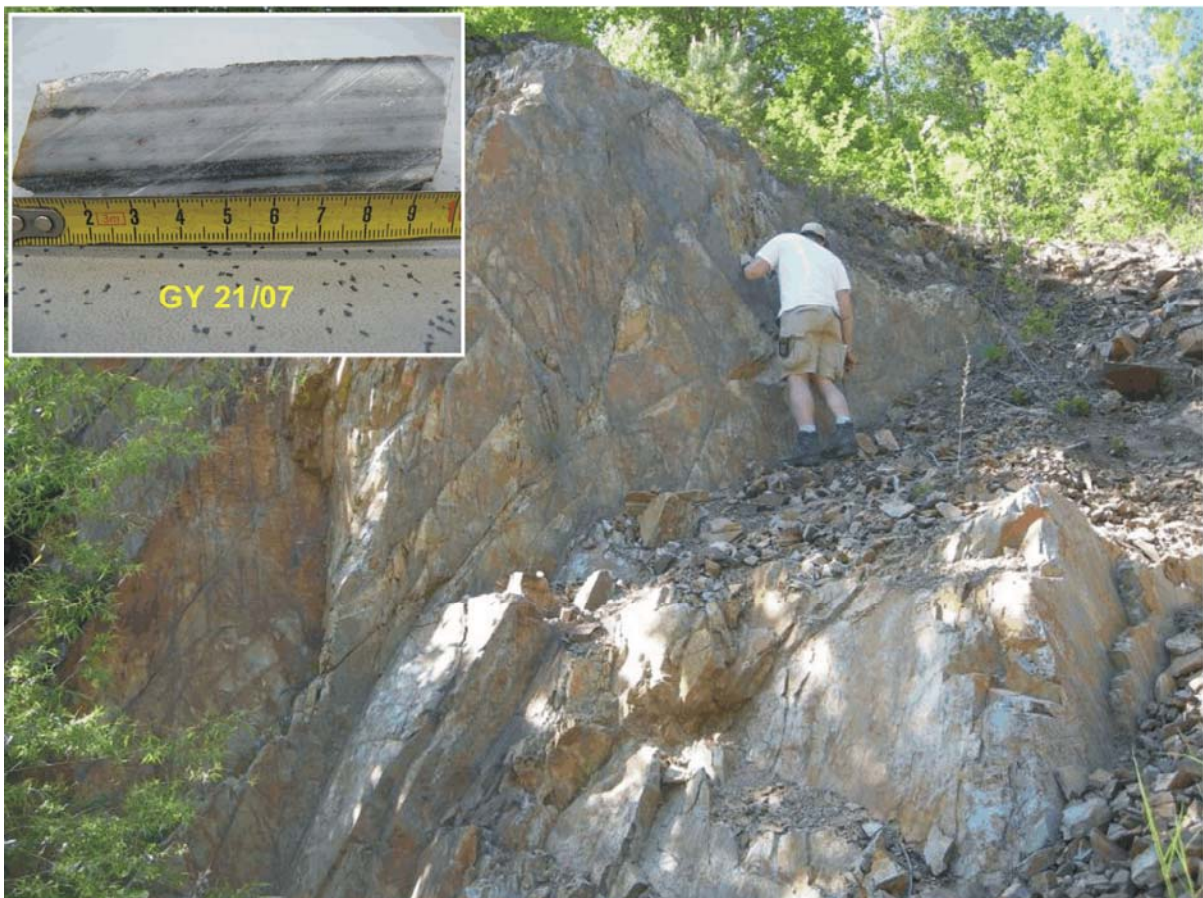


Abb. 9: Kreuzpunkt von Großer und Kleiner Ysper, mylonitische Gneise

Im Westen von Kalkgrub (nördlich der Donau) findet sich ebenfalls ein mylonitischer Gneis. Es wurde ein σ von 090/75 und ein L von 174/42 gemessen. Hier steht der mylonitische Gneis im Kontakt mit einem Cordieritgneis der Monotone Serie. Der Kontakt ist geringfügig kataklastisch (Abb. 10).

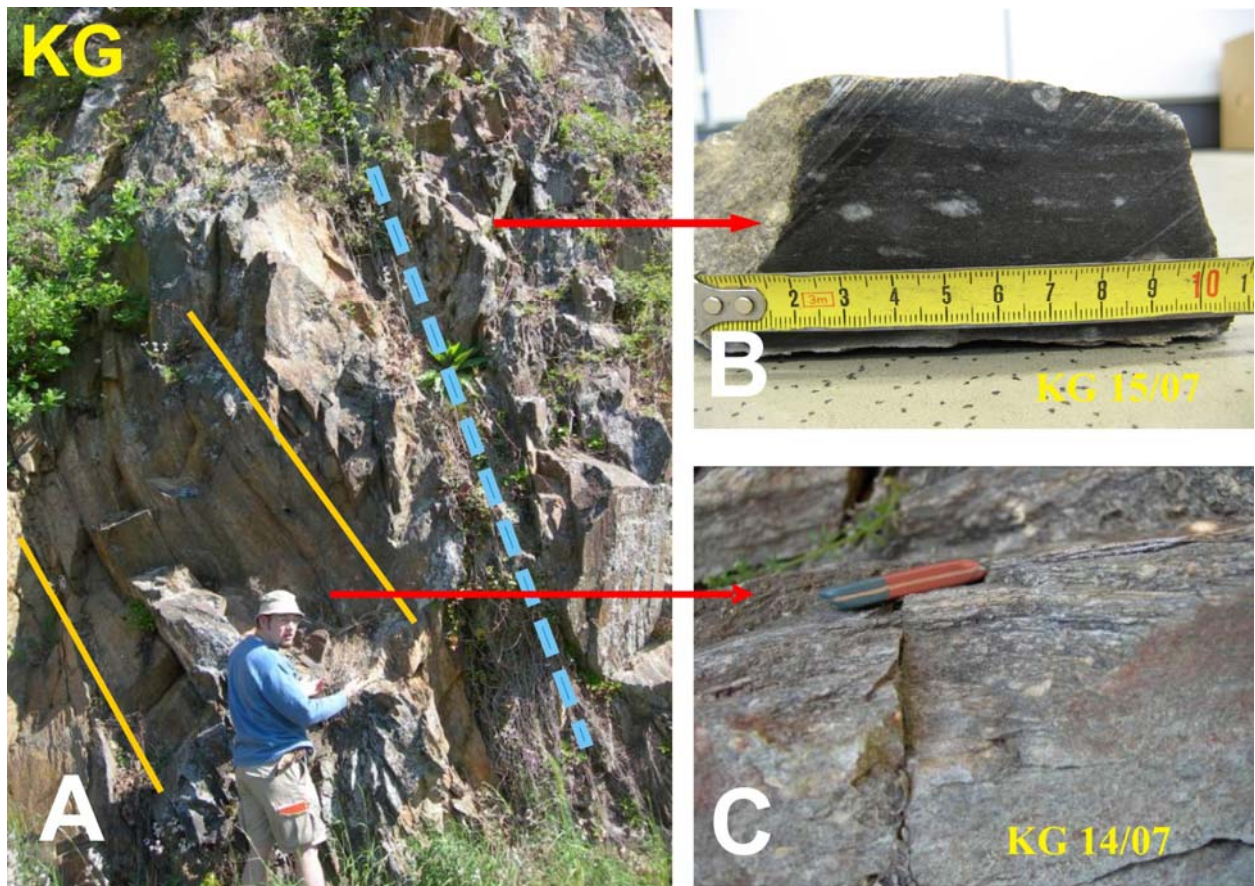


Abb. 10: A Mylonitischer Gneis (C) nördlich der Donau bei Kalkgrub in Kontakt (geringfügig kataklastisch) mit B Gneisen der Monotone Serie (Cordieritgneise).

Die Gneismylonite vom Raum Willersbach und vom Kreuzpunkt Große und Kleine Ysper werden als Repräsentanten dieser Gesteinesgruppe petrographisch beschrieben.

Die Gneismylonite sind fein- bis mittel-körnig ausgebildet, stark mylonitisiert und zeigen einen Lagenbau, welcher auf die foliationsparallele Wechsellagerung von hellen, Qtz+Fsp-reichen mit dunklen Bt+Grt-reichen Lagen zurückzuführen ist. Generell führen sie eine Mineralparagenese von [Grt] + [Ky] + Sil + Pl + Kfs + Qtz + Bt.

Die Foliation ist scharf und durch die strenge Anordnung von Bt₁, fibrolithischen Sil₂ und Diskenquarzen charakterisiert. Feldspatkristalle kommen häufig auch parallel zur Foliation elongiert ausgebildet vor. Granat kommt in der Regel in Form von rotierten Porphyroklasten oder durch

Resorption übrig gebliebener und abgerundeter Reste vor. Er führt häufig Einschlüsse von Mesoperthit und Ky. Verwachsungen von Grt+Ky sind nicht selten. Sie werden wie größere Grt und Ky Kristalle von der Foliation umflossen. Der Ky zerfällt häufig zu fibrolithischem Sil₂. Es können zwei textuell verschiedene Bt beobachtet werden. Als Träger der Foliation ist Bt₁ feinkörnig und streng s-parallel angeordnet. In den Resorptionseinbuchtungen des Grt sowie in der Gesteinsmatrix lassen sich unorientierte grobkörnigere Bt₂-Neoblasten beobachten, welche posttektonisch gewachsen sind. Ebenso konnten zwei Arten von Sil unterschieden werden. Sil₁ bildet größere Prismen, welche häufig die charakteristische Spaltbarkeit nach (110) zeigen. Solche Kristalle sind offensichtlich annähernd senkrecht zum fibrolithischen Sil₂ angeordnet. Letztere sind mit ihrer c-Achse streng parallel zur Foliation angeordnet. Selten kann darüber hinaus beobachtet werden, dass größere Sil₁ von der Foliation umflossen werden (siehe Abb...). Es liegt daher nahe, dass Sil₁ prä- bis syntektonisch und Sil₂ syntektonisch gebildet wurden.

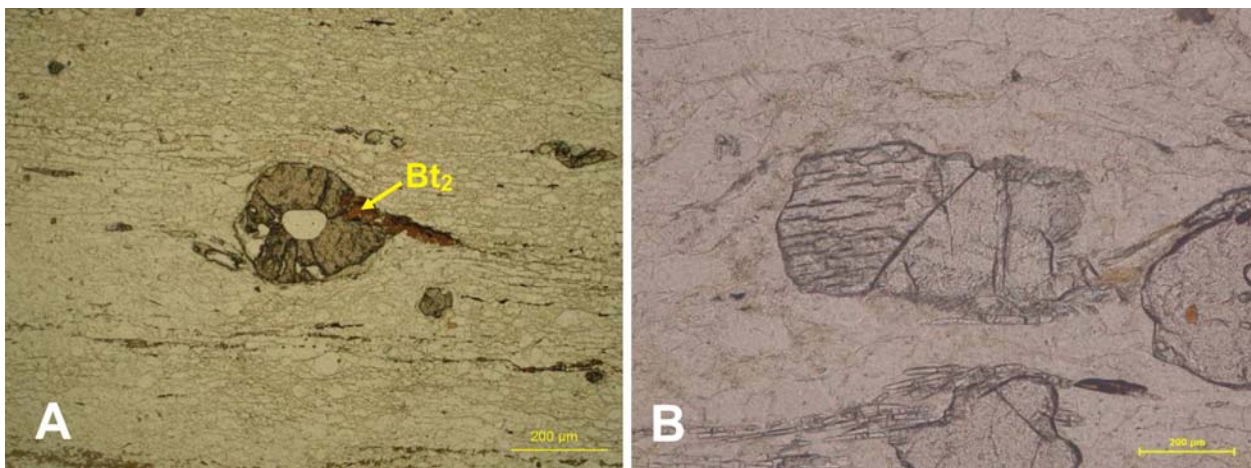


Abb. 11: A Prätektonischer Granat mit Mesoperthit-Einschluss in mylonitischer Matrix (Probe WB 07/07 I) wird randlich von Bt₂ resorbiert; parallele Polarisatoren. B reliktscher Ky-Zwilling zeigt prismatische Ausbildung und ist in die Schieferung eingeregelt (Probe WB 01/07 I)

Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas bilden die helle Matrix der Gneismylonite. Qtz tritt, wie oben erwähnt, in Form von Diskenquarzen auf, welche parallel zur Foliation verlaufen. Darüber hinaus tritt er in Form von isometrischen, feinkörnigeren Kristallen gemeinsam mit Pl und Kfs in den Mikrolithonbereichen auf. Dort weisen alle drei Mineralarten einen hohen Grad der Rekristallisation auf, welcher in der Ausbildung von geraden Korngrenzen und Trippelpunkten zum Ausdruck kommt. Gelegentlich kommen größere Blasten von Kfs in der Matrix vor, welche dynamisch zu feinkörnigeren Rekristallisaten zerfallen oder randlich durch Myrmekitbildung ersetzt werden.

Akzessorisch kommen Rt und Ilm vor. Letzterer schließt häufig den ersteren ein. Späte retrograde und Rehydratisierungs-Prozesse von begrenztem Ausmaß umfassen Serizit- und Chl-Bildung.

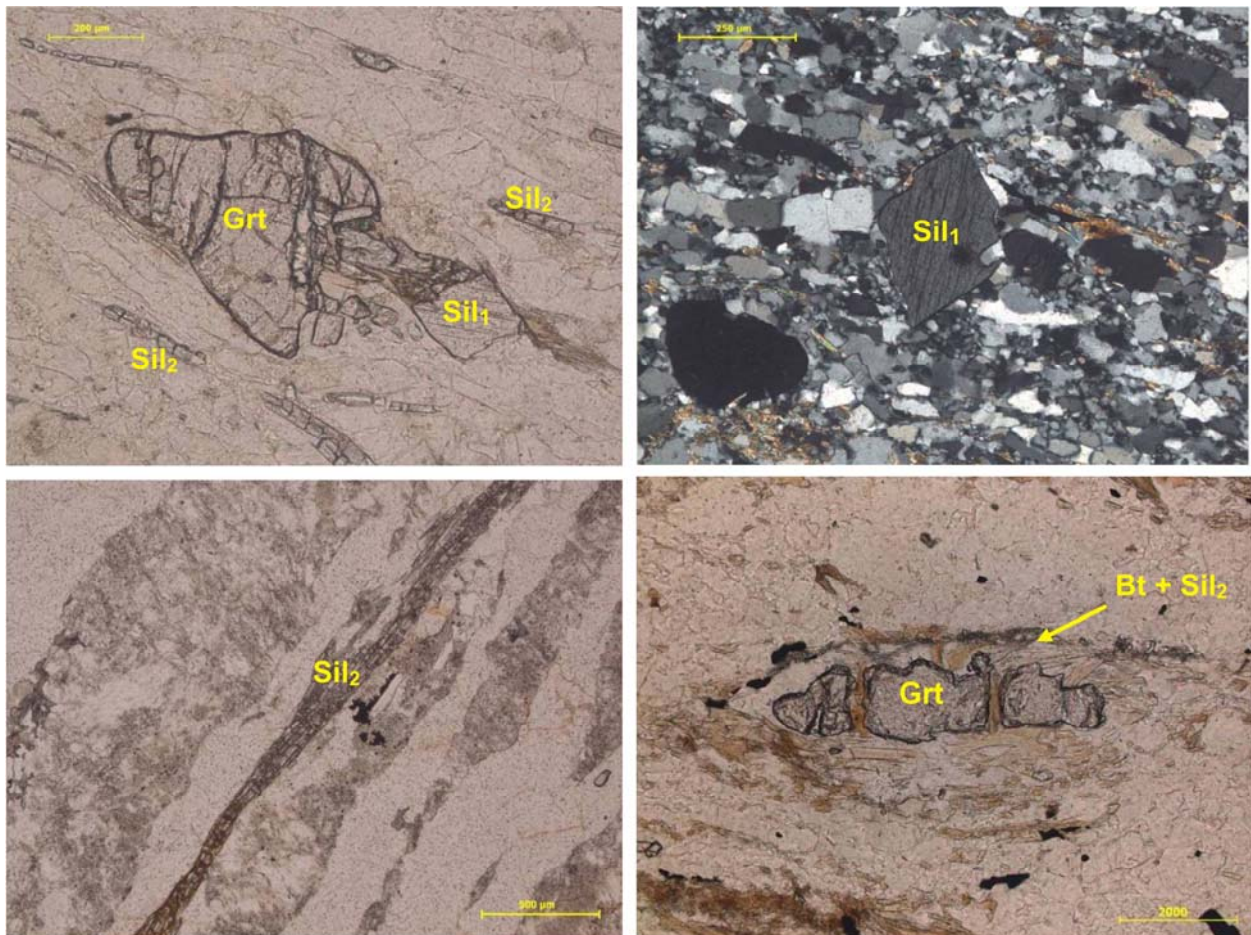


Abb. 12: A Grt+Sil₁ Verwachsung (Probe WB 01/07), parallele Polarisatoren B Sil₁ Prismen werden von der Foliation in Form von Diskenquarz umflossen; gekreuzte Polarisatoren (Probe WB 06/07). C Syntektonischer Sil₂ tritt am häufigsten innerhalb von Scherbahnen auf. (Probe WB 66/07) D Neubildung von Sil₂+Bt₂ durch die Resorptions des Grt(Probe WB 07/07 I)

Die Gneissmylonite führen die hochgradige Paragenese [Grt +Ky] + Sil + Bt + Kfs + Pl + Qtz,+ Rt +Ilm, welche generell die feldspatreichen „Granulite“ des Moldanubikums charakterisiert. Petrakakis (1997) gibt Metamorphosebedingungen von ca. 750°C und 10 – 12 kbar an. Es ist hier zu unterstreichen, dass aufgrund der oben beschriebenen mikrostrukturellen Beziehungen die prägende Deformation dieser Gesteine im Stabilitätsfeld obiger Paragenese stattgefunden haben muss, und daher als hochgradig (oberste Amphibolit - bis Granulitfazies) eingestuft werden kann. Diese Deformation wird zur Phase D1 gezählt (vgl 4. Strukturelle Analyse). Die post-tektonische Resorption der Grt und die Bildung der Bt₂ Neoblasten kann auf die Rehydratisierungsreaktion $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Sil} + \text{Bt}$ zurückgeführt werden. Diese belegt einen post T-

Maximum, aber noch hochgradigen Abschnitt in der Entwicklung dieser Gesteine, welche offensichtlich in Zusammenhang mit D1 steht.

3.2. Das Profil bei Willersbach:

Der von Fuchs kartierte Rastenberger Granodioritkörper wurde von W nach E (Profil Willersbach Richtung E), südlich der Donau untersucht und beprobt. Dabei hat sich herausgestellt, dass es sich hier nicht um einen einheitlichen Gesteinskörper handelt. Die auftretenden Gesteine variieren bezüglich Intensität der Deformation und grünschieferfazieller Überprägung (im Folgenden werden die Gesteine petrographisch beschrieben). Zudem treten mächtige Einschaltungen eines leukokraten mylonitisiertem bzw. eines deformierten Grt-führenden Gesteins auf. Im Westen und im Osten ist der kartenmäßig ausgeschiedene Körper von mylonitischen Horizonten eingrahmt. Insgesamt muss festgestellt werden, dass die vorherrschenden Gesteine dieses Profils stark metamorph überprägt sind und keinesfalls als Rastenberger Granodiorit angesprochen werden können. Im Weiteren werden die auftretenden Gesteine näher behandelt.

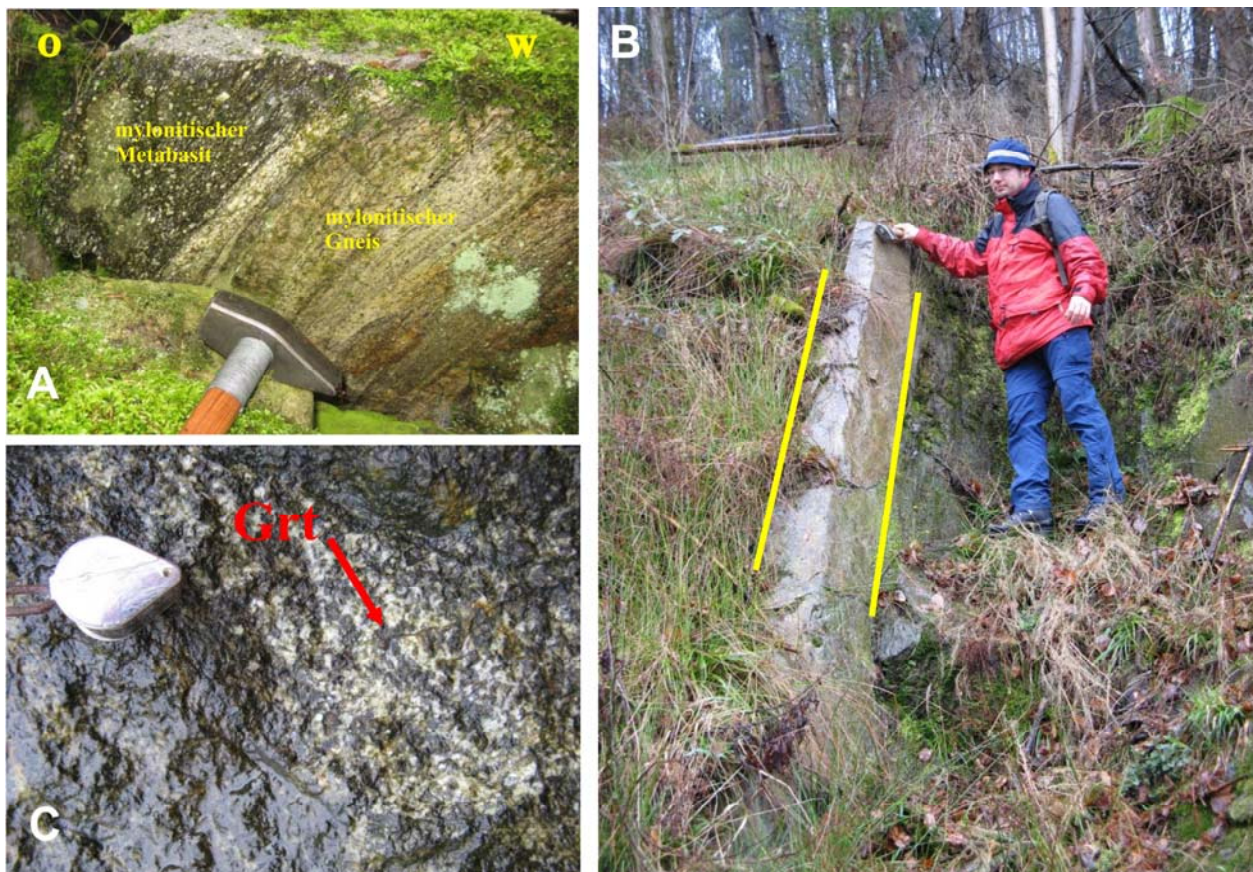


Abb. 13: A Mylonitisierter Metabasit in Kontakt mit mylonitischen Granulit B Leukokrater Gang im Profil Willersbach C Undeformierter Granat-führender Migmatit im Profil Willersbach

An der Westgrenze des kartenmäßig ausgeschiedenen Körpers kommen melanokrate Gesteine mit Blasten von Kfs und Pl vor, welche mylonitisch geprägt sind (L 352/10, Abb. 13A) und an die mylonitischen Gneise angrenzen. Wenn es sich hier um einen magmatischen Körper (z. B. Rastenberger Granodiorit) handelt, spricht dieses Bild dafür, dass die Intrusion prä.- bzw. syn-tektonisch stattgefunden hat. Wenig weiter östlich davon tritt dieses melanokrate Gestein sehr massig auf (Probe WB 63/08; Abb. 13B). Aufgrund der bereits makroskopisch erkennbaren hohen Anteile an mafischen Gemengteilen (Hbl, Bt) und hoher Metamorphose wird dieses Gestein als Metabasit angesprochen. Amphibolit ist kann nicht namensgebend sein, da Amph + Pl < 90 % sind.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine Mineralparagenese von [Cpx] + Kfs + Pl + Bt + Cum + Tr + {Chl} + {Sericit}. Protolith war ein basisches Magma (siehe Kapitel 6), welches schon relativ früh intrudiert wurde, da auf der Probe beide Lineare L_{0a} und L_1 des Bearbeitungsgebietes zu sehen waren. (Erklärung zu den einzelnen Deformationsphasen folgt im Kapitel 6). Das Gestein ist foliiert und führt reliktschen Cpx, welcher porphyroblastische Augen bildet. Diese werden in einem späteren Stadium größtenteils uralitisiert. Dabei handelt es sich um Verwachsungen von Tremolit und Cummingtonit, welche posttektonisch eingestuft werden, und auf die noch genauer eingegangen wird. Kalifeldspäte sind ebenfalls porphyroblastisch und löschen undulös aus und zeigen perthitische Entmischungen als auch Subkornbildung. Gegenüber Pl kommt Kfs untergeordnet vor. Auch die konzentrisch auslöschenden Plagioklase zeigen Subkorn-Bildung.

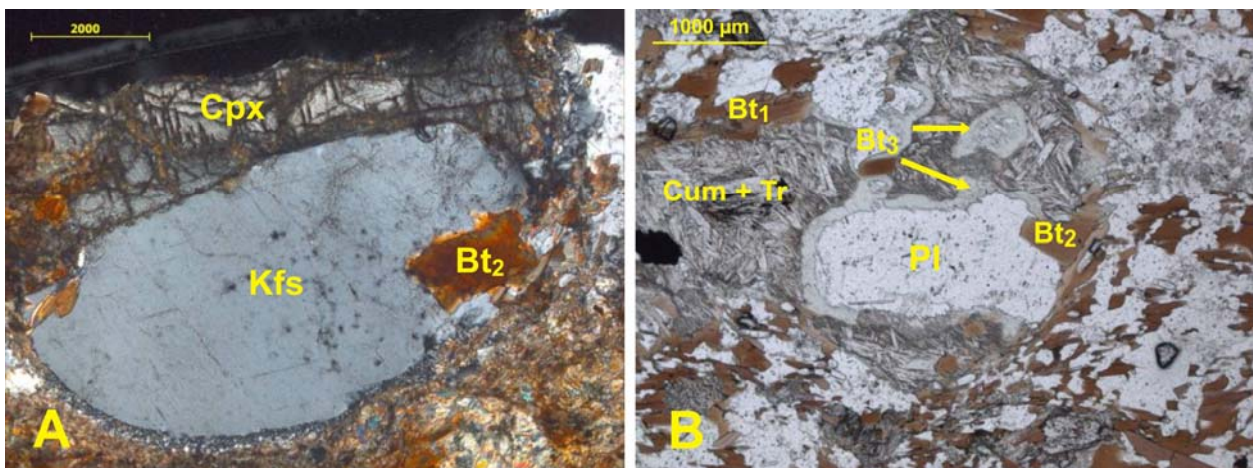


Abb. 14: A: Cpx – Relikt neben Kfs mit Koronabildung, gekreuzte Polarisatoren (Probe WB 63/08) B Cummingtonit und Tremolit als koexistierende Mineralphasen welche Cpx pseudomorph überwachsen haben (Probe WB 63/08) Neubildung von grünem Bt₃ als Reaktionssaum zwischen Amphibol und Plagioklas

Quarz kommt generell nur untergeordnet, vor allem in Reaktionszonen vor. Der Metabasit führt braune und grüne Biotite. Die grünen Biotite werden zu den Neubildungen gezählt (Bt₃). Die braunen Biotite lassen sich in s – parallel eingeregelter Biotite (Bt₁) und statisch rekristallisierte Biotite (Bt₂) unterteilen. Diese Unterteilung ist nicht nur mikrostrukturell zu beobachten, sondern auch durch die Mikrosondendaten belegt (siehe Kapitel 5 Mineralchemie). Häufige Akzessorien der Metabasite sind: Apatit, Zirkon, Baryt, Illmenit, Magnetit, Pyrit und Titanit.

Die Mineralphasen Cummingtonit und Tremolit sind durch den Zerfall der Cpx entstanden und koexistieren. Diese Koexistenz ist (BUCHER & FREY, 1993) stabil bei Metamorphosebedingungen von < 5kbar und ca. 680 °C. Die weiter nach E entlang des Profils tretenden Gesteine sind leukokrate Pl-Kfs-Bt Gneise, die auch Grt führen können. Diese haben häufig ein migmatitisches Aussehen mit scharf abgegrenzten leukosomatischen und melanosomatischen, häufig Grt-führenden Bereichen (Abb. 13C). (s 084/73; L 171/07; Probe WB 64/08A). Darüber hinaus lassen sich entlang des Profils Willersbach Einschaltungen von leukokraten Grt+Bt-führenden Linzen bzw. Gängen (Abb. 13B) beobachten. Erstere sind ebenfalls stark deformiert bzw. stellenweise mylonitisch.

Mikroskopisch zeigen die Gneise im Profil Willersbach eine konstante Mineralparagenese von Pl + Kfs + Qtz + Bt +/- Grt + {Chl}. Selten konnten basische Augen (Cpx-Amph Verwachsungen) in den mylonitischen Bereichen der leukokraten Gneise beobachtet werden. Diese Augen zeigen ebenfalls wie auch die Metabasite Uralitisierungserscheinungen zu farblosen Amphibolen.

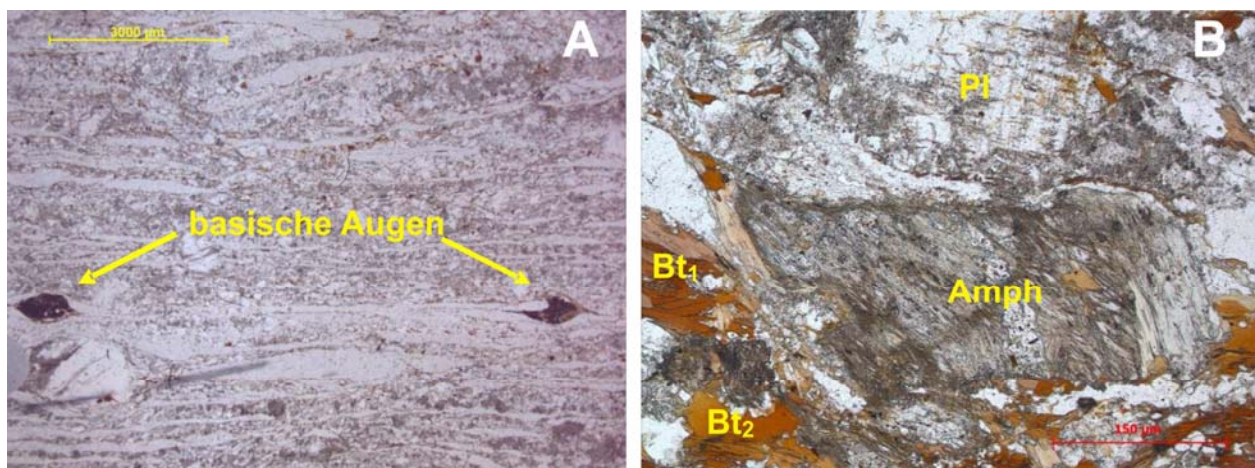


Abb. 15: A Matrix des mylonitischen Gneises (Probe WB 64/08 B) im Profil Willersbach, mit basischen Augen (Assimilat des Metabasites) B pseudomorpher Amphibol zu Cpx in Gneis (Probe WB 64/08 A)

Es werden 2 Generationen an Biotiten unterschieden: Bt₁ sind s – parallel eingeregelt, während Bt₂ ein statisches Wachstum zeigen und nicht in die Foliation eingeregelt sind (siehe Abb. 15B).

Die Kalifeldspäte der Orthogneise zeigen Myrmekitbildung und perthitische Entmischungen. Die Plagioklase löschen konzentrisch aus. Beide Feldspäte werden sericitisiert. Quarz bildet häufig Diskenquarze aus. Untergeordnet findet man Neubildungen von Chlorit, welche die Biotite statisch überwachsen und Sericitbildung in den Feldspäten.

Die auftretenden Granate treten als rotierte Porphyroblasten auf. Sie sind prätektonisch einzustufen und zeigen häufig Resorptionshöfe zu Bt₂.

Häufig konnten Aufschmelzungserscheinungen im Dünnschliff beobachtet werden (Abb. 16), was ein weiterer Beleg für die HT Metamorphose dieser Gesteine ist. Sericit und Chlorit kommen in geringem Ausmaß als Neubildung vor.

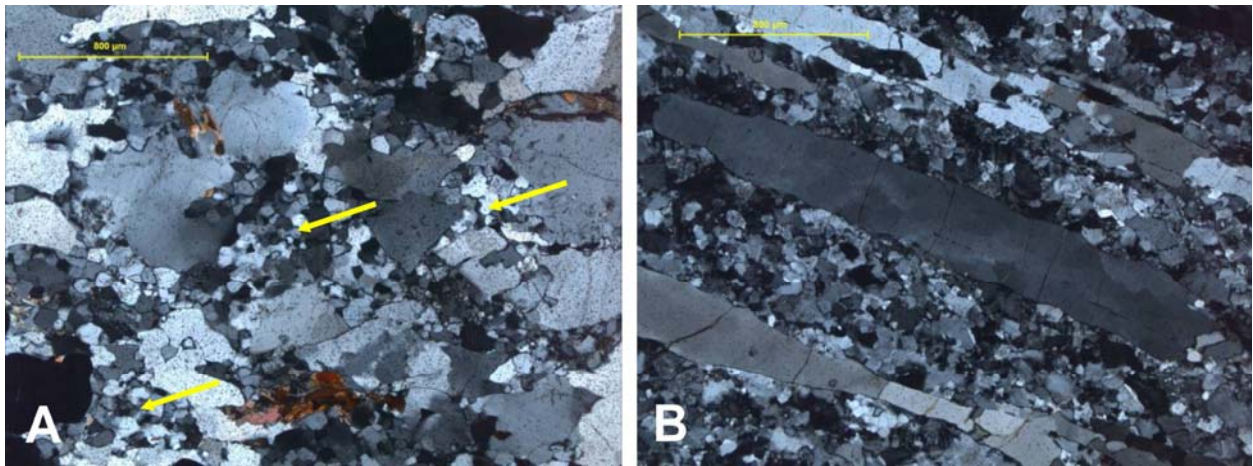


Abb. 16: A: migmatische Aufschmelzung der leukokraten Gemengteile des Grt-Bt-Kfs-Pl Gneises (Probe WB 65/08), gekreuzte Polarisatoren B Ausbildung von Diskenquarzen in mylonitischem Grt – Bt – Kfs – Pl Gneis (Probe WB69/08), dynamische Rekristallisation, gekreuzte Polarisatoren

3.3. Gesteine der Gföhler Einheit:

3.3.1. Gneise

Gneise der Gföhler Einheit wurden nördlich der Donau bei Kalkgrub, der Kleinen Ysper (Proben KG 16/07, KG 17/07, KG 18/07, KY 30/07), südlich der Donau bei Teuch (Proben TE 10/07, TE 11/07, TE 12/07, TE 13/07) und im Raum Hengstberg (HB 59/08, HB 61/08, HB 62/08) beprobt (Abb. 18, Abb. 17, Abb. 19).

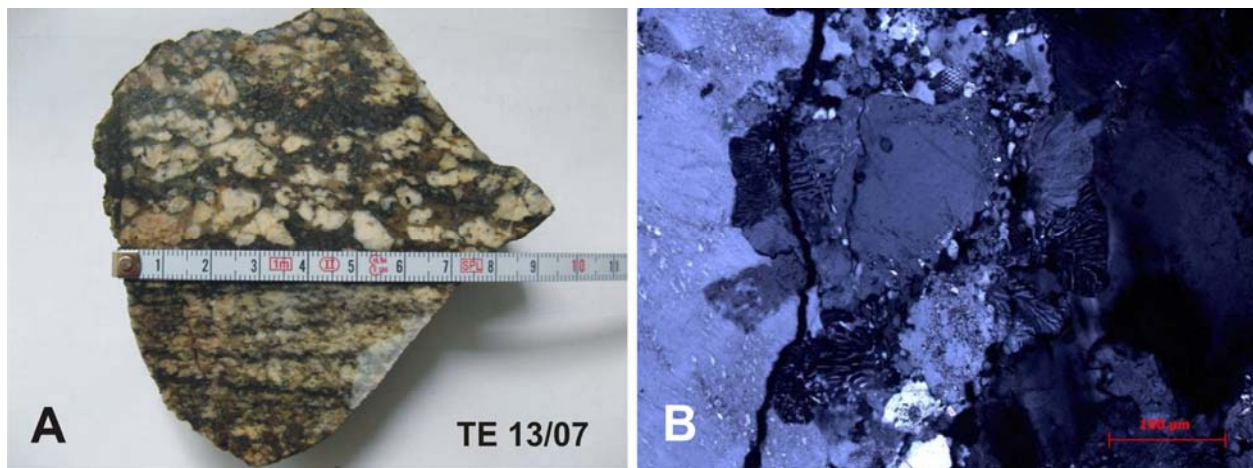


Abb. 17: A Handstück eines migmatischen Gneises von Teuch B Mikroskopische Aufschmelzungen von Kalifeldspat welcher von Myrmekiten umrandet ist. Zwischen den Myrmekiten und dem Kalifeldspatkorn ist Aufschmelzung zu beobachten (Probe HB 60/08).

Im Allgemeinen lässt sich ein NNW–SSE Streichen der Gesteine feststellen mit variablen flachen bis mittelsteilen Einfallen nach ENE oder SSW (243/018). Die Gneise lassen am Handstück die Minerale Grt + Bt + Fsp + Qtz erkennen. Besonders auffällig sind allerdings die Gneise bei Teuch und im Raum Hengstberg: Sie sind migmatisch (Abb. 17A) und führen interessanterweise zwei Lineare, beispielsweise $s = 078/51$; $L_1 = 152/24$ und $L_2 = 030/24$. Abb. 17A zeigt einen solchen migmatischen Gneis aus Teuch, welcher in einen feinen foliierten Teil, und in einen groben rekristallisierten Bereich unterteilt ist. Beide Teile sind Grt führend, allerdings findet sich im grobkörnigeren melanosomatischen Bereich eine Granatanhäufung.



Abb. 18: A: Gneis bei Kalkgrub (Gföhler Einheit) mit Augentextur; B: Granate von einigen cm Größe in Gneisen der Gföhler Einheit

Die Migmatisierung dieser Probe konnte auch im Dünnschliff festgestellt werden (Abb. 17B). Die Migmatisierung der Gneise wird syn- bis posttektonisch eingestuft, da Paläosome Foliation zeigen und Neosome statisch rekristallisiert sind.

In den s-Flächen der Gneise kam es zu einer geringfügigen Vergrünung durch Chloritbildung. Eine solche Vergrünung wurde generell häufig bei den Gesteinen der Gföhler Einheit festgestellt.

Unter dem Mikroskop zeigen die untersuchten Gneise der Gföhler Einheit die Mineralparagenese [Grt] + [Ky] + Sil + Bt + Kfs + Pl + Qtz. In vielerlei Hinsicht sind die Gneise der Gföhler Einheit paragenetisch und textuell ähnlich mit den früher beschriebenen Gneismyloniten (Abschnitt 3.1. Mylonitische Gneise). Der wesentlichste Unterschied liegt in der offensichtlich höheren Strainrate der letzteren.

Generell führen die Gneise nördlich der Donau geringere Gehalte an Grt und Aluminosilikaten als die Gneise südlich der Donau (Teuch, Hengstberg).

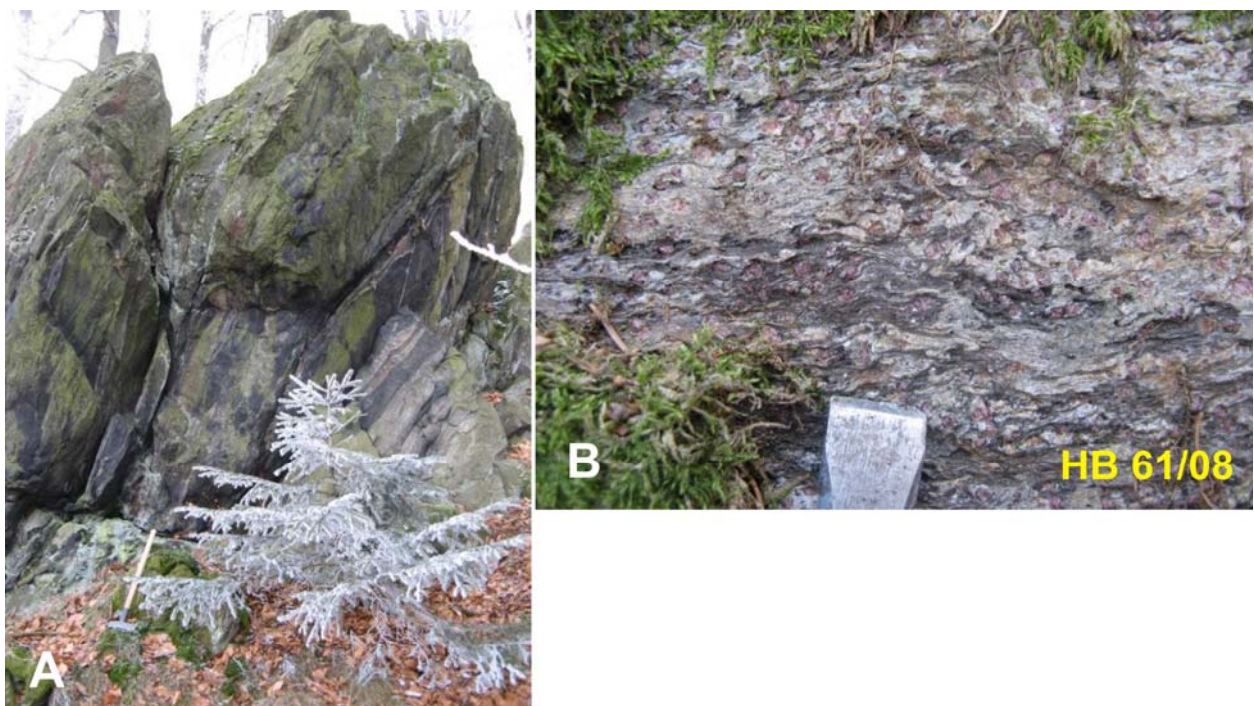


Abb. 19: A Migmatit aus dem Raum Hengstberg, Lagenbau in dunkle und helle Lagen, dunkle Lagen durch hohen Bt-Anteil; B: Granatreicher Migmatischer Paragneis aus dem Raum Hengstberg, Granat in dunklen und hellen Lagen vorhanden

Granat und Kyanit sind häufig vorhanden. Sie treten prätektonisch in Form von größeren Blasten auf, welche die Foliationsebenen versetzen. Der Granat zeigt häufig randliche Zerfallserscheinungen in Form von Fsp+Qtz-Höfen (false corona), welche rund um den Grt-Blasten gebildet wurden.

Die Bildung von Sil₁ hat bereits vor der Bildung der prägenden Foliation begonnen (Abb. 20). Ebenso wie bei den Gneismyloniten lassen sich zwei texturale Typen von Sillimanit unterscheiden: Prätektonischer Sil₁ ist grobkörniger, säulig bis prismatisch ausgebildet. Syntektonischer Sil₂ ist fibrolithisch ausgebildet und streng s-parallel eingeregelt.

Ebenso sind 2 Generationen von Biotit zu unterscheiden. Bt₁ ist syntektonisch, s-parallel eingeregelt und zeigt tief-rot-braune Eigenfarbe aufgrund offensichtlich hoher Gehalte an Ti (vgl. Kapitel Mineralchemie). Dieser wiederum weist auf hohe Bildungstemperaturen hin. Posttektonischer Bt₂ ist statisch gewachsen und nicht eingeregelt. Er zeigt eine weniger rotstichige Eigenfarbe und führt wesentlich geringere Gehalte an Ti. Die leukokraten Bestandteile der migmatischen Gneise zeigen teilweise Aufschmelzungserscheinungen, welche ebenfalls hohe Bildungstemperaturen voraussetzt. Zudem ist Myrmekitbildung bei den Kalifeldspäten sehr häufig. Die Plagioklase löschen wegen Zonarbaus konzentrisch aus. Die Feldspäte zeigen häufig neben Entmischungserscheinungen (Perthite, Mesoperthite) auch dynamische Rekristallisation.

Alle Gneise der Gföhler Einheit zeigen mit unterschiedlichen mengenmäßigen Anteilen Neubildungen von Sericit, Chlorit und Hellglimmer.

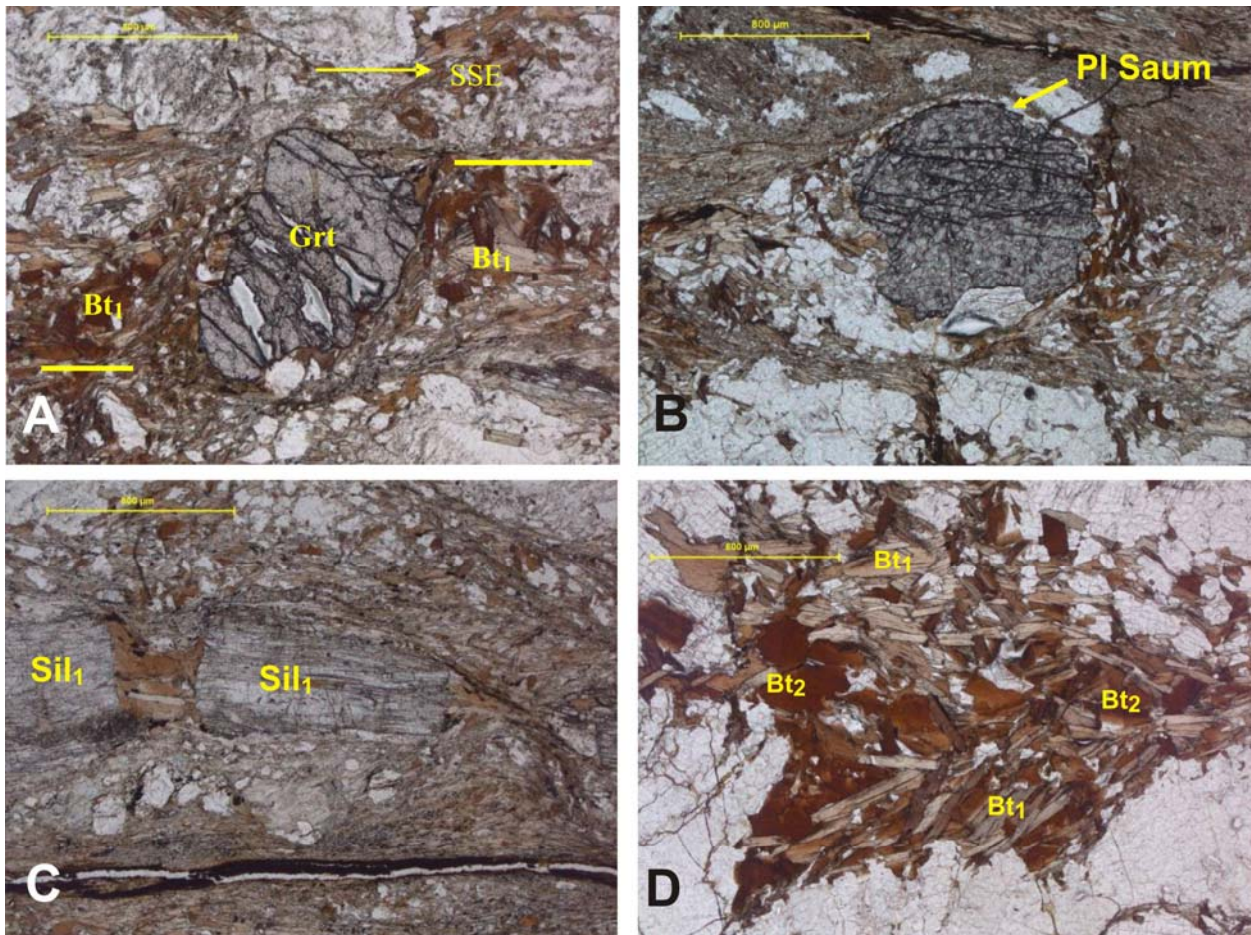


Abb. 20: A Rotierender prätektonischer Grt- Prophyroblast (Probe TE 10/07) mit gut ausgebildeten Wings an den Strainschatten zeigt stair stepping mit top to SSE. B Hof (gelber Pfeil) aus Plagioklas und Quarz um Grt-Korn, vermutlich gebildet durch Dekompression, der Probe TE 11/07. C Sillimanit Mikroboudin in migmatischen Gneis (Probe TE 10/07). Am Hals, zwischen den beiden Sil₁ – Boudins hat sich posttektonisch Bt₂ gebildet. D Zwei verschiedene Generationen von Biotit (Probe TE 10/07); Bt₁ sind s-parallel eingeregelt und haben hohe Ti Gehalte. Bt₂ sind statisch gewachsene, nicht eingeregelt Biotite mit niedrigeren Ti Gehalten (vgl. Mineralchemie im Anhang Tafel V).

3.3.2. Gesteine der Gföhler Einheit: Pegmatoide und magmatische Gänge:

Im untersuchten Gebiet treten häufig verschiedene Ganggesteine auf. Abb. 21B zeigt einen pegmatoiden Trm-führenden, zerklüfteten Gang aus dem Bereich Teuch. Besonders interessant sind jedoch Gänge, welche deutlich deformiert wurden. Abb. 21A zeigt einen mafischen deformierten Gang ($s = 062/36$) aus dem Bereich der Kleinen Ysper, welcher steil und offensichtlich syntektonisch mylonitische Gneise ($s = 081/37$; $074/35$) durchschlägt.

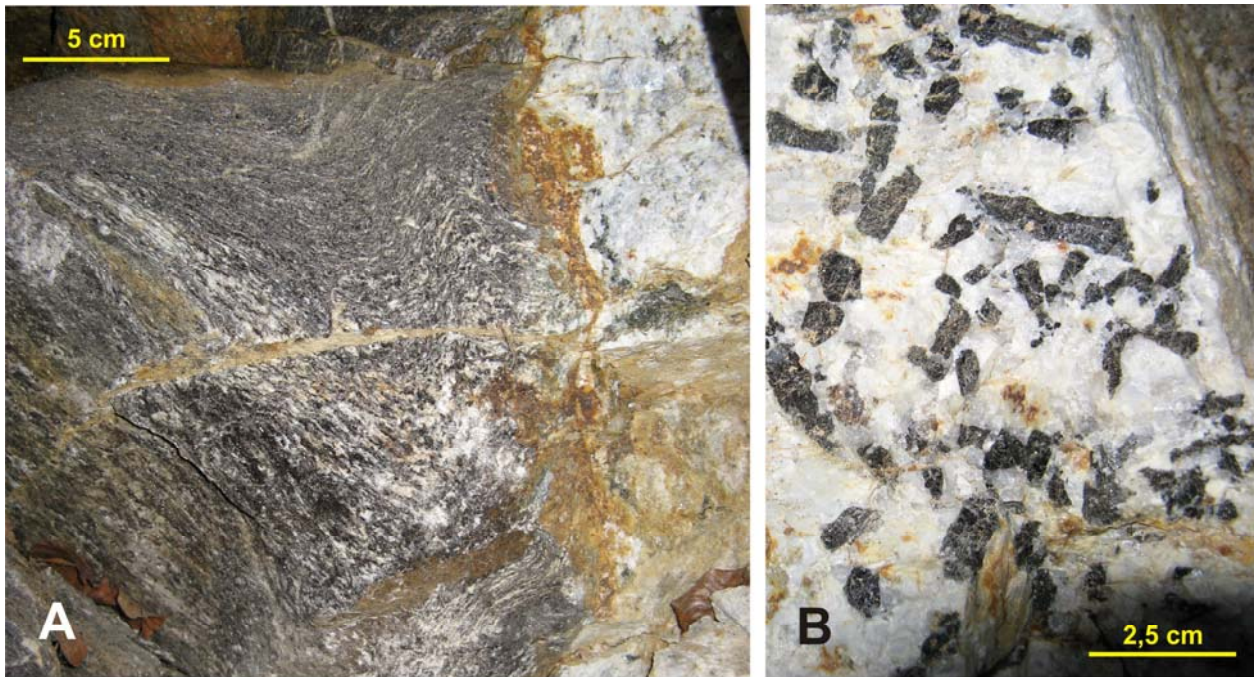


Abb. 21: A: Melanokrater magmatischer Gang welcher Foliation zeigt, in scharfem Kontakt mit leukokraterem Gang, im Bereich Kleine Ysper; B: Pegmatit – Gang im Bereich der Kleinen Ysper, Gföhler Einheit, Turmaline im cm Bereich

3.3.3. Gesteine der Gföhler Einheit: Ultramafitite und Metabasite

In der Gföhler Einheit findet man immer wieder unterschiedlich mächtige ultramafische Einschaltungen (höchstwahrscheinlich Boudins), welche gemeinsam mit den mylonitischen Gneisen auftreten. Da die Lineare der Ultramafitite mit denen der mylonitischen Gneise ident sind, kann von einer gemeinsamen, zumindest finalen tektonischen Geschichte ausgegangen werden.

Der Kontakt des ultramafischen Körpers mit dem mylonitischen Gneis ist scharf (Abb. 22; rote Markierung). Makroskopisch ist eine fortgeschrittene Serpentinisierung zu erkennen (Proben GY

23/07; GY 25/07, GY 26/07, GY 27/07). Die am Zusammenfluss der Großen und Kleinen Ysper aufgeschlossenen Ultramafitite weisen im Hangenden einen Kontakt mit feinkörnigen, grüngrauen metabasischen Gesteinen (Probe GY 24/07) auf. Beide Gesteinstypen werden nun petrographisch beschrieben.

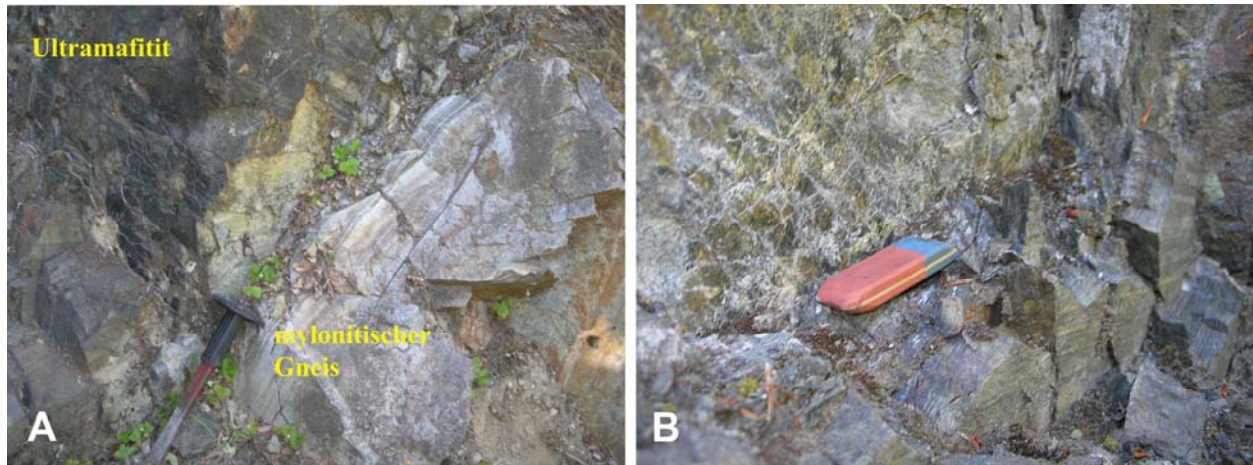


Abb. 22: A Kontakt des mylonitischen Gneises mit einem ultramafischem Bou-din, Kreuzpunkt Große und Kleine Ysper; B Ultramafitit mit stark serpentini-sierten s-Flächen

Unter dem Mikroskop werden die Ultramafitite als metamorphe olivinreiche Harzburgite er-kannt. Die Mineralparagenese des Protolithes umfasste Ol + Opx, wobei die mengenmäßige Be-tonung bei Ol liegt. Das ursprüngliche Gestein war durch ein equigranulares Gesteinsgefüge cha-rakterisiert. Im Laufe der polymetamorphen Entwicklung kam es im amphibolitfaziellen Stadi-um zur Bildung der Mineralparagenese: [Opx] + [Ol] + {Talk} + {Tr} + {Srp} mit Pikotit als Ak-zessorium (Abb. 23D). Mengenmäßig steht bei dieser Umwandlung vor allem die Serpentinisie-rung im Vordergrund, welche texturell das Gesteinsbild in Form von Maschentexturen und Aus-bildung von Bastiten (Serpentinisierung von Opx) geprägt hat (Abb. 24). Generell muss bei der Serpentinisierung die Bildung von Antigorit (Blätterserpentin) und die Bildung von Chrysotil (Faserserpentin) differenziert werden, da erst Atg+Tr unter offensichtlich amphibolit-faziellen Bedingungen gebildet wurden und in einem späteren, bereits kühleren Stadium Chrysotil. Im Zweiteren kam es zusätzlich zur Bildung von Calcit und Talk, welche häufig miteinander ver-wachsen sind (Abb. 24C). Calcit kommt nicht nur als Verwachsung mit Talk in der Matrix vor, sondern auch in Form von Mikrogängen in denen reiner Calcit auskristallisiert.

Da in dem Bearbeitungsgebiet vermehrt Hinweise auf eine thermale Überprägung festgestellt werden konnten, besteht die Möglichkeit die Bildung von $\text{Atg} + \text{Tr} + \text{Tlc}$ diesem Ereignis zuzuordnen, obwohl primär auch eine retrograde Bildung möglich wäre.

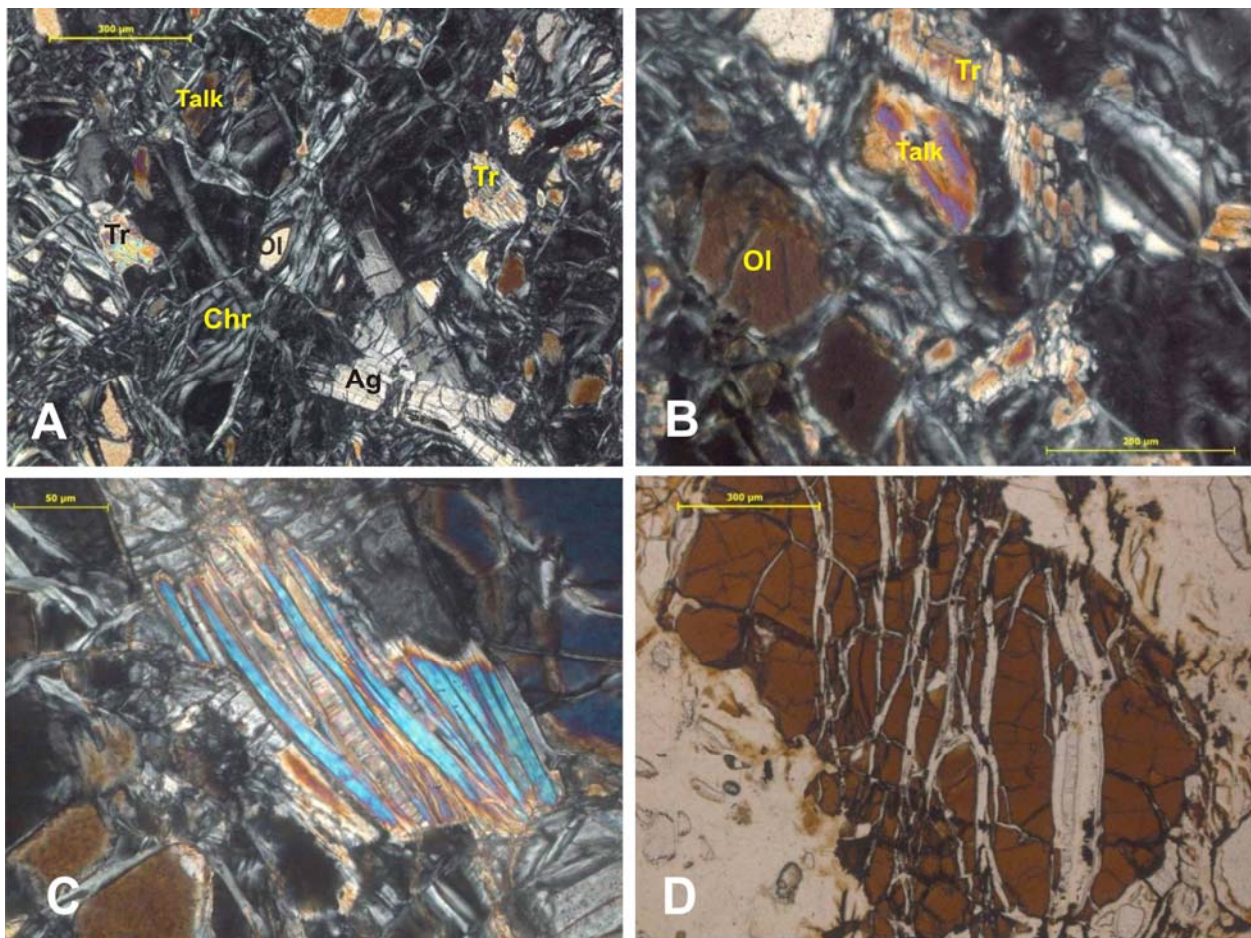


Abb. 23: A Probe GY 29/07 I zeigt die metamorphe Paragenese: $[\text{Opx}] + [\text{Ol}] + \{\text{Talk}\} + \{\text{Tr}\} + \{\text{Srp}\}$ bei gekreuzten Polarisatoren. B Tremolit + Talk als amphibolitfazielle Bildung in olivinreichem Harzburgit bei gekreuzten Polarisatoren. C Ein spätes Fluid bildet Verwachsung von Talk und Calcit; gekreuzte Polarisatoren. D Fluidgänge schlagen sich durch Pikotit – Kristall (Probe GY 29/07), wobei in den Frakturen Calcit auskristallisiert.

Die Metabasite, welche am Aufschluss auf den metamorphen Harzburgiten liegen, zeigen ein ausgeprägtes granoblastisches Gesteinsgefüge und führen die Paragenese $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Ol} + \text{Opx} +$ braune Hbl sowie Akzessorien von Apatit und Erz. Das Gefüge ist vollständig rekristallisiert und zeigt gut ausgebildete Triplepunkte zwischen allen Mineralphasen. Die Cpx zeigen Entmischungslamellen, welche auf den Kern der Kristalle beschränkt sind (Abb. 24A). Auffällig ist das Grt-Wachstum in diesem Gestein, welches Triple-Punkte der bereits rekristallisierten Matrixminerale überwächst (Abb. 24B). Diese Beziehungen widerspiegeln eher maximale P-T-

Bedingungen, welche in diesem Gestein ohne Spuren einer Deformation und retrograden Überprägung besonders gut erhalten geblieben sind.

Das Gestein kann als Olivin führender Grt+Cpx+Opx+Pl Granulit bezeichnet werden. Bekanntlich werden Qtz-führende Grt+Cpx±Opx+Pl Granulite bei sehr hohen Drücken von $>>12$ kbar gebildet. Dennoch lässt das Fehlen von Qtz und das Auftreten von Ol vermuten, dass dieses Gestein bei niedrigeren Drücken etwa vergleichbar jenen, die aus anderen Moldanubischen Gesteinen (Petrakakis & Jawecki, 1995) bekannt sind, gebildet wurde.

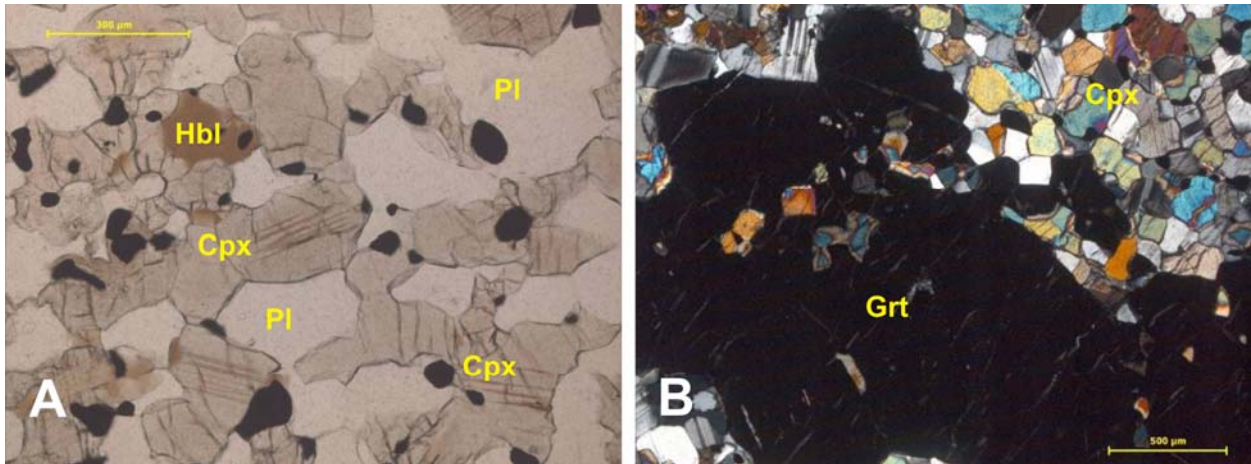


Abb. 24: A Entmischung im Zentrum der Cpx – Kristalle in rekristallisierter Matrix mit Triplepunkten (Probe GY 24/07) B: Grt wächst über bereits rekristallisierte Matrixminerale mit Triplepunkten und schließt diese auch ein. (Probe GY 24/07).

3.3.4. Amphibolite der Gföhler Einheit

Generell sind Amphibolite in der Gföhler Einheit häufig. Östlich von Willersbach, im Raum Hengstberg wurden solche beprobt. An den s-Flächen ist selten Vergrünung bereits makroskopisch erkennbar. Die Amphibolite (HB 08/07, HB 09/07, WB 68/08) zeigen ein Einfallen nach E (s = 091/65) und führen ein NNW-SSE streichendes Linear (L 154/44) (Abb. 25). Zusätzlich konnte auch ein Grt-Amphibolit im Raum Hengstberg beprobt werden (Probe WB 67/07).



Abb. 25: A Amphibolit mit NNW – SSE streichendem Streckungslinear (Gföhler Einheit) bei Hengstberg B Gesteinsgefüge des Amphibolites bei Hengstberg mit großen Plagioklasblasten

Im Dünnschliff unterscheiden sich die beprobten Amphibolite der Gföhler Einheit in ihrem strukturellen Erscheinungsbild, wie auch in ihrer Mineralparagenese. Daher werden sie in Grt – frei Amphibolite und Grt – führende Amphibolite eingeteilt. Die Grt- Amphibolite zeigen zudem eine Heterogenität bezüglich ihrer Amphibolphasen, da braune Hornblenden, grüne Hornblenden und farblose Ca-Amphibole vorkommen.

a) Grt – freie Amphibolite:

Die Grt – freien Amphibolite zeigen eine Mineralparagenese von $Pl + Hbl \pm Bt + Qtz + Kfs \pm \{Chl\}$ wobei Qtz und Kfs nur sehr untergeordnet auftreten. Apatit ist den Amphiboliten häufig sowohl als Einschluss, als auch in der Matrix vertreten und bildet größere idiomorphe glasklare Kristalle aus (Abb. 26B). Die Amphibolite sind deutlich deformiert und zeigen gut ausgebildete Foliationsflächen (basierend auf Bt_1), wobei der Grad der Deformation variieren kann.

Die Amphibole kommen in 2 Generationen vor, wobei die ältere Hbl_1 durch idiomorphe Kristalle charakterisiert wird, welche als Prophyroblasten agieren und eine getrübe Eigenfarbe aufweisen. Sie werden von den foliationsbildenden Bt_1 umflossen und werden als prätektonisch eingestuft. Strukturell davon unterscheidet sich die Hbl_2 welche meist xenomorphe, klare grüne Kristalle ausbildet, welche eine Einregelung parallel zu der Schieferungsfläche zeigen und als syn-tektonisch eingestuft werden (Abb. 26A). In den Klüften und Spaltflächen von Hbl_1 findet man statisch gewachsene Bt_2 , welche ein Produkt des Zerfalls der grünen Hornblende sind. Auch die Mineralphase Biotit zeigt 2 Generationen, wobei Bt_1 s-parallel eingeregelt ist, und Bt_2 eine un-

orientierte statisch gewachsene Biotitgeneration repräsentiert (Abb. 26B). Man kann davon ausgehen, dass die Neubildung von Biotit mit dem Zerfall Hbl₁ zusammenhängt.

Plagioklas stellt den Hauptanteil der Feldspäte dar. Sie sind durchschnittlich aus 40 % Anorthit und 60 % Albit aufgebaut. Die Feldspäte kommen als Blasten (HB 08/07, HB09/07) als auch in geringerer Korngröße in der Matrix vor. Die Pl zeigen häufig Entmischungerscheinungen (Antiperthit) sowie Sericitisierung. In den stärker deformierten Proben HB 08/07 und HB 09/07 findet man Quarz in Form von Diskenquarzen wobei Qtz in der Probe WB 68/07 fehlt. Neubildungen von Chlorit bzw. Sericitisierung der Feldspäte ist selten zu beobachten.

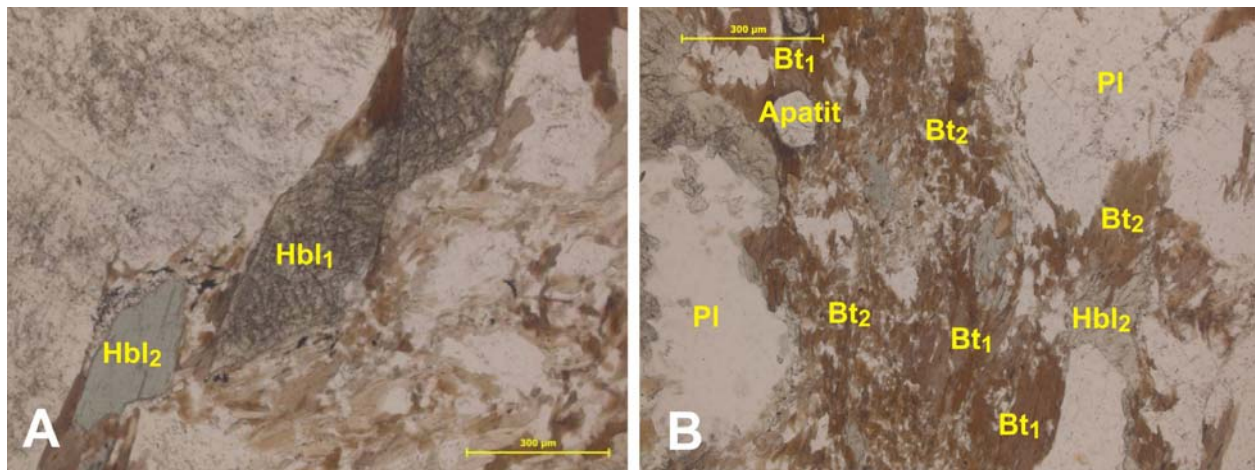


Abb. 26: A Zwei Generationen von Amphibol in der Probe HB 08/07: Hbl₁: bezüglich der Deformation prätektonische, idiomorphe trüb-grüne Kristalle. Hbl₂: syntektonische, klar-grüne Hbl B Idiomorpher Apatitkristall zwischen s-parallelem Bt₁ und feinem statischem Bt₂

b) Grt – führende Amphibolite:

Die Probe WB 67/08 (Raum Hengstberg) ist leicht foliiert und unterteilt sich im Dünnschliff in 3 Lagen welche sich im Mineralgehalt unterscheiden, und folgende Mineralparagenesen führen:

Die erste Lage führt die Mineralparagenese: grüne Hbl + Act + Pl + Bt. In dieser Lage ist der Zerfall der grünen Hbl zu Act und Bt₂ zu beobachten. Dabei muss betont werden, dass es sich um eine statische Überwachsung des ehemaligen Hbl-Kornes handelt (Abb. 27A). Die Biotite dieser Lage sind rein statisch und unorientiert, und werden daher den Bt₂ zugeordnet.

In der Lage 2 wurde folgende Mineralparagenese beobachtet: Grt + Bt + Act + Pl. Sie führt prätektonischen Granat, welcher Resorptionshöfe zu Bt₂ zeigt. In Kontaktbereichen von Grt und Act bildet sich ein dünner Horizont von grünem Bt₃ (Abb. 27B). Zusammenfassend konnten 3 Generationen an Bt in der Probe differenziert werden. Alle 3 Generationen sind in der Lage 2 vertre-

ten. Sie werden wie folgt charakterisiert: (a) Bt₁: s-parallel eingeregelt, syntektonisch (b) Bt₂: unorientiert und statisch gewachsen, posttektonisch (c) Bt₃: Reaktionssaum zwischen Grt und Act, posttektonisch.

Die Lage 3 hat die Mineralparagenese: Grt + Bt + Pl + {Chl}. Sie führt keine Amphibole und zeigt stärkere sekundäre Umwandlungen zu Chlorit. Insgesamt führt die Probe Rutil, Ilmenit und Magnetit als Akzessorien.

Die im Schliff beobachteten Reaktionen, vor allem die Umwandlung der grünen Hbl zu Act + Bt, und in weiterer Folge die Bildung des Reaktionssaumes zwischen Grt und Act, sind in das posttektonische Stadium einzuordnen, und sind auf eine langsame Abkühlung im retrogradem Stadium zurückzuführen.

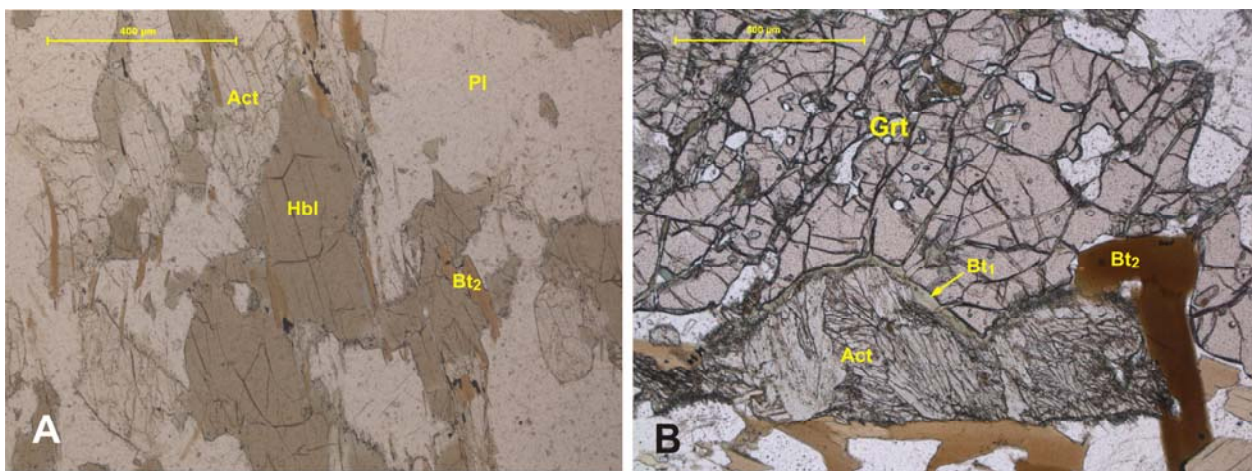


Abb. 27: A Grüne Hbl zerfällt in Act und Bt₂. Dieser Prozess ist rein thermisch einzuordnen, da die ehemalige Hbl-Kornform statisch überwachsen wurde. B Zwischen prätektonischem Grt und posttektonischem Act kommt es zu Bildung einer grünen Bt₃-Generation.

3.4. Monotone Serie Gesteine:

Die Gneise der Monotonen Serie im Raum Viehtrift (Proben VT 38/07 – VT 41/07) haben makroskopisch ein untypisches Aussehen: Sie lassen keinen Cordierit erkennen, dafür aber Granat. Zusätzlich sind sie stark zerklüftet und fallen nach S ein.

Zum Beispiel fällt ein Gneis in der geologischer Karte bei Viehtrift auf (Proben VT 50/07, VT 51/07), welcher EW streicht. Dieser ist leukokrat, feinkörnig, Grt- führend und fällt ebenfalls nach S ein. Interessanterweise führt er ein NNE-SSW streichendes Linear (L = 205/62).

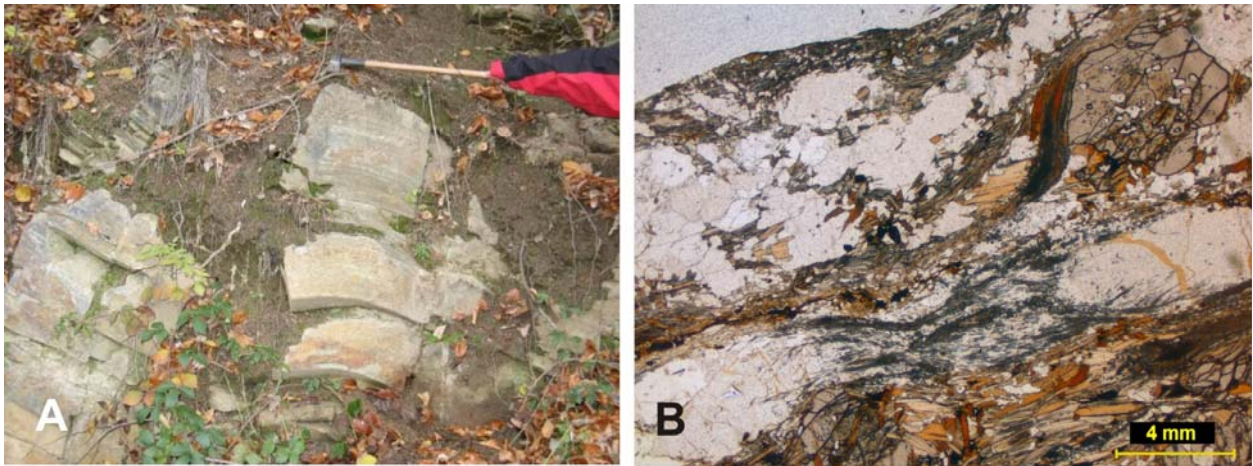


Abb. 28: A Leukokrater Orthogneis aus Viehtrift, die Abbildung zeigt die Ausbildung einer flachwinkeligen Falte B Repräsentative Mineralparagenese [Grt] + [Ky] + Sil + Bt + Kfs + Pl der Gneise von Viehtrift (Probe VT 38/07)

Im Dünnschliff konnte eine Paragenese von: Pl + Kfs + Sil + Qtz + Bt + [Grt] + [Ky], mit variierenden Anteilen an Grt, Ky und Bt, festgestellt werden. Bei einigen Proben konnte das Auftreten von Graphit beobachtet werden. Die Matrix der Gneise variiert von fein bis grob, und zeigt meist ein porphyroblastisches Gesteinsgefüge. Alle Proben haben eine deutliche Folierung gemein, wobei häufig s-parallel eingeregelter, Mikro-Sillimanitscherbahnen zu beobachten sind.

Zu den prätektonischen Mineralphasen werden Kyanit und Granat gezählt. Häufig sind Einschlüsse von Ky in Grt und Verwachsungen dieser beiden Mineralphasen zu beobachten (Abb. 29A und Abb. 29B). Die Grt zeigen häufig starke Zerklüftungen (mit Chloritisierung in den Kluftten) und Einschlüsse von Fsp, Bt und Qtz, welche auch gegebenenfalls Einschlusszonierungen hervorrufen können.

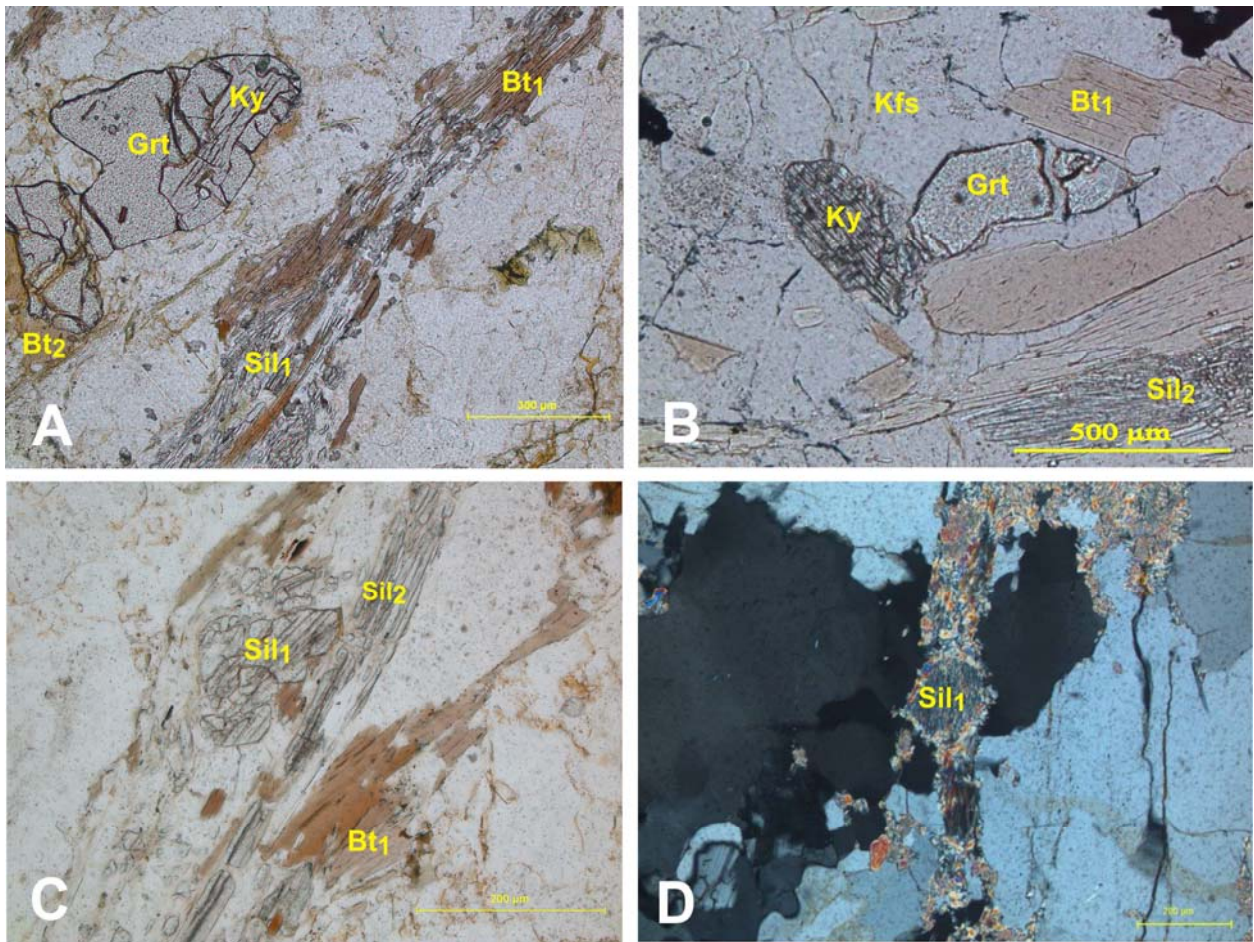


Abb. 29: A VT 38/07 Kyanit als Einschluss in Grt; B Ky+Grt – Verwachsung belegen ihre ehemalige stabile Koexistenz; C VT 50/07 2 Generationen Sillimanit: Sil₁: prismatisch ausgebildete Sillimanitkristalle bilden die ältere Generation, Basisschnitt ist erkennbar; Sil₂: nadelige Sillimanite sind s – parallel eingeregelt, syntektonisch und bilden Sillimanitscherbahnen. D Die Probe VT 50/07I zeigt die Sericitisierung eines Sil₁ bei gekreuzten Polarisatoren.

In den Gneisen von Viehtrift treten 2 Biotitgenerationen auf: Bt₁ sind s-parallel eingeregelt, syntektonisch und führen häufig Erzausscheidungen (Ti-Erze) und Sagenitgitter. Die Bt₂ können gemeinsam mit Granat auftreten, sind aber auch in der Matrix häufig und werden posttektonisch eingestuft. Sie zeigen ein statisches Wachstum und sind nicht orientiert. Die zeitlich spätere Bildung ist auch an der geringeren rötlichen Färbung der Biotite zu erkennen (Ti-Gehalte!).

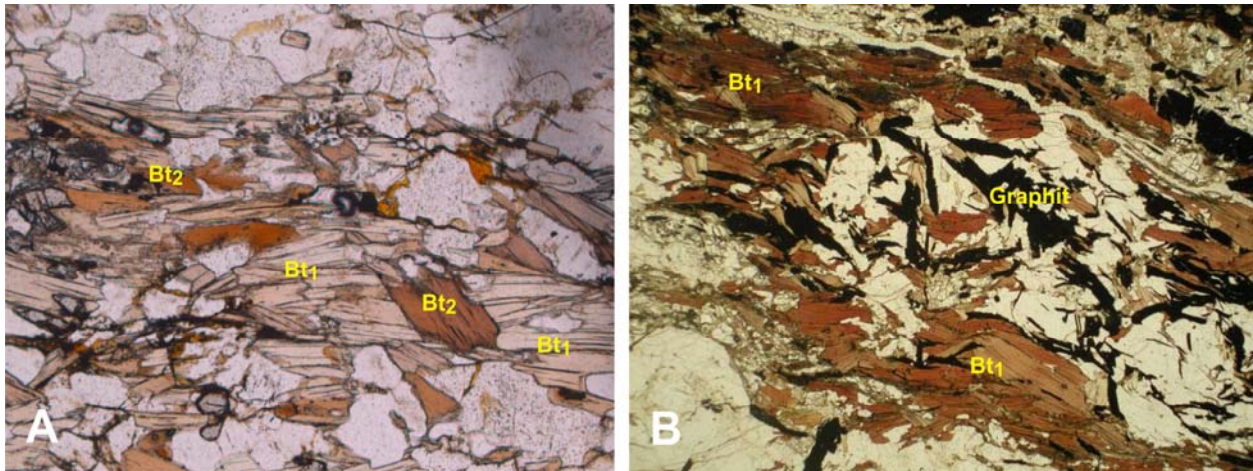


Abb. 30: A Die Probe VT 38/07 zeigt die unterschiedlichen Bt – Generationen. Bt₁ sind s-parallel eingeregelt, und in der Abbildung horizontal angeordnet. Bt₂ sind unorientiert und statisch gewachsen. B Die Probe VT 46/07 zeigt einen graphitführenden Gneis der Monotonen Serie im Raum Viehtrift.

Die Plagioklase zeigen aufgrund chemischer Zonierung eine konzentrische Auslöschung. Diese kann aufgrund verschiedener Metamorphosebedingungen (vor allem der Temperatur) entstehen, welche sich auf die Aufnahmefähigkeit von Ca auswirkt. Somit ist mit einem unterschiedlichen Ca/Na Verhältnis von Kern und Rand zu rechnen. Selten sind reliktsche Tripel Punkte der Plagioklase zu erkennen, was dafür spricht dass das Gestein in einer früheren Phase gröber ausgebildet war.

Die Kalifeldspäte treten hauptsächlich in Form von Perthit auf. Die perthitische Entmischung tritt bei langsamer Abkühlung von HT Feldspäten, was angesichts der hohen Metamorphosetemperaturen der moldanubischen Gesteine häufig zu beobachten ist.

Auch die Perthite zeigen untergeordnet konzentrische Auslöschungen und die Myrmekitbildung (Albit + Qtz) der Kalifeldspäte ist häufig zu beobachten.

In den Gneisen konnten 2 Generationen Sillimanit unterschieden werden: Sil₁ ist grob prisma-tisch ausgebildet und wird prätektonisch bis syntektonisch eingestuft, da sie häufig von den matrixmineralen umflossen werden. Sil₂ ist nadelig bis fibrolithisch ausgebildet, immer s-parallel eingeregelt und wird syntektonisch eingestuft. Ein interessantes Phänomen ist, dass Sil₁ und Sil₂ immer 90 ° zueinander stehen. An den Basisflächen von Sil₁ kann häufig Sericitisierung beobachtet werden (Abb. 29D).

In den Gneisen um Viehtrift findet man häufig Graphit. Graphit ist ein Mineral welches in der Monotonen Serie oft beobachtet worden ist (LINNER; 1991), aber es ist auch typisch für die

Gesteine der Bunten Serie. Neubildungen von Muskovit und Chlorit sind häufig, wobei hier ein statisches Wachstum beobachtet wurde.

Beim Festlegen einer relativen Altersabfolge kann man von einem pelithischem Protolith ausgehen, welcher während des Metamorphosehöhepunktes eine Mineralparagenese von Grt + Ky + Pl + Kfs + Bt + Qtz +/- Graphit geführt hat. Während der Deformation, welche im Sil-Stabilitätsfeld stattgefunden hat, kam es zur Ausbildung der Mineralparagenese: Sil + Pl + Kfs + Bt + Qtz. Die letzte Phase betrifft die Neubildungen von Chl + Sct im posttektonischem Stadium.

Eine weitere Besonderheit im Raum Viehtrift ist das Auftreten eines Ultramylonites südlich des Ortes Viehtrift, bei der Donau. Der Aufschluss hat ein Ausmaß von ca. 10 m Breite und 4 m Höhe. Die Intensität der Mylonitisierung variiert innerhalb des Aufschlusses von Ultramyloniten bis Protomyloniten. Aufgrund der Aufschlussbedingungen sind die Übergänge nicht erkennbar. Es wurden die Proben VT 42/07 bis VT 45/07 genommen. Die ultramylonitischen Gesteine zeigen ein flach einfallendes Linear von 124/10. Die s-Flächen liegen zwischen 030/40 und 040/25.

Makroskopisch ist erkennbar, dass es sich hier um eine kältere (grünschieferfazielle) Mylonitisierung handelt als bei den mylonitischen Gneisen (Willersbach, Große- und Kleine Ysper).

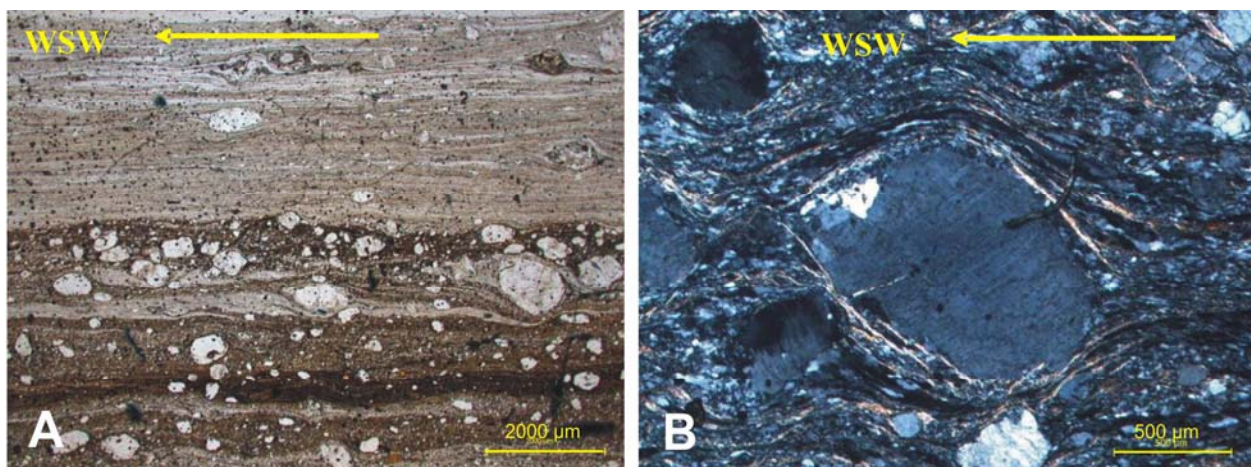


Abb. 31: A Matrix des Ultramylonits südlich von Viehtrift mit darin rotierenden sinistralen Feldspat Klasten (Top WSW) B VT 44/07 Sinistraler Sigmaklast mit stair stepping und Schersinn top to WSW, gekreuzte Polarisatoren

Unter dem Mikroskop zeigen die Porphyroklasten in den Myloniten einheitlichen einen sinistralen Schersinn nach Top - WSW. Hoher strain (hohes γ) wird durch die energetisch ungünstigen Positionen (= lange Achse normal zu S-Fläche) der Klasten impliziert. Am Verhalten des Quarzes und der Feldspäte, wie an der syntektonischen Bildung von Serizit ist eine grünschieferfazielle

zielle Mylonitisierung abzulesen. Insbesondere lässt sich feststellen, dass Qtz zwar dynamisch rekristallisiert, nicht aber Fsp. Zudem konnte eine einheitliche optische Orientierung der Qtz in der Matrix festgestellt werden.

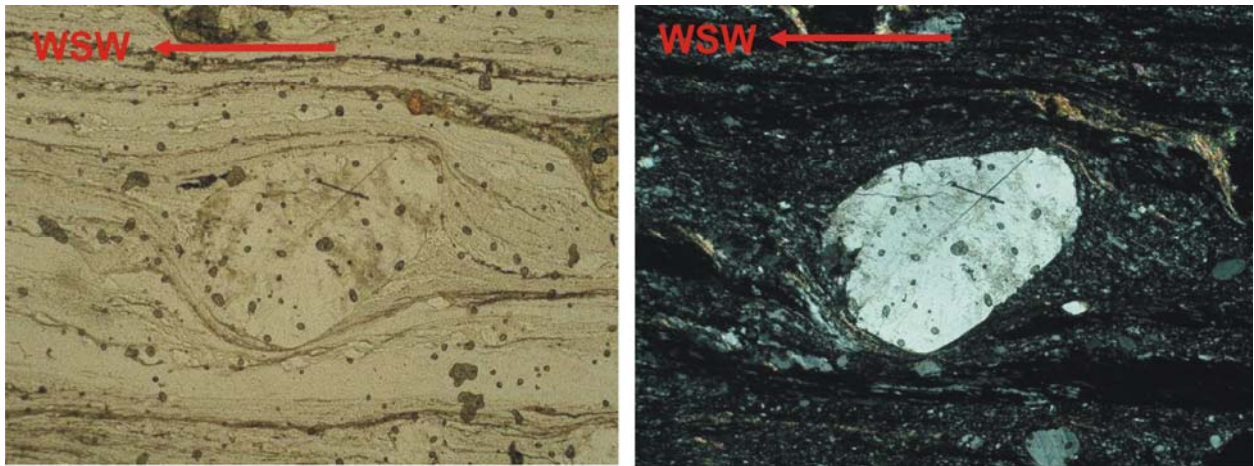


Abb. 32: VT 42/07 Deltaklast, sinistraler Schersinn und stair stepping; die lange Achse steht in einem hohen Winkel zur S-Fläche (hohes γ) und hoher strain; rechts mit gekreuzten Polarisatoren

Im Kapitel 4. Strukturelle Analysen wird die strukturelle Bedeutung der Ultramylonite dieses Gebietes diskutiert.

Westlich der Gföhler Einheit, im Bereich Dreimühlen bis Ölmühlen tritt der Monotone Serie Gneis massiger auf, zeigt wenig Deformation, und grenzt nördlich von Ölmühlen an den Weinsberger Granit. Ein Linear ist in diesem Gebiet nicht erkennbar. Die s-Flächen liegen bei 114/58. Zudem finden sich in diesem Gebiet häufig steilstehende magmatische Gänge die undeformiert sind, und einen scharfen Kontakt zu den Monotonen Gneisen zeigen.

Im Dünnschliff zeigen die Gneise eine Mineralparagenese von: Bt + Qtz + Kfs + Pl + Hellglimmer + {Sericit} + {Chl}, unter schlecht ausgebildeter Foliation. Das Fehlen von Al-reichen Phasen wie Grt und Alumosilikaten sowie Cordierit legt die Vermutung nahe, dass es sich um ein Orthogestein handelt.

Die Paragenesemineralie Qtz + Pl + Kfs + Bt geben wenig Informationen über PT Bedingungen da sie über einen zu großen Bereich stabil sind. Ein großer Unterschied zu den Dünnschliffen der Monotonen Serie Ost ist allerdings das Auftreten von Hellglimmer, nämlich: Ms₁ der s-parallel eingeregelt ist und syntektonisch einzustufen ist, und Ms₂: der eine statische, unorientierte Neubildung repräsentiert. Dies impliziert eine Ausbildung der Foliationsflächen im Stabilitätsfeld des Muskovites.

Die Biotite der Gneise der Monotonen Serie West sind s-parallel eingeregelt und wurden teilweise vollständig von Chlorit überwachsen. Erzausscheidungen und Sagenitgitter der ursprünglichen Biotite sind noch erhalten (Abb. 33B).

Im Raum Dreimühlen konnten häufig magmatische Gänge beobachtet werden, darunter einer mit Piemountit-Führung. Die rosa Färbung der Piemountite (Mn – Epidot) tritt in gefleckter Form auf und ist auf den variierenden Anteil des Mn – Einbaues in das Kristallgitter zurückzuführen (Abb. 33D).

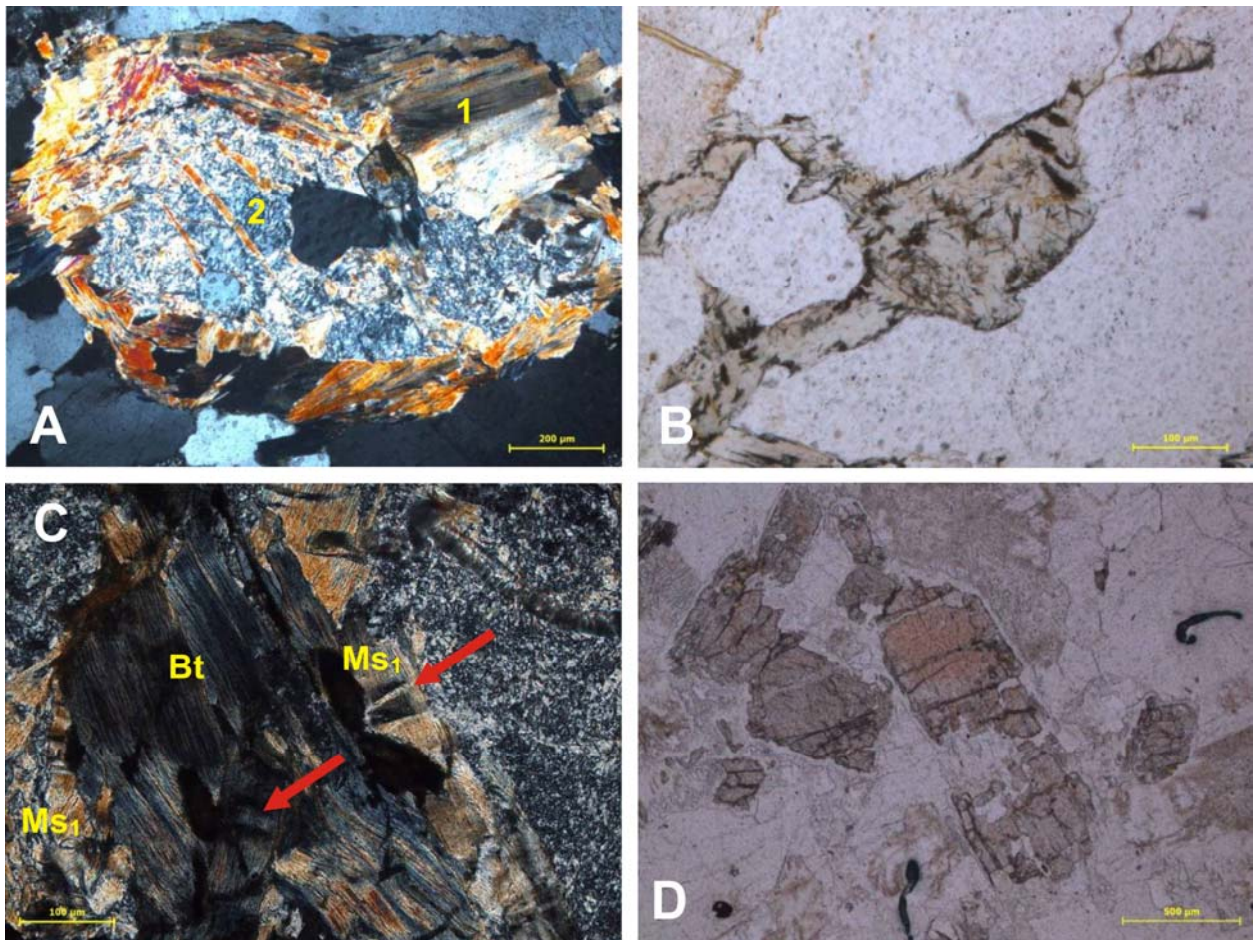


Abb. 33: A Verwachsung von Sericit und Chlorit(1) um einen sericitisierten Feldspat (2) der Probe DM 31/07; gekreuzte Polarisatoren. B Ein ehemaliger Biotit wurde vollständig von Chlorit ersetzt (statisch); Sagenit und Ti Ausscheidungen sind von dem ursprünglichen Biotit übrig geblieben. (Probe DM 31/07) parallele Polarisatoren C Rote Pfeile markieren die Deformationsbänder in den Hellglimmern und in den Bt, wobei die Hellglimmer teilweise starke Verfaltungen zeigen (Probe DM 36/07); gekreuzte Polarisatoren D Piemountit – führender magmatischer Gang mit Sericitbildung um die idiomorphen Piemountit Kristalle (Probe DM 35/07).

Westlich von Kalkgrub, direkt am Grenzpunkt der mylonitischen Gneise mit der Monotonen Serie, wurde ein Crd-Gneis beprobt. Der Kontakt von mylonitischen Gneisen mit den Crd-Gneisen gestaltet sich chaotisch, da keine klaren Grenzen am Aufschluss erkannt werden konnten. Unter dem Mikroskop konnte eine Mineralparagenese von: Crd + Sil + Kfs + Pl + Qtz + Bt + Ms festgestellt werden. Die Probe zeigt die retrograden Metamorphose unter Dekompression eines Crd-Gneises, wobei es zum randlichem Zerfall von Crd zu Sillimanit + Kfs kommt. Diese Reaktion hat nach Frank S. SPEAR (Metamorphic Phase Equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths, 1993) einen Metamorphosehöhepunkt von max. 6 kbar bei ca. 700 °C. Dies ist im Einklang mit dem PT Bild der Monotonen Serie welche von Linner 1991, auf ca. 5 kbar und 700 °C berechnet wurde.

Kalifeldspäte zeigen häufig Myrmekitisierung. Pl + Qtz kommen im Vergleich mit Kfs nur untergeordnet vor.

In den Crd-Gneisen sind 2 Generationen an Bt zu unterscheiden (Abb. 34A): Bt₁ sind s-parallel eingeregelt, und syntektonisch gebildet worden. Im Gegensatz dazu sind Bt₂ unorientiert und zeigen statisches Wachstum. Sie sind bezüglich der Bildung der Schieferung posttektonisch, und bei niedrigeren Temperaturen als Bt₁ gebildet worden.

Auch die Muskovite zeigen die Ausbildung von 2 unterschiedlichen Generationen: Ms₁ ist s-parallel eingeregelt und syntektonisch einzuordnen, was ein Hinweis dafür ist, dass die Verschiebung des Gesteins noch im Stabilitätsfeld von Hellglimmer stattgefunden haben muss. Im posttektonischen Stadium kommt es zur Bildung von Ms₂ welche statisch über die Schieferung wachsen.

In den Crd - Gneisen kommen eingeregelt feine prismatische Sillimanite (Sil₁) und nicht orientierte Sillimanitnadeln (Sil₂; posttektonisch zur Schieferung) vor. Das bedeutet dass die Deformation welche für die Schieferung verantwortlich war, auch im Stabilitätsfeld des Sillimanites stattgefunden hat. Der Zerfall von Crd in Sillimanit geht nach dieser Deformation weiter und bildet dann unorientierte feinnadelig bis fibrolithisch ausgebildete, posttektonische Sillimanit – Kristalle (Sil₂).

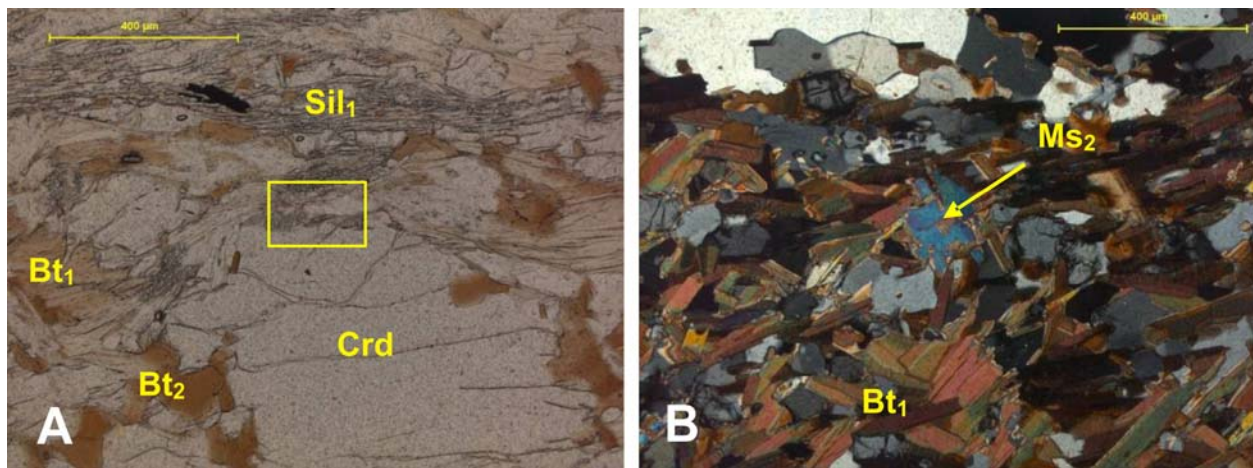


Abb. 34: A Die Probe KG 15/07 repräsentiert einen Crd – Gneis vom westlichen Bereich Kalkgrubs. Das gelbe Rechteck markiert den Bereich der randlichen Umwandlung von Cordierit zu Sil₂. Dies entspricht der retrograden Reaktion die von SPEAR mit ca.700 °C und max. 6 kbar beschrieben wurde. Abbildung bei parallelen Polarisatoren. B In der Probe KG 15/07 ist zu beobachten dass Msc₂ quer über die Schieferung wächst und posttektonisch einzuordnen ist. Abbildung bei gekreuzten Polarisatoren.

In der prograden Metamorphose kam es zur Bildung der Paragenese Crd + Kfs + Bt + Pl. Deformation des Gesteins und Verschiebung im Stabilitätsfeld von Msc (Bildung durch Zerfall von Kfs und Wasserzufuhr) und Sil. Während der retrograde Metamorphose und Dekompression durch Exhumation, kam es zum Zerfall von Cordierit in Sillimanit (druckempfindliche Reaktion). Posttektonisch bezüglich der Exhumation wachsen Hellglimmer und Biotit weiter und es kommt zusätzlich zu Neubildungen von Sericit und Chlorit unter Einwirkung von wasserreichen Fluids.

4. Strukturelle Analyse

Die gemessenen Lineare, Einfallswinkel und Klüftungen (Anhang Tafel I) dienen als Basis für die strukturelle Interpretation. Die Darstellung der strukturellen Daten (siehe Anhang Tafel III) erfolgte mithilfe des Computerprogramms (TektonicsFP). Für die unterschiedlichen Gesteinstypen ergaben sich folgende Plots: Die mylonitischen Gneise, welche vor allem an den Randbereichen der Gföhler Einheit auftreten, zeigen über das gesamte untersuchte Gebiet ein konsistentes NNE – SSW streichendes Linear. Ihre s-Flächen stehen steil (75° – 80°) und fallen am häufigsten nach ESE ein. Einen sehr ähnlichen, allerdings stärker streuenden Trend zeigen die ultramafischen Körper, welche in den mylonitischen Gneisen offensichtlich tektonisch eingebaut wurden. Es zeigt sich also, dass mylonitische Gneise und eingebaute Ultramafite dieselbe Deformationsprägung aufweisen.

Ein konsistentes, aber deutlich unterschiedliches Muster zeigen die Gesteine entlang des beschriebenen Profils bei Willersbach. Obwohl am westlichsten Ende des Profils dieselbe strukturelle Prägung (NNE-SSW –streichende Lineare) wie bei den mylonitischen Gneisen (Abb. 35) auftritt, weisen die Gesteine weiter entlang des Profils nach E Lineare auf, welche einheitlich SSE-NNW streichen. Die s-Flächen streichen NNE-SSW und fallen steil bis mittel-steil nach W ein. Eine sehr ähnliche strukturelle Prägung zeigen alle Gesteine der Gföhler Einheit nördlich der Donau (

Abb. 35). Wie bereits früher erwähnt, zeigt die kartenmäßig ausgeschiedene Monotone Serie nicht nur paragenetische, sondern auch strukturelle Inhomogenitäten zwischen den aufgeschlossenen Gesteinen östlich und westlich der Gföhler Einheit. Obwohl die vorhandenen strukturellen Messungen relativ wenig sind, lassen sich deutlich unterscheidbare Trends erkennen. So zeigen die Daten aus der Monotonen Serie West ein Gesteinsstreichen nach NNW-SSE mit steilem Einfallen am häufigsten nach ENE. Die gemessenen Lineare fallen nach SSE ein und sind daher korrelierbar mit jenen des Profils Willersbach als auch der zentralen Gföhler Einheit (

Abb. 35). Hingegen ist das strukturelle Muster in der Monotonen Serie Ost viel komplexer. Erstens ist eine Winkeldiskordanz in der Streichrichtung zwischen der im nördlichen Bereich auftretenden hochgradigen Gneisen und den niedriggradigen Myloniten nahe der Donau zu beobach-

ten. Erstere streichen ca. E-W und letztere etwa NW-SE. Zweitens führt der E-W streichende Grt+Sil+Bt-Gneis (z. B. Probenstelle VT 50/07) ein NNE-SSW streichendes Linear, welches bereits in der geologischen Karte von Fuchs (2005) eingetragen wurde. Drittens weisen die niedriggradigen, NW-SE-streichenden Mylonite nahe der Donau ein stark ausgeprägtes, nach SE einfallendes Linear auf.

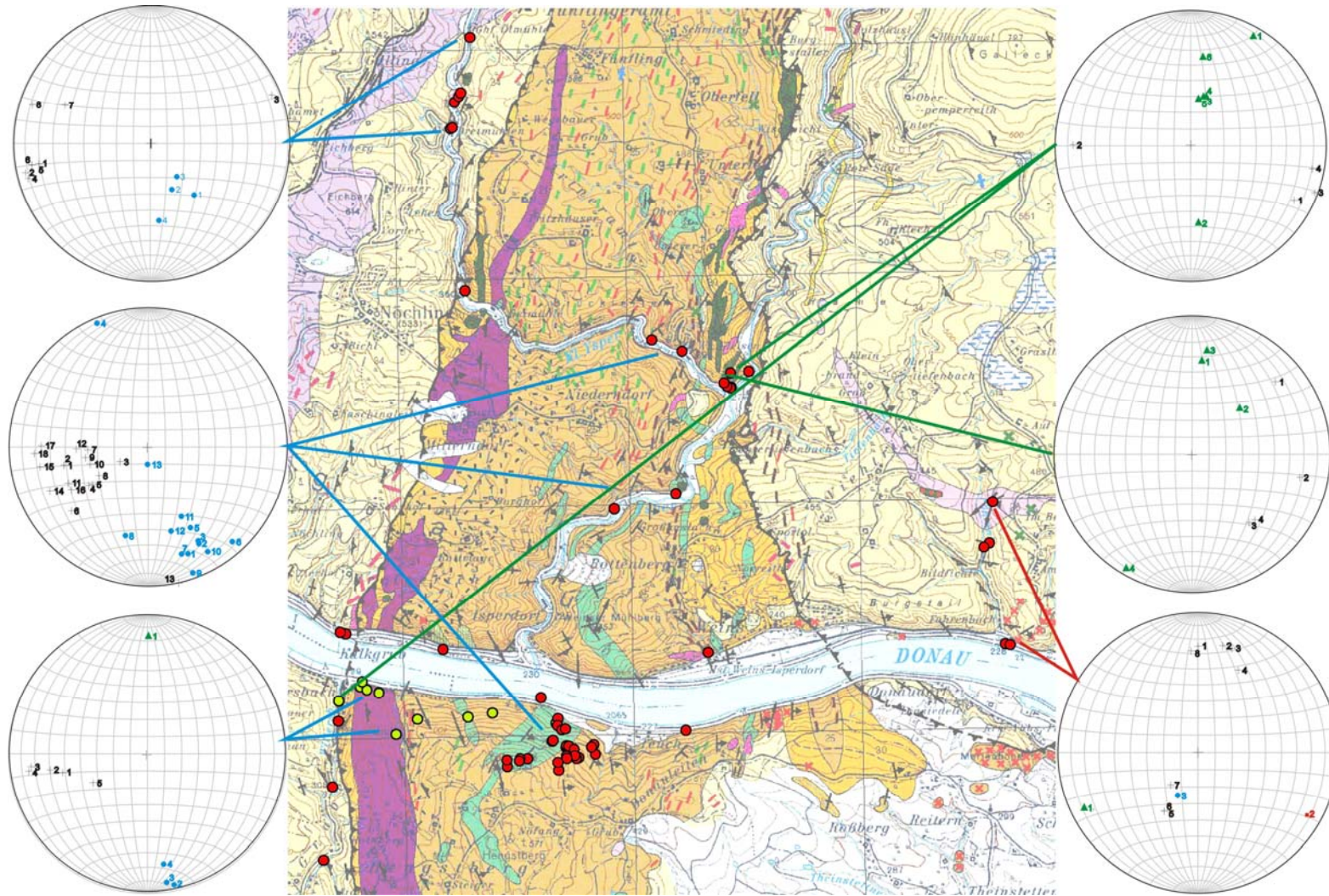


Abb. 35: Darstellung der unterschiedlichen Deformationsphasen (D_1 = blau, D_2 =grün, D_3 =rot; Flächenpole=schwarz) des Bearbeitungsgebietes

Die Gesamtheit der strukturellen und paragenetischen Daten lässt tendenziell folgende Arbeitshypothese zu, welche durch zukünftige Arbeiten zu prüfen ist.

Die ältesten strukturellen Elemente treten in hochgradigen Gesteinen auf und umfassen folgende zwei Gruppen:

Nach S einfallender Lagenbau und Foliation (s_{0a}) in hochgradigen Gneisen nördlich von Viehtrift (Monotone Serie Ost). Diese Elemente korrelieren mit dem E-W-Streichen der weiter im Osten des Untersuchungsgebietes (z.B. Persenbeug und weiter Richtung Wachau) auskeilenden moldanubischen Einheiten.

Nach NNW-SSE streichender Lagenbau und Foliation (s_{0b}) mit nach SSE einfallenden Linearen (L_{0b}). Diese Elemente treten in der „inneren“ Gföhler Einheit auf, entlang des Profils bei Willersbach wie in der Monotonen Serie West und (untergeordnet) Ost.

Wie weit die beiden Gruppen von Elementen mit einander in genetischem Zusammenhang stehen (beispielsweise, ob diese Ausdruck eines großräumigen Faltenbaus sind), lässt sich aufgrund der im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Daten nicht mit Sicherheit belegen. Es scheint aber sicher zu sein, dass beide Elementgruppen nachträglich von NNE-SSW Linearen überprägt werden. Der Einfachheit halber werden beide Elementgruppen zu einer Deformationsphase D_0 zusammengefasst.

Die typische Strukturprägung der untersuchten hochgradigen Gesteine umfasst die NNE-SSW streichende Foliation s_1 und die gleich streichenden Lineare L_1 . Diese Prägung charakterisiert die hochgradigen mylonitischen Gneise (z.B. Randbereiche der Gföhler Einheit, Ultramafitite, Mylonite bei Willersbach und Kalkgrub, aber auch der Gneiszug nördlich von Viehtrift) und korreliert mit D_1 von Fritz & Neubauer (1993), welche im Allgemeinen eine charakteristische HT-Deformation des Moldanubikums darstellt.

Die jüngste Strukturprägung D_2 tritt lokal südlich von Viehtrift (Monotone Serie Ost) in Form von niedriggradigen Myloniten auf. Sie umfasst NW-SE streichenden Lagenbau und Foliation s_2 wie nach SE-einfallendes Linear L_2 .

Zusammenfassend ergeben sich 3 Deformationsphasen:

D_0 : HT-Deformation mit NNW-SSE streichenden Linearen sowie E-W streichender Lagenbau stellen die ältesten strukturellen Elemente des Bearbeitungsgebietes dar.

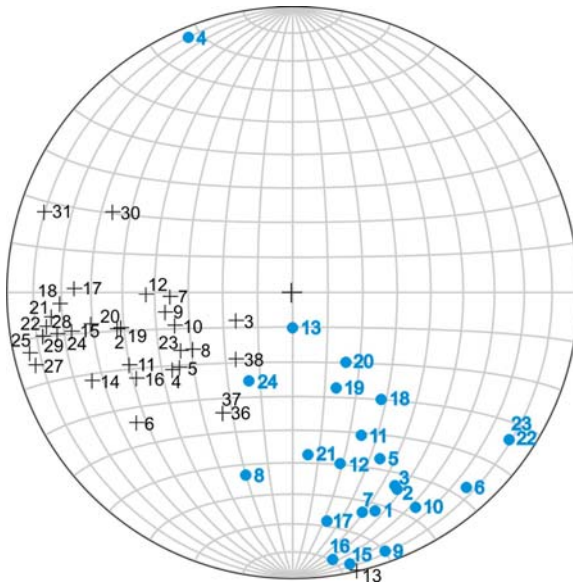


Abb. 36: D₁ Deformation (blaue Punkte) des Bearbeitungsgebietes mit dazugehörigen Flächenpolen (schwarze Kreuze) der zentralen Gföhler Einheit und Monotone Serie West.

D₁: HT-Deformation mit NNE-SSW streichenden Linearen sind im gesamten Moldanubikum das vorherrschende Linear

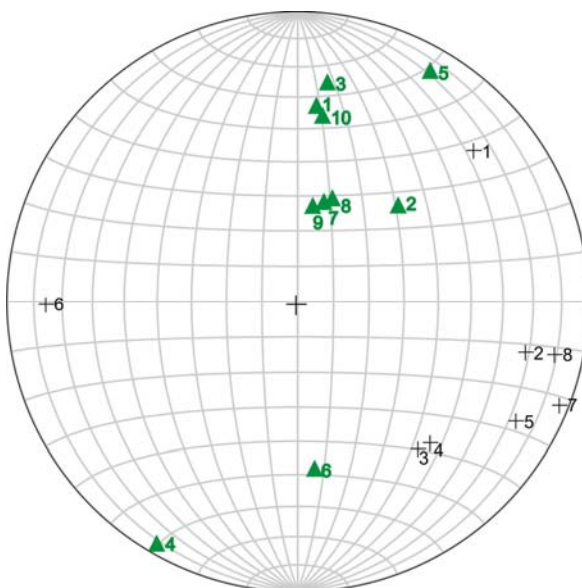


Abb. 37: D₂ Deformation; NNE – SSW streichenden Lineare des Bearbeitungsgebietes (grüne Dreiecke) mit den dazugehörigen Flächenpolen (schwarze Kreuze)) korrelieren mit der D₁ Deformation nach FRITZ & NEUBAUER, 1993

D₂: lokal auftretende LT-Deformation mit ESE-WNW streichenden Linearen (

5. Mineralchemie

5.1. Mylonitischer Gneis

Granate der mylonitischen Gneise wurden von der Probe WB 07/07I mit der Mikrosonde gemessen (Messergebnisse siehe Anhang Tafel V: Mineralchemie). Dabei ergaben sich generell sehr einheitliche Zusammensetzungen. Charakteristisch für die Granate der mylonitischen Gneise ist, dass diese HT homogenisiert wurden und einen randlichen Abfall von X_{Mg} zeigen. Dieser randliche Abfall von X_{Mg} ist ein Abkühlungsphänomen, welches im restlichen Moldanubikum, unabhängig von den verschiedenen Lithologien, häufig beobachtet worden ist. Das BSE Bild (Abb. 38) zeigt deutlich, dass der Randbereich höhere Gehalte an Fe hat. Der restliche Grt ist HT homogenisiert und zeigt einheitliche Werte des X_{Mg} (im Durchschnitt 0,63). Auch Elementverteilungsbilder bestätigen diese Aussage und belegen, dass die randlichen Werte von Mn erhöht und jene von Ca erniedrigt werden. Um einige Granate haben sich Ersetzungssymplektite von Kaolinit + Quarz gebildet. Diese sind durch die Verwitterung der Kalifeldspäte, entstanden und sind sekundär gebildet worden (Abb. 38C). Es soll betont werden, dass die Bildung von Kln in der Matrix ebenfalls häufig beobachtet wurde, und dass diese Bildung auf keinem Fall in Zusammenhang mit dem Zerfall von Grt steht!

Da die Zusammensetzung aller auftretenden Granate sehr ähnlich ist (siehe Anhang Tafel V), wird repräsentativ die Zusammensetzung des Grt 4 (Abb. 39 und Abb. 40) und des Grt 3 (Abb. 41) in der Probe WB 07/07I herangezogen. Die Messprofile sind in Abb. 38A und D in die entsprechenden Grt eingezeichnet. Die Abb. 40 zeigt das Profil CD des Grt 4. Auffällig ist dass dieses Messprofil durchgehend homogenisiert ist, da an beiden Endpunkten des Profils Mesoperthit das Nachbarmineral zu Grt ist. Daher kam es in diesem Bereich zu keinem diffusiven Austausch während der Abkühlphase. Im Vergleich dazu zeigt das Profil AB des Grt 4 (Abb. 39) einen deutlichen Abfall des X_{Mg} zum Rand hin. Ursache dafür ist die Angrenzung an Bt, welcher diffusive Austauschprozesse mit Grt erlaubt.

Generell konnten Mesoperthiteinschlüsse wie in Abb. 38A häufig beobachtet werden.

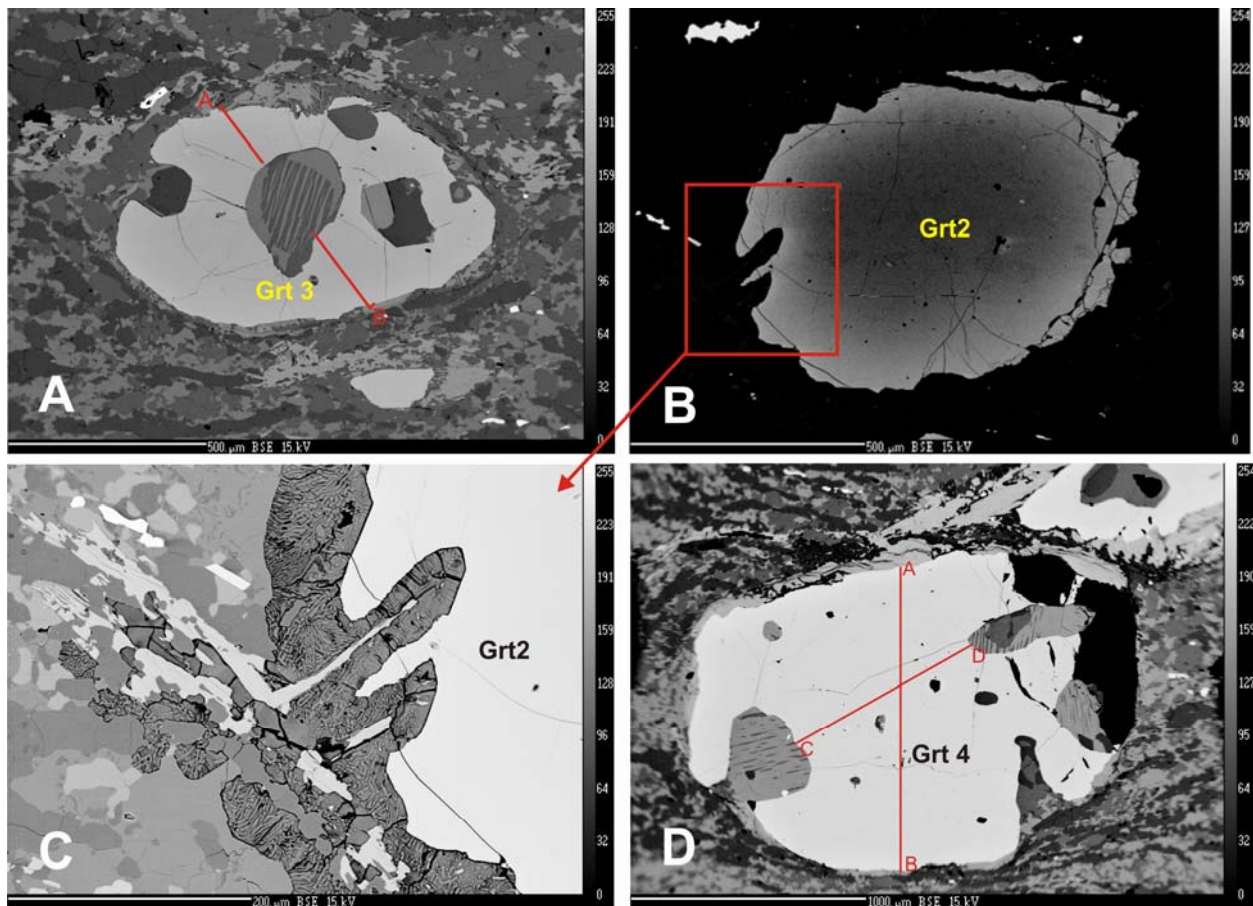


Abb. 38: A BSE Bild des Grt 3 der Probe WB 07/07 I mit Mesoperthit-Einschluss und eingezeichnetem Messprofil. B HT-Homogenisierung des Grt 2 mit randlichem Abfall von X_{Mg} . Der rot markierte Bereich wird vergrößert dargestellt in C. Symplektitbildung um Grt, welcher aus Kaolinit + Qtz besteht. D Grt4 mit eingezeichneten Messprofilen.

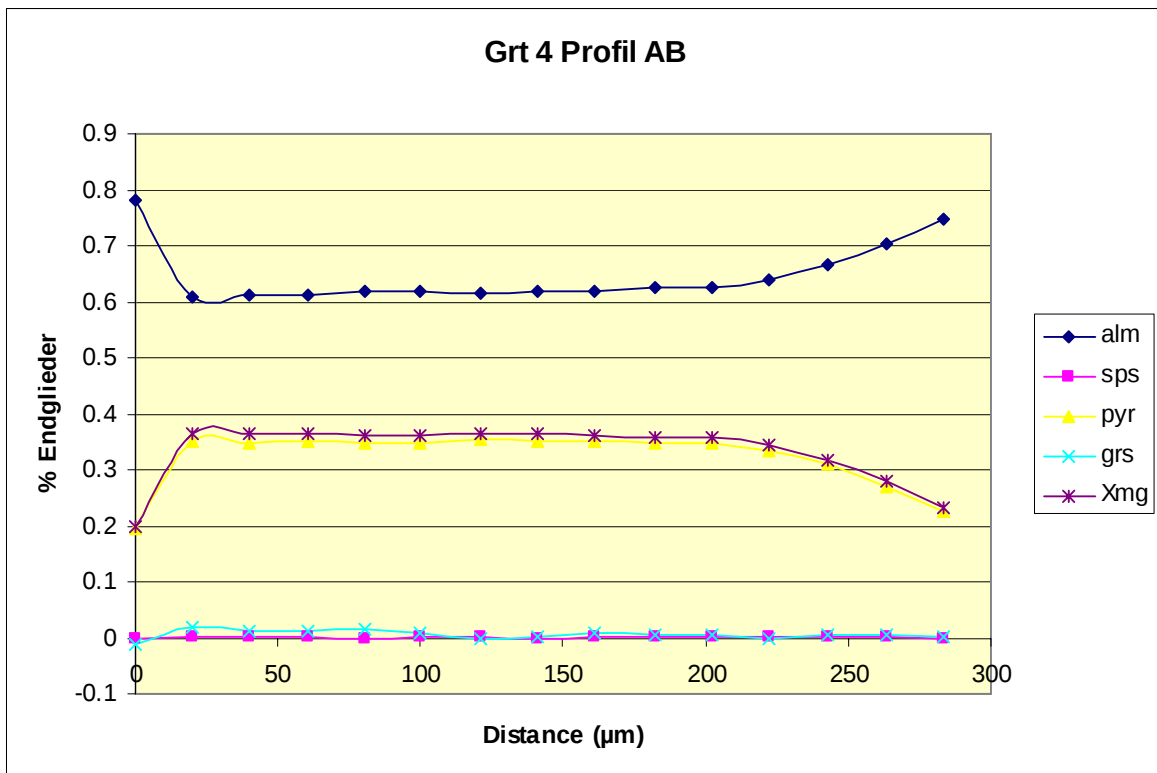


Abb. 39: Mineralzusammensetzung des Profiles AB durch den Grt 4 in der Probe WB 07/07 I.

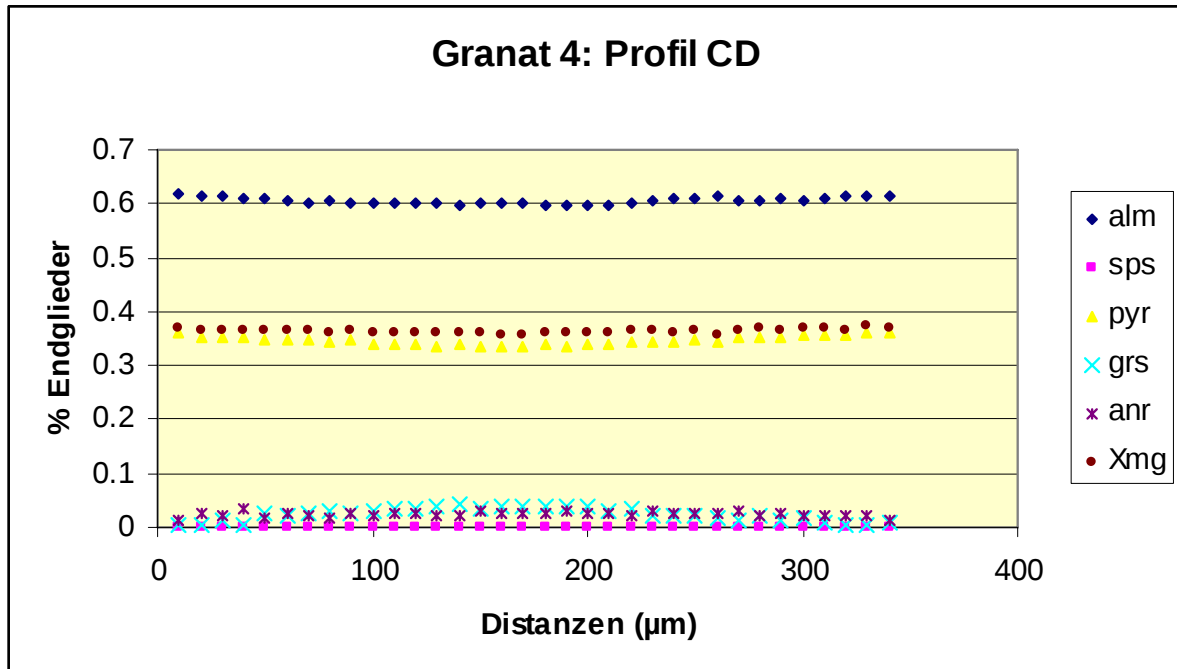


Abb. 40: Komponentenverteilung entlang des Profiles CD durch den Grt 4 in der Probe WB 07/07 I. Das Profil CD liegt im zentralen Teil des Grt und zeigt dadurch keine Abweichungen in der Mineralchemie.

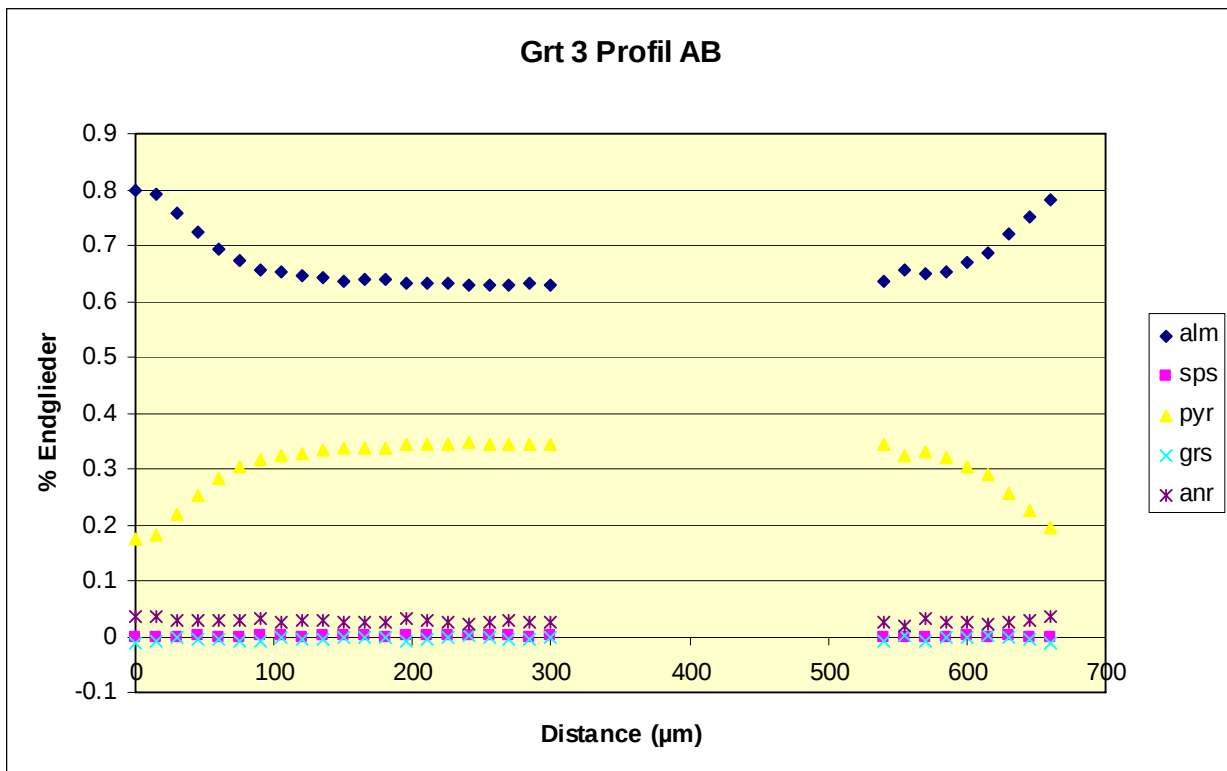


Abb. 41: Mineralzusammensetzung des Profils durch den Grt 3. Die Lücke in der Mitte repräsentiert den Mesoperthiteinschluss.

Die Matrix-Pl der mylonitischen Gneise setzen sich durchschnittlich aus 25 % Anorthit zusammen was den Zusammensetzungen der Einschluss-Pl in Grt sehr ähnlich ist (27% Anorthit). Die durchschnittliche Zusammensetzung der Kalifeldspäte (= Matrix Kfs + Einschluss-Kfs) liegt bei 86 % Orthoklaskomponente. Dabei ist zu beachten, dass die Kfs der Matrix meist Gehalte über 90 % Orthoklas beinhalten (siehe Anhang Tafel V).

Bei den Biotiten konnten die Mikrosondenmessungen die strukturelle Einteilung in 2 Typen bestätigen, da s-parallel eingeregelter Bt₁ erwartungsgemäß die höchsten Ti Werten haben (zwischen 3,8 und 4,2 Oxid%). Einschlussbiotite in Grt zeigen Ti-Gehalte von 1,2 Oxid% und Resorptionsbiotite (Bt₂) max. 0,3 Oxid% (Messdaten siehe Anhang Tafel V: Mineralchemie).

5.2. Metabasit

Der Metabasit vom Profil Willersbach setzt sich aus [Opx] + Cpx + Tr + Cum + Bt + Pl + Kfs + Qtz zusammen. Diese Mineralphasen wurden mittels Mikrosonde auf ihre Mineralchemie untersucht. Messergebnisse siehe Anhang Tafel V.

Von besonderem Interesse sind die Mineralphasen Cum+Tr welche auch im BSE – Bild strukturell als Verwachsung zu erkennen sind. Die Abb. 42A zeigt diese Verwachsungen, wobei in Abb. 42B die Bildung von Bt₃ in Form eines Saumes um Cum+Tr zu sehen ist.

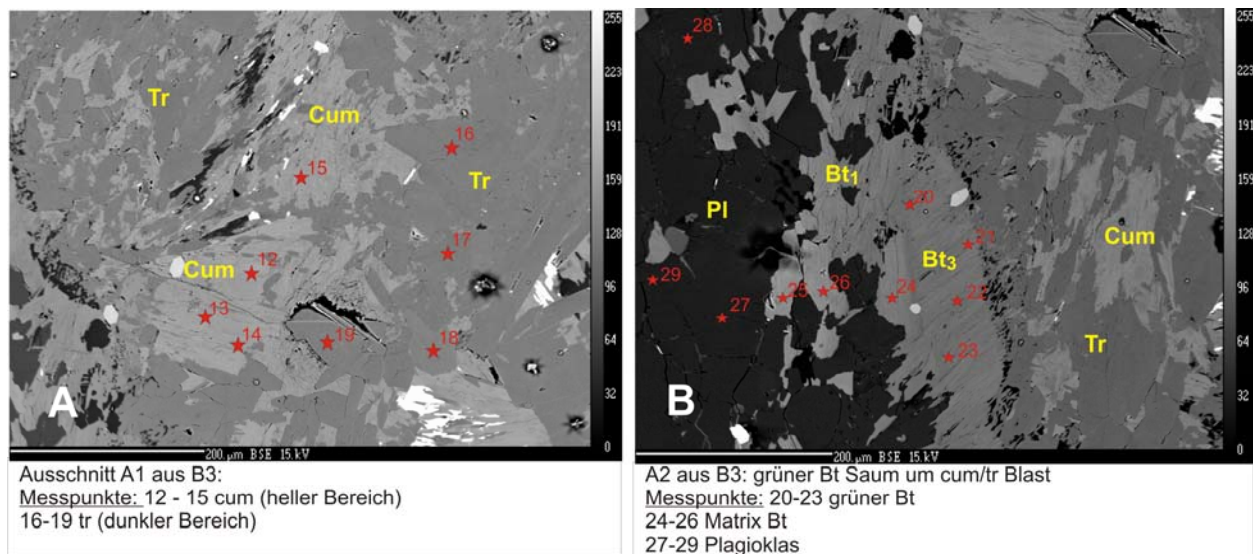


Abb. 42 A BSE – Bild einer Verwachsung von Tr und Cum in Metabasit. Die Messpunkte sind in rot eingezeichnet. B BSE-Bild zeigt dass sich um Tr-Cum-Verwachsung grüner Bt₃ gebildet hat.

Die Mineralchemie der Amphibole wurde in ein Diagramm der Ca – Klintoamphibole und Mg/Fe Klintoamphibole nach Frank S. Spear, 1993 geplottet (Abb. 43).

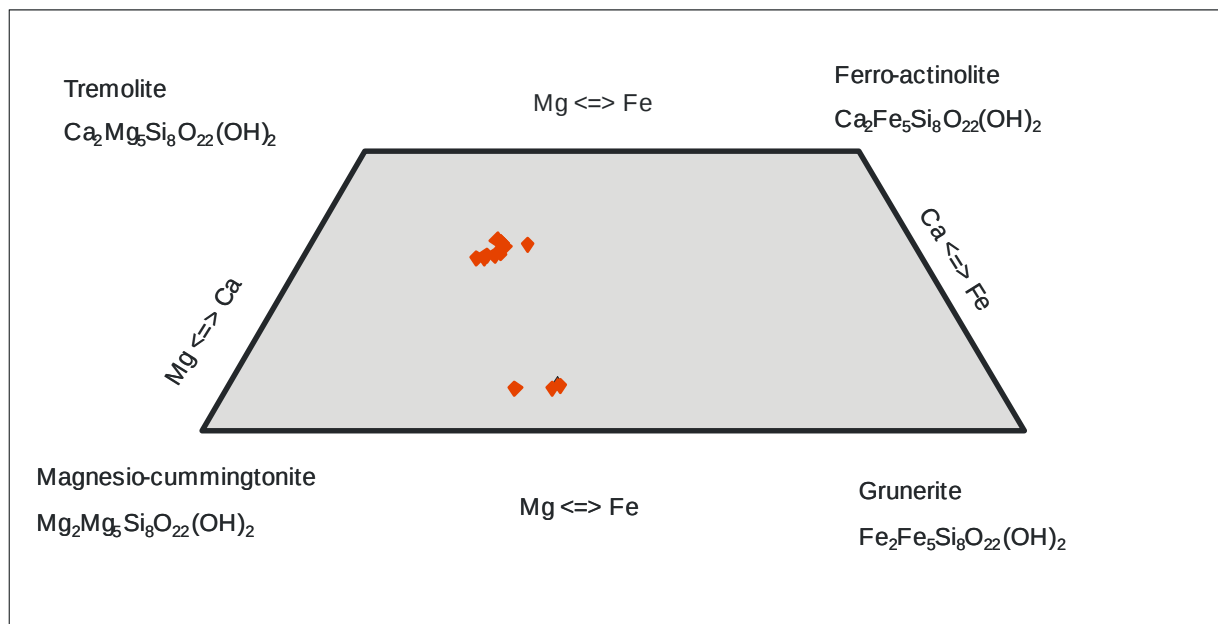


Abb. 43: Gemessene Amphibol-chemie, geplottet im System der Klintoamphibole (nachgezeichnet nach Frank S. Spear, 1993).

Die Cpx der Metabasite enthalten 10% Opx Komponente. Diese Mischungen von Cpx und Opx finden nach Frank S. SPEAR, 1993 bei Bedingungen von ca. 810 °C und 15 kbar statt. Zudem konnte häufig ein randlichenr Zerfall von Cpx in Tr beobachtet werden.

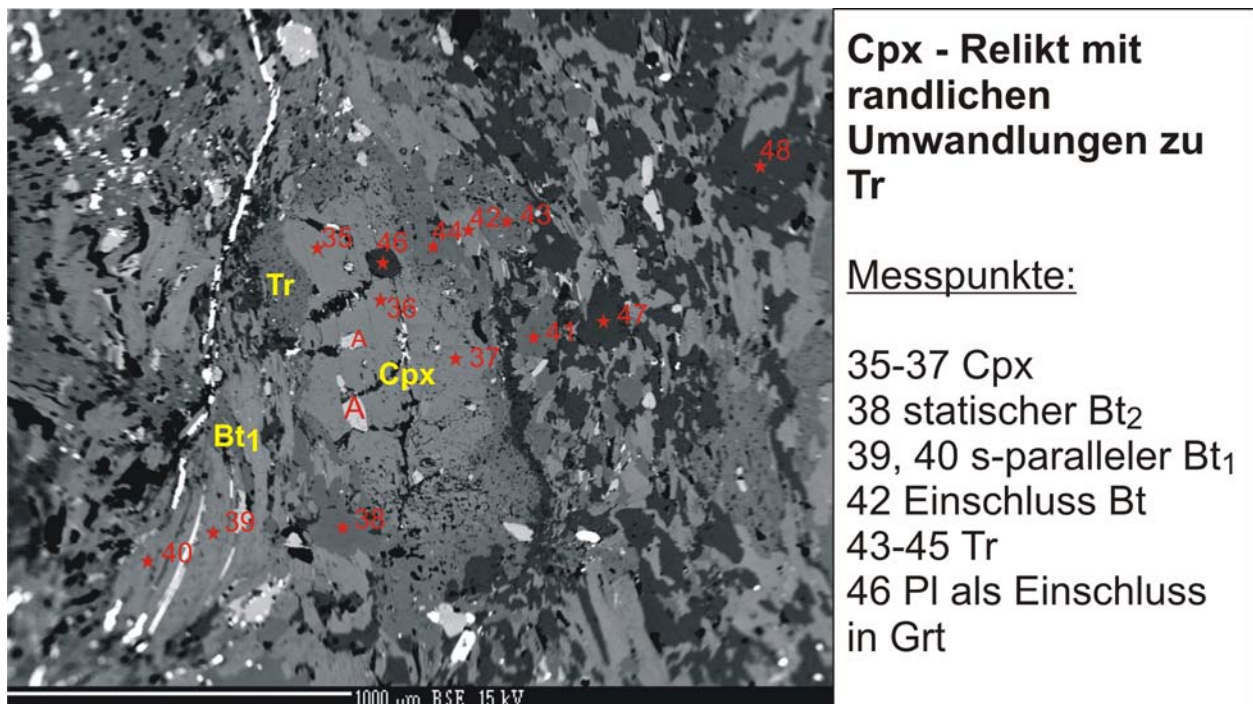


Abb. 44: BSE Bild des Metabasites mit eingezeichneten Messpunkten zeigt im Zentrum Cpx Relikt mit randlichen Umwandlungen zu Tr

Die durchschnittliche Plagioklaszusammensetzung liegt bei 40% An und 60% Ab, wobei keine strukturelle Differenzierung durchgeführt werden konnte. Die Kalifeldspäte setzen sich aus 85-90% Or Komponente und 8-13% Ab Komponente zusammen. Auffällig sind extrem hohe Gehalte an Ba von 1-3%.

5.3. Amphibolit Hb0807

Die prätektonischen Hornblenden (Hbl₁) der Amphibolite zeigen eine deutliche chemische Zonierung. Diese ist durch einen randlichen Anstieg des X_{Mg} und einem deutlichen Abfall des Al IV Einbaus zum Rand hin charakterisiert. Der zentrale innere Bereich der Hbl scheint homogenisiert zu sein. Strukturell kann von einer randlichen Mineralneubildung (Hbl₂) ausgegangen werden, da auch im Dünnschliff, 2 verschiedene Generationen von Hbl unterschieden werden können. (Mineralzusammensetzung der Probe HB 08/07 siehe Anhang Tafel V.) Die Abb. 45A zeigt das BSE Bild des Hornblendekristalls, mit dem eingezeichneten Messprofil AB.

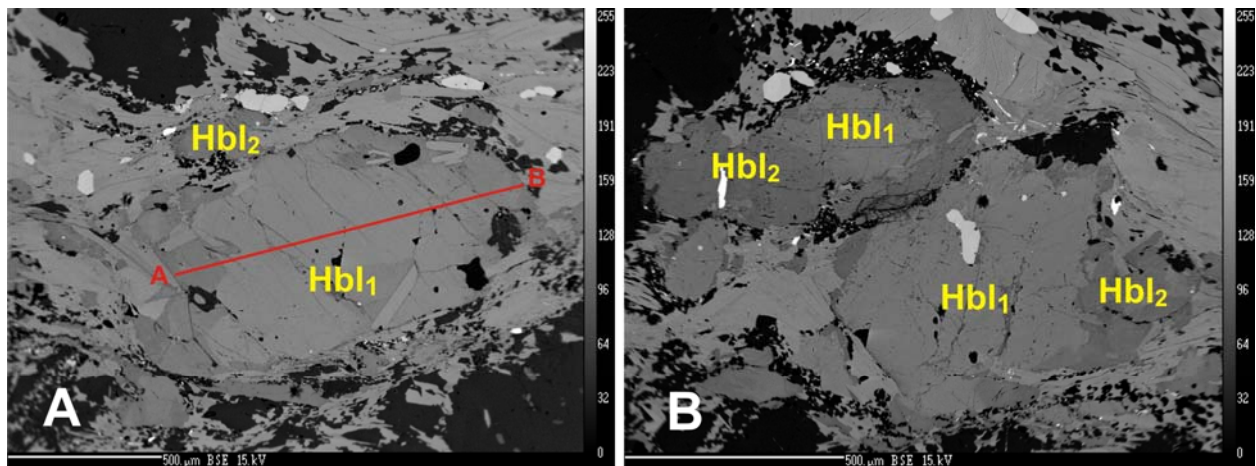


Abb. 45: A BSE Bild des Hbl₁ – Korns mit eingezeichnetem Messprofil. Der randliche Anstieg von X_{Mg} wird als Anwachssaum der Hbl₂ interpretiert. B Variierende Mächtigkeiten der Hbl₂ - Anwachssäume

Die Abb. 46 zeigt die Mineralzusammensetzung des in Abb. 45A dargestellten Profilschnittes durch einen Hbl-Kristall des Amphibolites. Dabei ist deutlich zu erkennen, dass sich die Mineralchemie am Rande des Profils ändert. Dies entspricht der Mineralchemie der Hbl₂.

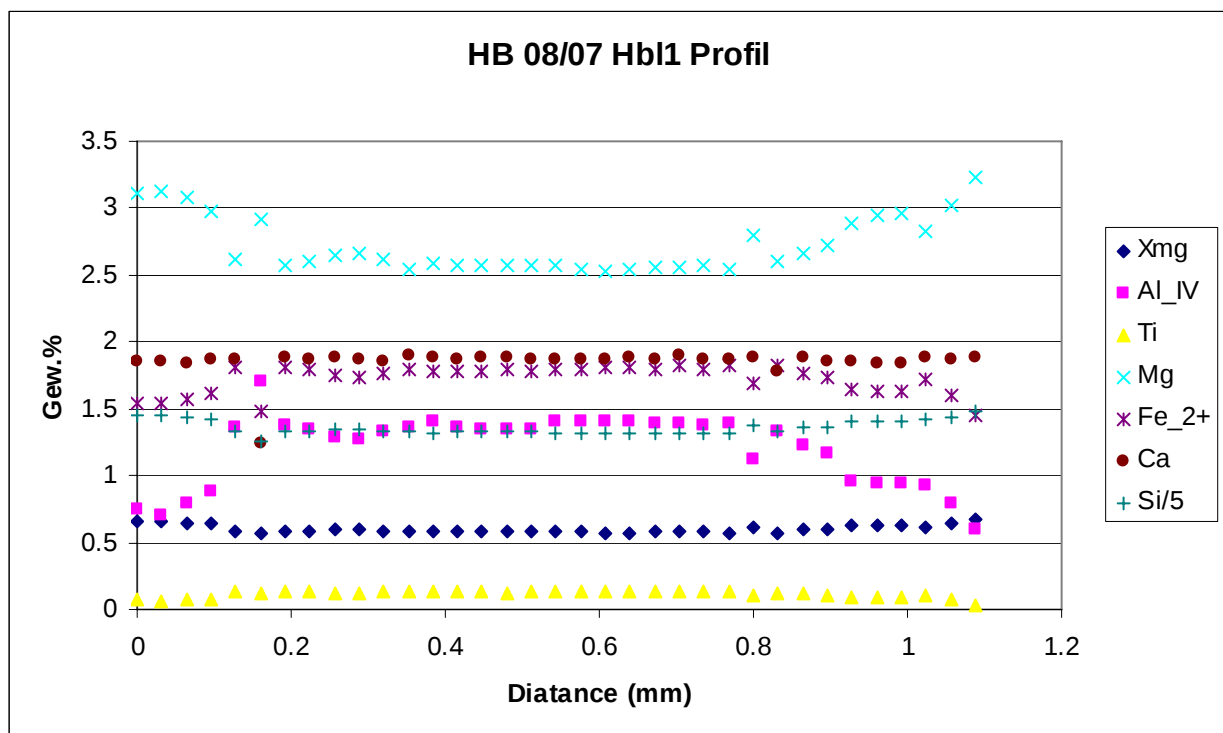


Abb. 46 Mineralzusammensetzung des Profils AB durch den in Abb. 45 dargestellten Hbl - Kristall

Auch die zwei verschiedenen Generationen der Biotite sind mineralchemisch unterscheidbar. Die eingeregelter Bt₁ zeigen Ti – Gehalte von 3,2 – 4,2 Oxid %, und die statisch rekristallisierten Bt₂

zeigen Gehalte von 2,15 – 3,2 Oxid %. Da dieser Unterschied nicht übermäßig groß ist, geht man davon aus, dass die statische Rekristallisation der Bt₂ bei noch relativ hohen Temperaturen stattgefunden hat. Die Summe der Bt zeigt einen X_{Mg} Durchschnitt von 0,567.

5.4. Gföhler Einheit Gneis

Die Probe KG 18/07 wurden repräsentativ für die Gneise der Gföhler Einheit gemessen. Die Granate zeigen ebenfalls eine HT Homogenisierung und einen Abfall von X_{Mg} zum Rand hin (Abb. 47). Die durchschnittlichen Werte von X_{Mg} von Rand- und Kernanalysen sind im Vergleich mit den Grt der Mylonitischen Gneise geringfügig kleiner (durchschnittliches X_{Mg}-Kern: 0.315; X_{Mg}-Rand: 0.626). In Abb. 48 und Abb. 49 ist die Komponentenverteilung von 2 repräsentativen Grt (Abb. 47) der Probe dargestellt.

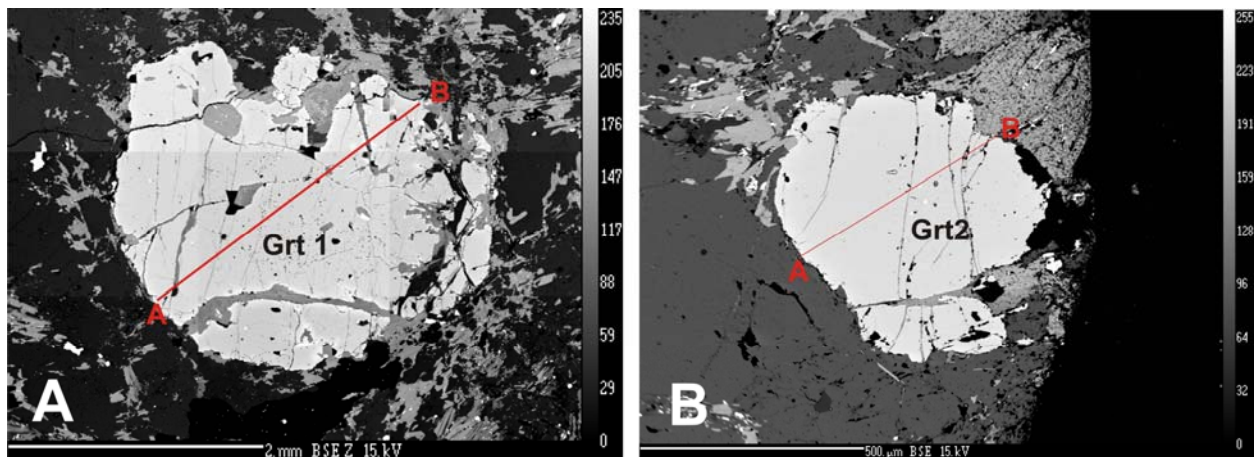


Abb. 47 BSE Bild von HT homogenisierten Grt aus Gneisen der Gföhler Einheit mit randlichem Abfall von X_{Mg}. Die Messprofile wurden mit einer roten Linie markiert, wobei die Messdaten in den folgenden Abbildungen dargestellt sind.

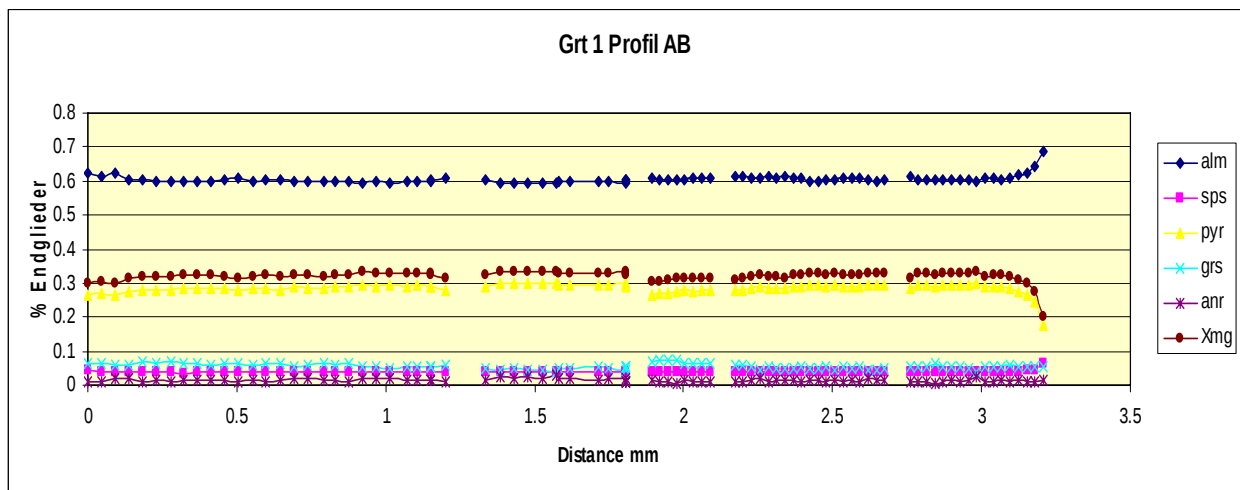


Abb. 48: Komponentenverteilung entlang des Profiles AB durch den Grt 1 in der Probe KG 18/07

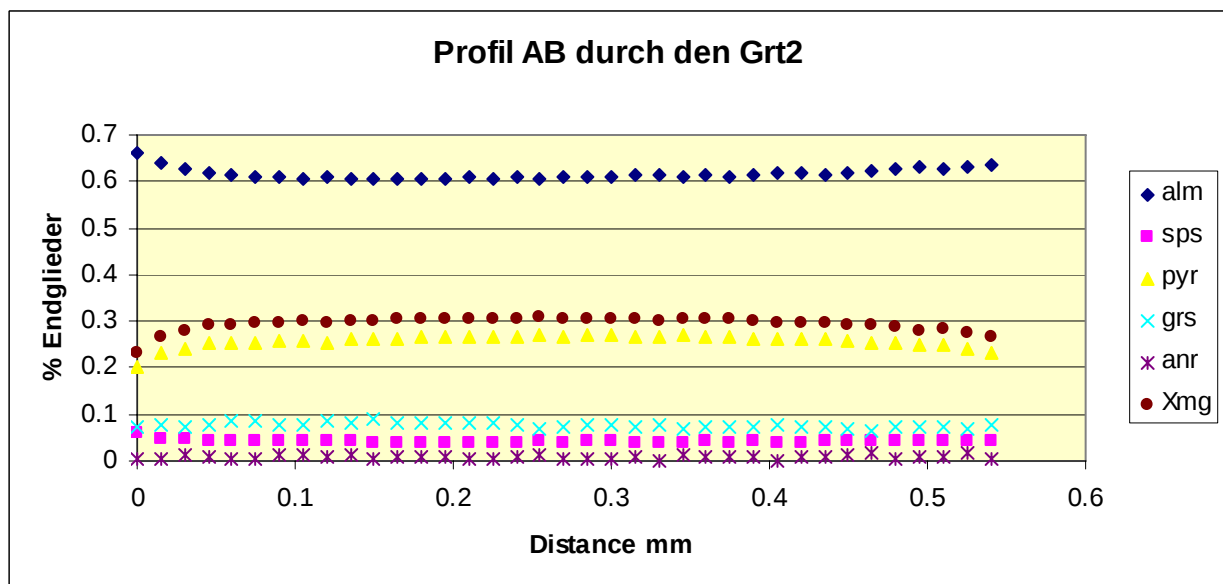


Abb. 49: Komponentenverteilung entlang des Profiles AB durch den Grt 2 in der Probe KG 18/07

Die Matrixbiotite konnten auch mineralchemisch von den Bt₂, die statisch gewachsen sind, differenziert werden. Im Wesentlichen unterscheiden sich diese beiden Generationen im Ti-Gehalt, welcher bei den Bt₁ im Durchschnitt bei 0.215, und bei den Bt₂ bei 0.172 liegt. Zudem wurden Biotite als Einschluss in Pl gemessen, wobei hier ein breites Spektrum an Mineralzusammensetzungen festgestellt wurden (siehe Anhang Tafel V Mineralchemie).

Die Plagioklase setzen sich zu 48 % aus Anorthit und 52 % aus Albit zusammen.

5.5. Cordieritgneis

Die Probe KG 15/07 wurde mineralchemisch untersucht, wobei die Kfs eine Zusammensetzung von 10 % Albit und 90 % Orthoklas zeigen. Die Pl zeigen eine Komponentenverteilung von 76 % Albit und 24 Anorthit. Die Bt konnten ebenfalls mineralchemisch in Bt₁ und Bt₂ differenziert werden. Messdaten siehe Anhang Tafel V Mineralchemie

6. Pauschalchemie

Zur Darstellung der Pauschalchemie wurden die Daten von ICP MS, ICP Aes und RFA verwendet. Die exakten Messergebnisse sind im Anhang Tafel IV dargestellt. Unter Verwendung der Tafel I (Probenliste) geht die Gesteinsbezeichnung der einzelnen Probennummern in Abb. 50, Abb. 51 und Abb. 52 hervor.

Die Abb. 50 zeigt dass, wie erwartet, die Proben im orogenen Environment plotten. Einzige Ausnahme stellt die Probe WB 63/08 (Metabasit) dar, welche generell einen sehr auffälligen Chemismus zeigt (siehe Tafel IV). Vor allem sind die Ba-Gehalte von ca. 2500 ppm hervorzuheben (siehe Anhang Tafel V). Unter der Annahme dass isochemische Metamorphosebedingungen geherrscht haben, wurde diese Probe zur Quantifizierung, gemeinsam mit zwei weiteren basischen Proben der Gföhler Einheit, nach LeBas et al 1986 geplottet (Abb. 51).

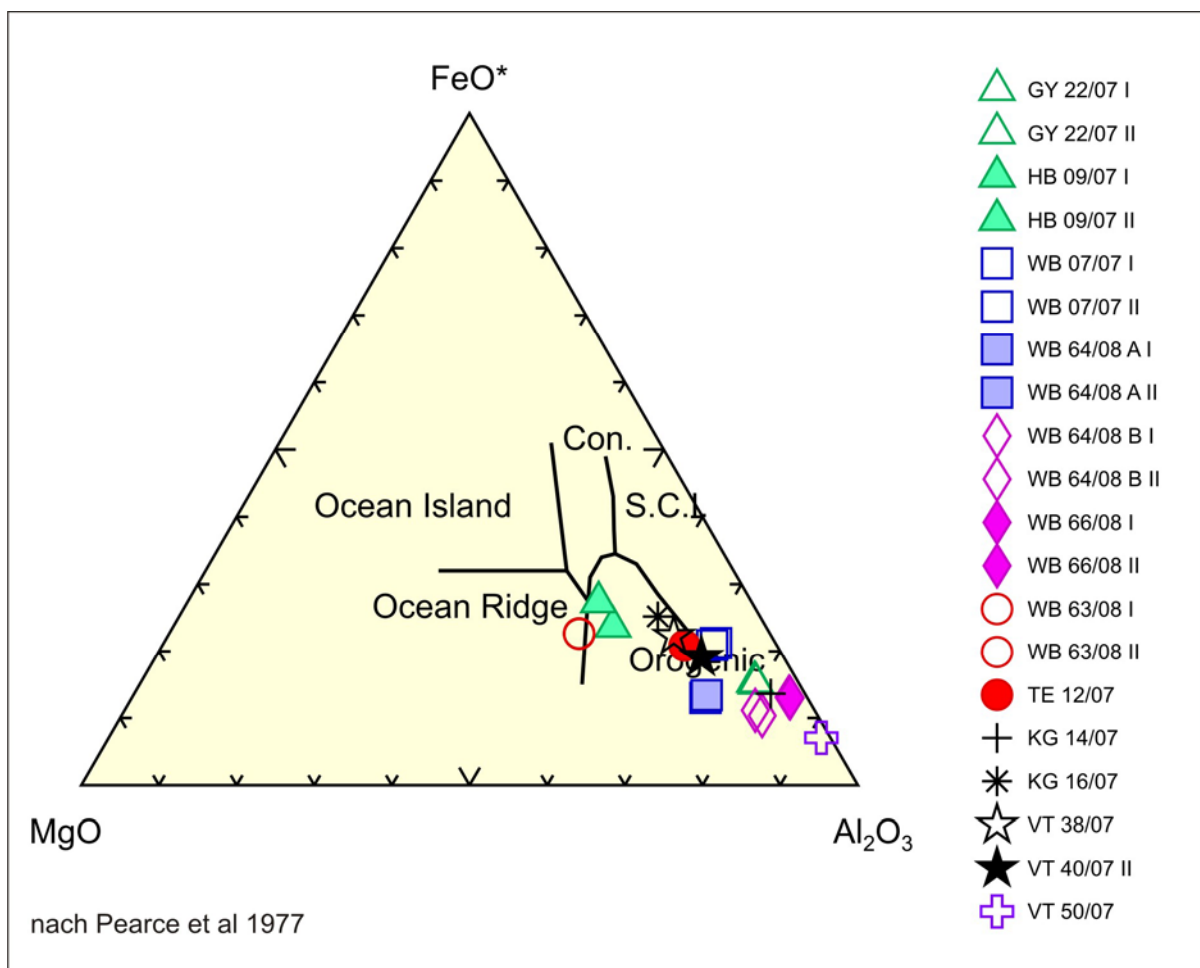


Abb. 50 Darstellung im tektonischen Environment nach Pearce 1977

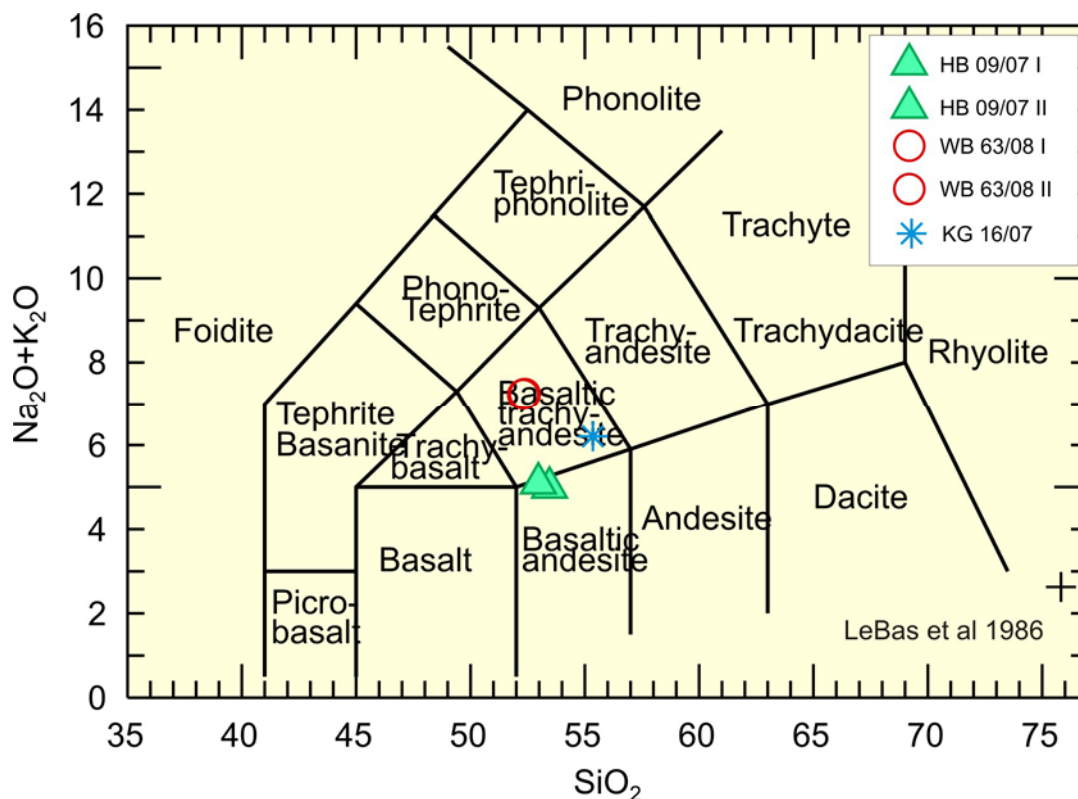


Abb. 51 Darstellung der basischen Gesteine der Gföhler Einheit unter isochemischen Voraussetzungen

Da die mylonitischen Gneise sich nur strukturell von den Gneisen der Gföhler Einheit bzw. der Monotonen Serie Ost unterscheiden, und paragenetisch die gleichen Mineralphasen führen, wurden sie auch chemisch miteinander verglichen. Die Abb. 52 zeigt eine AFM Projektion, wo die ausgewählten Proben miteinander verglichen werden. Die Proben WB 07/07I, GY 22/07 und WB 66/08 repräsentieren die mylonitischen Gneise der Gföhler Einheit. VT 40/07 und VT 50/07 sind Proben aus der Monotonen Serie Ost, und TE 12/07 ein Migmatit der Gföhler Einheit.

Bei der Projektion des AFM Diagrammes ist zu beachten, dass von der Al-Komponente die Na und K – Werte abgezogen wurden, um das Al welches in Orthoklas und Albit steckt bei dieser Projektion nicht zu berücksichtigen. Die Ca-Werte wurden nicht abgezogen, da Ca nicht ausschließlich in Anorthit eingebaut ist, sondern auch in den Grt.

Aus der Abb. 52 geht hervor, dass die mylonitischen Gneise, mit Ausnahme eines geringeren Fe+Mn – Gehaltes, sehr ähnliche chemische Zusammensetzungen wie die Migmatite und die Gneise der Monotonen Serie Ost zeigen. Da diese Gesteine auch im Dünnschliff die gleiche Mineralparagenese aufweisen, kommt es zu der Schlussfolgerung dass Gesteine mit gleicher Mineralparagenese und sehr ähnlichen Pauschalchemismen gleichen Metamorphosebedingungen aus-

gesetzt waren! Das bedeutet in diesem Fall, dass die beprobten Gesteine der Monotonen Serie Ost Metamorphosebedingungen der unteren Granulitfazies erlebt haben müssen.

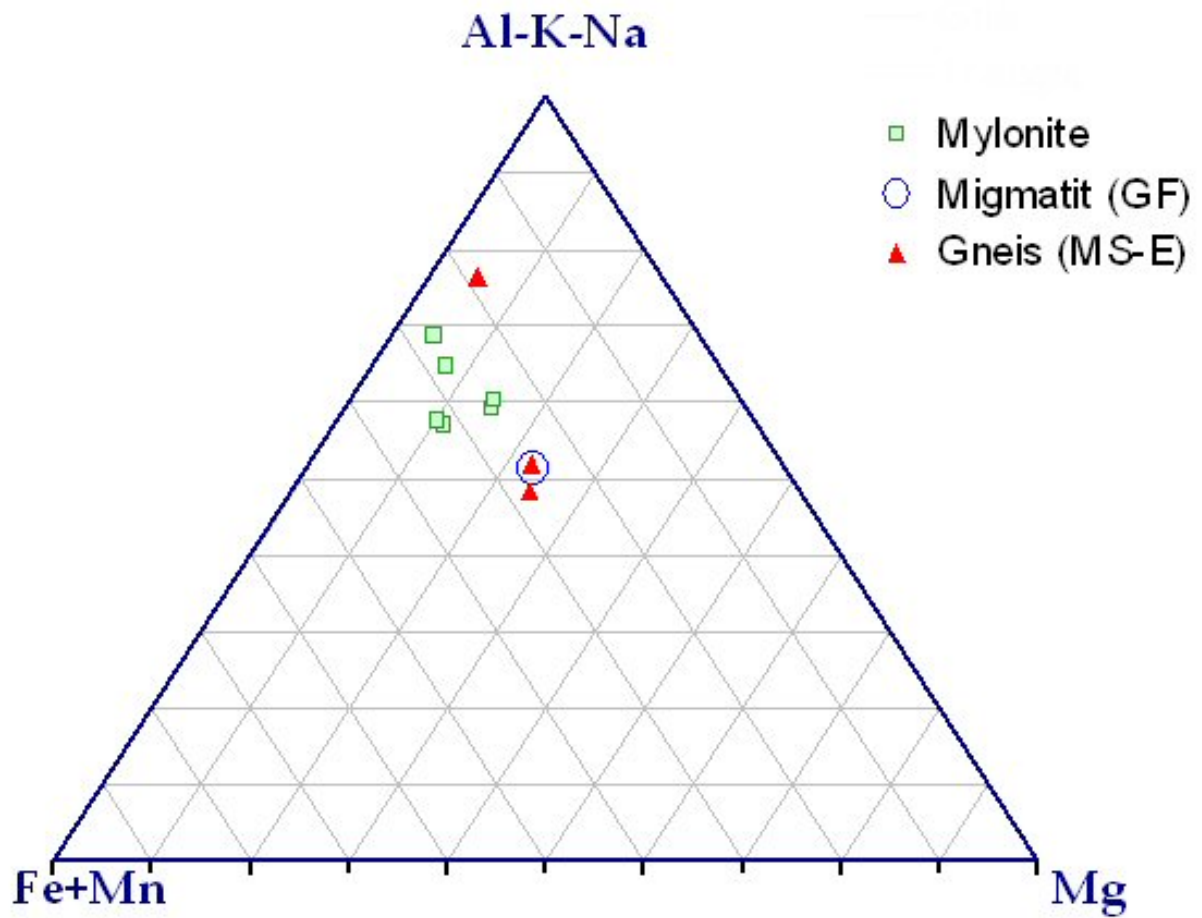


Abb. 52: AFM Projektion der Mylonitischen Gneise, Migmatite und Gneise der Monotonen Serie Ost

7. Zusammenfassung und Diskussion

Das Bearbeitungsgebiet Amstettener Bergland und Strudengau (Kartenblatt 53) beinhaltet 2 Lithologien: Monotone Serie und Gföhler Einheit. Diese wurden strukturell, petrographisch, mineralchemisch und gesamtchemisch untersucht.

Bei der Auswertung der strukturellen Messdaten konnten 3 Deformationsphasen (D_0 , D_1 und D_2) im Bearbeitungsgebiet differenziert werden:

D_0 : Diese Deformationsphase fasst mehrere strukturelle Elemente zusammen (siehe Kapitel 4).

HT-Deformation mit NNW-SSE streichenden Linearen sowie E-W streichender Lagenbau (und Foliation) stellen die ältesten strukturellen Elemente des Bearbeitungsgebietes dar.

D_1 : HT-Deformation mit NNE-SSW streichenden Linearen (und gleich streichender Foliation) sind im gesamten Moldanubikum das vorherrschende Linear.

D_2 : lokal auftretende LT-Deformation mit ESE-WNW streichenden Linearen (

Abb. 35)

Die Monotone Serie westlich der Gföhler Einheit und die Monotone Serie östlich der Gföhler Einheit unterscheiden sich bezüglich der vorhandenen Lineare und bezüglich der Mineralparagenesen. Die Monotone Serie West zeigt für die Monotone Serie typische Gesteine wie Crd – Gneise und Bt – Pl – Kfs Gneise wobei die Monotone Serie Ost im Raum Viehtrift Grt – Bt – Sil – Kfs Gneise führt, welche Relikte von Kyanit beinhalten. Diese Beobachtung spricht dafür dass innerhalb der Monotonen Serie keine einheitlichen Metamorphosebedingungen vorhanden sind! Die Mineralparagenesen der Monotonen Serie West sind im Einklang mit den bisherigen PT Berechnungen von ca. 700 °C und max. 6 kbar, wobei die Mineralparagenesen der Monotonen Serie Ost für wesentlich höhere Drücke stehen. Aus der Bunten Serie sind ähnliche Mineralparagenesen bekannt und wurden auf 750°C und 9 kbar (PETRAKAKIS, 1993) berechnet. Wenn man ähnliche PT Bedingungen für die Gesteine der Monotonen Serie Ost im Raum Viehtrift annimmt, muss innerhalb der Lithologie der Monotonen Serie ein Metamorphosesprung vorhanden sein. Eine andere Möglichkeit der Interpretation wäre eine Einstufung in eine andere tektonische Einheit. Diese Problematik der Monotonen Serie ist bereits bekannt und konnte bisher noch nicht in ein Modell gebracht werden.

Der Rastenberger Granodioritkörper konnte in dieser Arbeit nicht bearbeitet werden, da bei einer Querung durch den kartierten Körper südlich der Donau (bei Willersbach) keine Rastenberger

Granodiorit Probe aufgenommen werden konnte. Anstelle dessen fanden sich bei dieser Querung hochmetamorphe Gesteine welche aber keinen einheitlichen Körper bilden. Dadurch stellte sich die Frage ob tatsächlich in diesem Gebiet Rastenberger Granodiorit vorkommt. Durch Rücksprache mit der Geologischen Bundesanstalt, bei der ich mich an dieser Stelle herzlich bedanken möchte, konnte Einsicht in Dünnschliffe und Handstücke des kartierten Rastenberger Granodiorites (nördlich der Donau) genommen werden. Diese belegen, dass es den Rastenberger Granodiorit auch tatsächlich in dem Bearbeitungsgebiet gibt. Da dieser hauptsächlich in Gängen mit variierender Mächtigkeit auftritt, kann man davon ausgehen, dass die Karte südlich der Donau etwas überzeichnet ist. Für weitere Arbeiten in diesem Gebiet wird es von großem Interesse sein, das neukartierte Rastenberger Granodioritvorkommen geochemisch, mineralchemisch als auch geochronologisch zu untersuchen.

Im Bereich des Profils Willersbach (Bereich des kartierten Rastenberger Granodiorits) wurde ein Metabasit mit Cummingtonit – Tremolit Koexistenz beprobt. Diese Mineralkoexistenz ist aus der Literatur (BUCHER & FREY, 1993) bekannt für HTLP Metamorphosebedingungen bei ca. 680 °C und $P < 6$ kbar. Diese Mineralkoexistenz der Metabasite als auch die zahlreichen Neubildungen von Act in den Amphiboliten der Gföhler Einheit sind posttektonische Entwicklungen. Das Wärmeinput für diese Neubildungen ist nur durch eine großräumige Kontaktmetamorphose zu erklären. Die Intrusion des Rastenberger Granodioritkörpers, als auch die Intrusion des Südböhmischen Plutons kommen hierzu als Wärmequelle in Frage. Zudem ist das Gebiet von einer hohen Fluidaktivität ausgezeichnet, was in den einzelnen Gesteinstypen durch sekundäre Mineralneubildungen (Chloritisierung, Sericitisierung und Neubildung von Hellglimmer) zu erkennen ist. In den Ultramafiten, welche gemeinsam mit den mylonitischen Gneisen vorkommen, kommt es dadurch zur Bildung von Talk, Calcit und Chrysotil.

Die Gneise der Gföhler Einheit zeigen häufig migmatische Aufschmelzungen, welche makroskopisch als auch mikroskopisch zu sehen sind. Ihre Mineralparagenese variiert nur mit schwankenden Aluminiumgehalten. Von der Metamorphose zeigen sie alle gleiche Bedingungen (HTHP Metamorphose).

Die mylonitischen Gneise von Willersbach, Hengstberg und vom Kreuzpunkt Große und Kleine Ysper wurden gesamtchemisch miteinander verglichen. Dabei stellte sich heraus, dass diese mit Ausnahme des Quarzgehaltes und des Fe+Mn – Gehaltes, sehr homogene Zusammensetzungen haben. Die Granate der mylonitischen Gneise (Granulite) von Willersbach wurden mineralchemisch untersucht und zeigen HT Homogenisierung und randlichen Abfall von X_{Mg} . Diese Situa-

tion der Granate ist auch aus dem restlichen Moldanubikum bekannt und ist ein Abkühlungsphänomen.

Zudem wurden die Gesamtgesteinschemismen von den mylonitischen Gneisen mit denen der Monotonen Serie Ost und einem Migmatit der Gföhler Einheit verglichen. Das Ergebnis zeigt dass diese chemisch sehr ähnlich sind (mit Ausnahme geringfügiger Unterschiede in Fe+Mn) und auch paragenetisch die gleichen Mineralphasen führen. Dies bedeutet, dass diese Gesteine zwar unterschiedlich bezüglich ihrer strukturellen Ausprägung sind, aber aufgrund ihrer paragenetischen und chemischen Ähnlichkeit gleiche Metamorphosebedingungen wie die mylonitischen Gneise erfahren haben (granulitfaziell!).

Conclusions

Im Bearbeitungsgebiet wurden zwei vorherrschende Lineare festgestellt: ein NNO-SSW streichendes Linear, welches an den mylonitischen Gneisen und an den Ultramafititen festgestellt wurde (Ränder der Gföhler Einheit), und ein NNW-SSO streichendes Linear, welches in der gesamten Gföhler Einheit (außer Rand) und in der Monotonen Serie West vorherrschend war.

Petrographische und mineralchemische Untersuchungen an Granaten der mylonitischen Gneise ergaben, dass diese eine HT Homogenisierung mit randlichen Abkühlungserscheinungen (Abfall X_{Mg}) zeigen. Die gleiche HT Homogenisierung wurde an Grt-Amphiboliten und Gneisen der Gföhler Einheit beobachtet. Die Ultramafitite der Gföhler Einheit zeigen eine metamorphe Paragenese von: Ol + Tr + Ag. Außerdem konnten Neubildungen von Talk + Calcit + Chrysotil festgestellt werden. Amphibolite und Grt-Amphibolite zeigen Neubildungen von Ca-Klinoamphibolen, welche entweder retrograd oder kontaktmetamorph gebildet werden können. Da die Amphibolite des restlichen Moldanubikums diese Bildungen nicht zeigen, kann auf eine rasche Exhumation geschlossen werden, wo die retrograden Bildungen wegfallen. Im Bearbeitungsgebiet kann daher auf eine thermische Überprägung geschlossen werden, wobei die Ursache in der Intrusion der Südböhmischen Plutone bzw. des Rastenberger Granodiorites zu sehen ist.

Die Monotone Serie wird im Bearbeitungsgebiet in Monoton West (Monotone Serie westlich der Gföhler Einheit) und Monoton Ost (Monotone Serie östlich der Gföhler Einheit) unterteilt. Diese Unterteilung beruht auf unterschiedlichen strukturellen als auch unterschiedlichen petrographischen (heterogener Metamorphosegrad) Begebenheiten. Die Monotone Serie West zeigt Paragenesen von Kfs + Pl + Qtz + Bt + Msc. Im Gegensatz dazu findet man in der Monotonen Serie Ost Paragenesen von: Grt + Ky + Sil + Bt + Kfs + Pl + Qtz.

Literaturverzeichnis

- AMPFERER O. (1930): Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes, Jb. Geol. B.-A., 80, 45-86
- BUCHER K., FREY M. (1993): Petrogenesis of Metamorphic Rocks; Springer Verlag
- BREITER K. & KOLLER F. (1999): Two-mica granites in the central part of the South Bohemian Pluton, Abh.Geol.B.-A., Band 56/1, S.201-212
- BREITER K. & SCHARBERT S. (1995): The Homolka Magmatic Centre – an Example of Late Variscan Ore Bearing Magmatism in the Southbohemian Batholith (Southern Bohemia, Northern Austria), Jb. Geol.B.-A., Band 138, Heft 1, S.9-25
- CARSWELL D.A. & O'BRIEN P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulite examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria, J. Petrol., 34, 427-459, London
- DALLMEYER R.D., FRANKE W., WEBER K. (1994): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, Springer Verlag
- EXNER C. (1969): Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse), Mitt.Geol.Ges.Wien, 61, 9-39
- FINGER F. & STEYRER H.P. (1995): A Tectonic Model for the Eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the South-Eastern Bohemian Massif. – Geologica Carpathica, 46, Bratislava
- FINGER F., GERDE A., JANO V., REN M., RIGLER G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo–Moldanubian tectonometamorphic phases, Journal of Geosciences, 52 (2007), 9–28
- FRITZ H., NEUBAUER F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the southeastern Bohemian Massif; Geol. Rundsch. (1993) 82: 556-565
- FRITZ H., DALLMEYER R.D. & NEUBAUER F. (1996): Thick skinned versus thin skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (the SE Bohemian Massif, Czech Republic – Austria). – Tectonics, 15/6, 1389-1413, Washington D.C.

- FUCHS G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse, Jb. Geol. B.-A., 129/1, 41-49
- FUCHS G. (1991): Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch, Jb. Geol. B.-A. Band 134, Heft 4, S. 701-710
- FUCHS G. (2005): Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich)
- FUCHS G. (2005): Blatt 53, Amstettener Bergland und Strudengau, der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50 000 – Geol. B.-A., Wien 2005
- KLÖTZLI U. & PARRISH R.R. (1996): Zirkon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite, South Bohemian Massif, Austria, Min. Petr., 58, 197-214
- KLÖTZLI U., FRANK W., SCHABERT S. & THÖNI M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data – A Review, Jb. Geol. B.-A., Band 141, Heft 4, S.377-394
- KOLLER F. (1990): Gabbro- und Dioritintrusionen im österreichischen Anteil des Moldanubikums, Mitt. Österr. Mineralog. Ges., 135, 42-43, Wien
- KOLLER F. (1994): The South Bohemian Pluton – A complex batholith with a multiple intrusion history, Mitt. Österr. Min. Ges., 139, 71-73, Wien
- LINNER M. (1992): Diplomarbeit: Metamorphose der Paragneise in der Monotonen Serie (SE Moldanubikum)
- LINNER M. (1996): Metamorphism and partial melting of the paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria), Min.Petr.,58, 215-234
- MATTE Ph., MALUSKI H., RAJLICH P. & FRANKE W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. – Tectonophysics, 177, 151-170, Amsterdam
- MATTHES S. (2000): Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, 6. Auflage, Springer Verlag
- MATURA A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27
- MATURA A. (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs, Jb.Geol.B.-A., 143/2, 221-225, Wien.

- PASSCHIER C.W, TROUW R.A.J. (2005): Microtectonics, Springer Verlag Berlin
- PETRAKAKIS K. (1986): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich, T.M.P.M.,35,243-259
- PETRAKAKIS K. & RICHTER W. (1991): Gföhler Gneise und Granulite der südlichen Böhmischen Masse: eine paragenetische und texturale Übersicht. Österr. Beitr. Meteor. Geophys., 3, 121-136, Wien
- PETRAKAKIS K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis, Journal of Metamorphic Geology. 15, 203-222, Oxford.
- PETRAKAKIS K. (1998): Metamorphic constrains for a promising tectonic subdivision of Moldanubia. Acta Univ. Carolinae-Geologica, 42/2, 18-19, Praha.
- REITER E. Bibliographie zum kristallinen Grundgebirge und dessen jüngere Überdeckungen Oberösterreichs (1991-2000), Beitr. Naturk. Oberösterreichs, 12, 467-473
- SCHARBERT H.G. (1964): Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Waldviertels. II. Teil. – N. Jb. Min. Abh., 101/1, 27-66, Stuttgart.
- SPEAR Frank S. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths; Mineralogical Society of America
- WESSELY G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich; Geologische Bundesanstalt
- YARDLEY B. (1997): Einführung in die Petrologie metamorpher Gesteine, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart

Anhang:

Tafel I: Probenliste mit Probenahmepunkten (UTM)

Tafel II: Mineralparagenesen der Proben

Tafel III: Strukturelle Messdaten

Tafel IV: Gesamtgesteinschemismus

Tafel V: Mineralchemie

Tafel I: Probenliste mit Probenahmepunkten (UTM)					
Probebezeichnung	Gesteinsbezeichnung	Orientierung	Linarar	E UTM	N UTM
WB 01/07	Mylonitischer Gneis	Lesestein		498340	5336412
WB 02/07	Mylonitischer Gneis	Lesestein		498340	5336412
WB 03/07	Paragneis	Lesestein		498340	5336412
WB 04/07	Paragneis	190/048, S (080/77)		498340	5336412
WB 05/07	Mylonitischer Gneis	S (248/84)	155/060	498416	5337048
WB 06/07	Mylonitischer Gneis	144/34		498468	5337619
WB 07/07	Mylonitischer Gneis	045/87	030/08	498468	5337619
HB 08/07	Amphibolit	S (091/65)	154/44	500334	5337449
HB 09/07	Amphibolit	076/88	178/80	500456	5337394
TE 10/07	Migmatit + Grt	250/55	L1(159/20)	500698	5337418
TE 11/07	Migmatit + Grt	S (078/51)	152/24	501501	5337542
TE 12/07	Migmatit + Grt	S (078/51)	152/25	501501	5337542
TE 13/07	Migmatit + Grt	188/85		501501	5337542
KG 14/07	Mylonitischer Gneis	S (090/75)	174/42	498532	5338385
KG 15/07	Crđ - Gneis	276/85	174/43	498483	5338400
KG 16/07	Metabasit	155/24		499383	5337168
KG 17/07	Paragneis	164/68		499383	5337168
KG 18/07	Paragneis	ohne Orientierung		499383	5337168
KG 19/07	Metabasit	Lesestein		499383	5337168
GY 20/07	Mylonitischer Gneis	Lesestein		501890	5340670
GY 21/07	Mylonitischer Gneis	283/85	015/60	501890	5340670
GY 22/07	Mylonitischer Gneis	283/86	018/59	501890	5340670
GY 23/07	metam. Ultramafit	S (292/70)	006/32	502049	5340682
GY 24/07	Grt führender Metabasit	S (282/70)u		502049	5340682
GY 25/07	metam. Ultramafit	S (140/055)	226/050	501896	5340543
GY 26/07	metam. Ultramafit	102/076 unten		501890	5340540
GY 27/07	metam. Ultramafit	002/075		501890	5340540
GY 28/07	Gneis	355/070		501861	5340552
KY 29/07	metam. Ultramafit	114/095	210/005	501832	5340580
KY 30/07	Paragneis	S (243/018)		501205	5340954
DM 31/07	Monotoner Gneis	321/085		499447	5342797
DM 32/07	Monotoner Gneis	312/075		499447	5342797
DM 33/07	Monotoner Gneis	S (294/058)		499464	5342809
DM 34/07	mag. Gang	026/074		499517	5343081
DM 35/07	mag. Gang	038/068		499534	5343112
ÖM 36/07	Bi-Kfs-Plag Gneis	Lesestein		499616	5343596
ÖM 37/07	Granit	Lesestein		499359	5345137
VT 38/07	Paragneis	s (180/65)		504148	5339183
VT 39/07	Paragneis	s (193/67)		504103	5339143
VT 40/07	Paragneis	S (206/55)		504103	5339143
VT 40/07 II	Paragneis	ohne Orient		504103	5339143
VT 41/07	Paragneis	O (180/07)		504103	5339143
VT 42/07	Ultramylonit	K (284/85)	L (244/10)	504329	5338291
VT 43/07	Ultramylonit	S (030/40)		504329	5338291
VT 44/07	Ultramylonit	S (030/40)	L (124/10)	504329	5338291
VT 45/07	Ultramylonit	S (040/25)		504329	5338291
VT 46/07	Paragneis	K (308/58)		504329	5338291
VT 47/07	mag. Gang			504329	5338291
VT 48/07	Gang	O (200/60)		504329	5338291
VT 49/07	Kontakt	ohne Orient		504329	5338291
VT 50/07	Gneis	O (218/60)		504177	5339541
VT 51/07	Gneis	S=K (175/62)	L 205	504177	5339541
W 52/07	Gneis	S (056/039)	L (338/05)	501695	5338224
GY 53/07	Granit	ohne Orient		500875	5339475
GY 54/07	Amphibolit	S(50/60)		500875	5339475
GY 55/07	Gneis	K 242/75	L (152/35)	501414	5339611
KY 56/07	Gneis	S (088/35)	K (307/75)	499571	5341386
KY 57/07	Gneis	S (060/33)	L (138/10)	499571	5341386
KY 58/07	Granit	Lesestein			
HB 59/08	Gneis	S (066/52)		500548	5337299
HB 60/08	Leukosom	ohne Orient.		500459	5337318
HB 61/08	Migmatit + Grt	Lesestein		500389	5337192
HB 62/08	Migmatit	Lesestein		500384	5337262
WB63/08	Metabasit		L (352/10)	498655	5337905
WB 64/08B	Gneis	003/62	L (171/07)	498719	5337894
WB64/08A	Gneis	ohne Orientierung		498719	5337894
WB 65/08A	Gneis	(059/44)		498835	5337868
WB66/08	Mylonitischer Gneis	s (089/42)	L 162/21	499160	5337630
WB67/08	Grt - Amphibolit	347/90	L (194/35)	499600	5337630
WB 68/08	Amphibolit	n.o		500374	5337596
WB 69/08	Mylonitischer Gneis	s (066/65)	L (160/05)	498680	5337967

Tafel II: Mineralparagenesen der Proben			
Probebezeichnung	Gesteinsart	Paragenesemineralien ([...]=reliktisch, {...}= Neubildung)	Akzessorien
WB 01/07	Mylonitischer Gneis	Sil + Bt + Qtz + K-Fsp + [Ky] + [Grt]	Ilmenit, Rutil
WB 02/07	Mylonitischer Gneis	Bt + Plag + Qtz + K-Fsp + Musc + [Grt]	Erze
WB 03/07	Paragneis	Bt + Plag + Qtz + K-Fsp + Musc + [Grt]	Ilmenit, Rutil
WB 04/07	Paragneis	Plag + K-Fsp + Qtz + Chl + Musc	Erze, Graphit
WB 05/07	Mylonitischer Gneis	Bt + Plag + Qtz + K-Fsp + Sil + Musc	Zirkon, Ilmenit
WB 06/07	Mylonitischer Gneis	Grt + Qtz + Bt + K-Fsp + Plag + [Ky]	Ilmenit
WB 07/07	Mylonitischer Gneis	Sil + Qtz + K-Fsp + Bt + [Grt] + {Musc}	Ilmenit, Rutil Apatit, Zirkon
HB 08/07	Amphibolit	Qtz + Bt + Amph + Plag + K-Fsp	Zirkon, Ilmenit, Apatit
HB 09/07	Amphibolit	Qtz + Bt + Amph + Plag + K-Fsp	Zirkon, Ilmenit, Apatit
TE 10/07	Migmatit + Grt	Grt + Qtz + Bt + Plag + K - Fsp + Sil + Fibrolith + Musc	Zirkon
TE 11/07	Migmatit + Grt	Grt + Bt + Plag + K - Fsp + Qtz	Zirkon
TE 12/07	Migmatit + Grt	Qtz + Plag + [Grt] + Sil + Fibr + Bt + Chl + Musc + K-Fsp	Zirkon
TE 13/07	Migmatit + Grt	Qtz + Plag + [Grt] + Bt + {Chl} + K-Fsp	Ilmenit, Sagenit
KG 14/07	Mylonitischer Gneis	Bt + Grt + Qtz + Kfs + Sil + {Hellglimmer}	Zirkon, Ilmenit
KG 15/07	Crđ-Gneis	[Crđ] + Plag + K-Fsp + Qtz + Bt + Sil+ Hellglimmer	Ilmenit
KG 16/07	Metabasis	Bt + Plag + Kfs + {Chl} + [Grt] + Qtz + Amph	Erze
KG 17/07	Paragneis	Kfs + Bt + Chl + Plag + Qtz + Grt	Erze, Ilmenit
KG 18/07	Paragneis	Grt + Bt + Qtz + Plag + Kfs + {Hellglimmer}	Ilmenit
KG 19/07	Metabasis	Grt + Kfs + Plag + [Opx] + Cpx + Qtz + Hbl + Tr	Ilmenit, Erze, Rutil
GY 20/07	Mylonitischer Gneis	Qtz + Plag + Grt + Bt + Sil + Ky + Sil + {Hellglimmer}	Zirkon
GY 21/07	Mylonitischer Gneis	Qtz + Plag + Grt + Bt + Sil + Ky + Sil + {Hellglimmer}	Zirkon
GY 22/07	Mylonitischer Gneis	Qtz + Plag + Grt + Bt + Sil + Ky + Sil + {Hellglimmer}	Zirkon
GY 23/07	metam. Ultramafit	Opx + Ol + Serp + {Talk} + {Calcit} + {Tr}	Pikotit
GY 24/07	Grt führender Metabasis	Plag + Opx + Cpx + Grt + Ol + Amph	Erze, Apatit
GY 25/07	metam. Ultramafit	Opx + Ol + Serp + {Talk} + {Calcit} + {Tr}	Pikotit, Apatit, Magnetit
GY 26/07	metam. Ultramafit	Opx + Ol + Serp + {Talk} + {Calcit} + {Tr}	Pikotit, Apatit, Magnetit
GY 27/07	metam. Ultramafit	Opx + Ol + Serp + {Talk} + {Calcit} + {Tr}	Pikotit, Apatit, Magnetit
GY 28/07	Gneis	Bt + Plag + Kfs + Qtz + {Hellglimmer}	
KY 29/07	metam. Ultramafit	Opx + Ol + Serp + {Talk} + {Calcit} + {Tr}	Pikotit, Apatit, Magnetit
KY 30/07	Paragneis	Bt + Kfs + Plag + Qtz + Grt + Chl	Erze
DM 31/07	Monotoner Gneis	{Chl} + Plag + Qtz + Kfs + {Sericit} + Hellglimmer	Sagenit, Ti - Erze
DM 32/07	Monotoner Gneis	Plag + Kfs + Qtz + {Sericit} + {Chlorit}	
DM 33/07	Monotoner Gneis	Bt + Hellglimmer + Qtz + Plag + Kfs + {Sericit} + {Chl}	Ilmenit
DM 34/07	magmatischer Gang	Bt + Hellglimmer + Kfs + Plag + Qtz	Monazit
DM 35/07	magmatischer Gang	Kfs + Plag + Hellglimmer + {Chl} + Piemontit	
ÖM 36/07	Bi-Kfs-Plag Gneis	{Chl}+ {Sericit} + Bt + Hellglimmer + Kfs + Qtz	Rutil
ÖM 37/07	Granit	Plag + Qtz + Bt + Kfs + Hellglimmer	Erze
VT 38/07	Paragneis	Bt + Qtz + [Grt] + Sil + Kfs + Plag + [Ky]	Erze
VT 39/07	Paragneis	[Grt] + Bt+ Chl + Qtz + Sil + {Hellglimmer} + Kfs + Plag	Ilmenit
VT 40/07 I	Paragneis	Bt + Sil + {Chl} + [Grt] + Kfs + Qtz + [Ky]	Erze, Sagenit
VT 40/07 II	Paragneis	Bt + Sil + {Chl} + [Grt] + Kfs + Qtz + [Ky]	Ilmenit, Sagenit
VT 41/07	Paragneis	Plag + Kfs + Qtz + Bt + [Grt] + Graphit + {Chl}	Erze
VT 42/07	Ultramylonit	Plag + Kfs + {Hellglimmer} + Bt + Qtz	Erze
VT 43/07	Ultramylonit	Bt + Plag + Qtz + Kfs + Hellglimmer + Sil	Erze
VT 44/07	Ultramylonit	Bt + Plag + Kfs + Hellglimmer + Qtz + Sil	Erze
VT 45/07	Ultramylonit	Bt + Kfs + Hellglimmer + Qtz + Plag	Erze
VT 46/07	Paragneis	Bt + Plag + Qtz + Kfs + Graphit + {Hellglimmer} + [Grt]	Erze
VT 47/07	magmatischer Gang	Hbl + Plag + Kfs + Qtz + Bt + {Chl}	Zirkon
VT 48/07	Paragneis neben Gang	Bt + [Grt] + Plag + Qtz + Kfs + Sil + {Chl} + {Hellglimmer}	Ilmenit, Rutil
VT 49/07	Kontakt	Parag Gang: Hellglimmer + Plag + Kfs + Qtz + Hbl	
		Parag Gneis: Plag + Kfs + Bt + [Grt] + {Chl} + Qtz	Ilmenit
VT 50/07	Gneis	Bt + Sil + [Grt] + Kfs + {Chl} + Qtz + [Ky]	Erze
VT 51/07 I	Gneis	[Grt] + {Chl} + [Sil] + {Hellglimmer} + Qtz + Plag + Kfs	Erze
VT 51/07 II	Gneis	Kfs + Hellglimmer + Plag + Qtz + {Chl}	Erze
W 52/07	Mylonitischer Gneis	Grt + Sil + Qtz + Kfs + Bt + {Chl}	Erze
GY 53/07	Gneis	Bt + Sil + {Chl} + Grt + Kfs + Qtz + Plag + {Hellglimmer}	Erze
GY 54/07	Amphibolit	Plag + Chl + Hbl + Amph + {Hellglimmer} + Kfs	Erze
GY 55/07 I	Paragneis	Bt + Grt + {Chl} + Kfs + Qtz + Plag + Sil	Erze, Ilmenit
GY 55/07 II	Paragneis	Bt + Grt + Kfs + Qtz + {Chl} + Plag + Sil	Sagenit, Graphit, Erze
KY 56/07 I	Mylonitischer Gneis	Bt + Chl + Grt + Qtz + Plag + Kfs + Hellglimmer	Ilmenit, Zirkon, Rutil
KY 56/07 II	Mylonitischer Gneis	Grt + Bt + Chl + Kfs + Qtz + Plag	Ilmenit, Zirkon, Rutil
KY 56/07 III	Mylonitischer Gneis	Bt + Grt + Chl + Plag + Qtz + Kfs	Ilmenit, Zirkon, Rutil
KY 57/07	Gneis	Bt + Grt + {Chl} + Plag + Kfs + Qtz + {Hellglimmer}	Ilmenit, Zirkon, Rutil
KY 58/07	Granit	Plag + Kfs + Bt + Hellglimmer	Ilmenit, Zirkon, Rutil
HB 59/08	Paragneis	Sil + Bt + Qtz + {Hellglimmer} + Grt + {Chl}	Ilmenit, Zirkon, Rutil
HB 60/08	Leukosom	Kfs + Bt + Plag + Qtz	
HB 61/08	Migmatit + Grt	Bt + Sil + Grt + {Chl} + Qtz + {Hellglimmer} + Kfs	Ilmenit, Erze
HB 62/08	Migmatit	Bt + Plag + Qtz + Kfs + {Chl} + {Hellglimmer} + Grt	Ilmenit, Erze
WB 63/08	Gneis	Plag + Bt + Kfs + Cum + Tr + Cpx + [Cpx] + Qtz	Apatit, Ilmenit, Baryt, Titanit
WB 64/08B	leukokrate Linse	Bt + Qtz + Plag + Kfs + {Chl} + {Hellglimmer}	Ilmenit, Zirkon, Rutil
WB 64/08A I	Gneis	Bt + Chl + Qtz + Kfs + Plag + [Cum]	Ilmenit, Zirkon, Rutil
WB 64/08 A II	Gneis	Plag + Kfs + Bt + Qtz + {Chl} + {Hellglimmer}	Ilmenit, Zirkon, Rutil
WB 65/08A	Grt Bt Gneis	Grt + Plag + Qtz + Bt + Kfs + {Chl} + {Hellglimmer}	Ilmenit, Zirkon, Rutil
WB 66/08	Mylonitischer Gneis	Grt + Plag + Qtz + Kfs + {Hellglimmer} + {Chl} + Sil	Ilmenit, Zirkon, Rutil
WB 67/08	Grt-Amphibolit	Grt + Plag + Hbl + Grt + Tr + Bt + {Chl}	Erze
WB 68/08	Amphibolit	Hbl + Plag + Kfs + {Chl}	Erze
WB 69/08	Mylonitischer Gneis	Grt + Qtz + Kfs + Bt + {Chl}	Ilmenit, Zirkon, Rutil

TAFEL III: Sturkturelle Messdaten							
Tektoniks		Linear	Linear	S-Fläche	S-Fläche	Klftung	Klftung
	Probenummer	Richtung	Einfallswinkel	Richtung	Einfallswinkel	Richtung	Einfallswinkel
Gföhler Einheit							
Migmatit + Grt	TE 10/07	159	20				
Migmatit + Grt	TE 11/07	152	24	078	51		
Migmatit + Grt	TE 12/07	152	25	078	51		
mig. Paragneis	KY 30/07			063	18		
Anstehend Gneis	M1W			057	41		
Gneis	W 52/07	338	05	056	39		
Gneis	GY 54/07			050	60		
Gneis	GY 55/07	152	35			242	75
mylonitischer Gneis	KY 56/07			088	35	307	75
mylonitischer Gneis	KY 57/07	138	10	060	33	126	75
mylonitischer Gneis	M2 KY			081	37		
mylonitischer Gneis	M3 KY			074	35		
Gneis	HB 59/08			066	52		
Mylonit	WB 66/08	162	21	089	42		
Amphibolit	WB 67/08	194	35	347	89		
Mylonit	WB 69/08	160	05	066	65		
		150	15	080	67		
Paragneis	WP 220			061	52		
Amphibolit	HB 08/07	154	44	091	65		
	WP 160	164	38	087	70		
Amphibolit	HB 09/07	178	80				
Ultramafitte der Gföhler Einheit							
ultram. Linse	GY 23/07	006	32	229	70		
Ultramafit	GY 24/07			282	70		
Ultramafit	GY 25/07	046	50	320	55		
Faltenachse		008	24				
	WP1 GY			316	56		
ultram.	KY 29/07	210	05				
Gebiet des kartierten Rastener Granodiorits							
Gneis	WB63/08	001	15	078	52		
		168	04	081	60		
Orthogneis	WB 64/08B	171	07	084	73		
	WB0802	171	21	082	75		
Gang	M1KY			062	36		
Monoton West							
Gneis	A1	140	50	080	72		
	M2			077	83		
Mylonitischer Gneis	WB 05/07	155	60	248	84		
				074	82		
	WB 04/07			080	77		
Perlgneis bei Willersbach	M3	142	65	080	77		
Gneis	DM 33/07			114	58		
Gneis	KG 15/07	174	43	108	80		
Monoton Ost							
Gneis	VT 38/07			180	65		
Gneis	VT 39/07			193	67		
Anstehend Gneis	M1 VT			198	67		
Gneis	VT 40/07			206	55		
Gneis	VT 42/07	244	10			284	85
Gneis	VT 43/07			030	40		
Gneis	VT 44/07	124	10	030	40		
Gneis	VT 45/07			040	25		
Gneis	VT 46/07					308	58
Orthog	VT 51/07	205	62	176	62	176	62
Mylonitischer Gneis							
mylonitischer Gneis	WB 07/07	030	08				
mylonitischer Gneis	bei WB			298	75		
mylonitischer Gneis	KG 14/07	174	42	090	75		
mylonitischer Gneis	GY 21/07	015	60				
mylonitischer Gneis	GY 22/07	018	59				
mylonitischer Gneis		010	62	291	87		
	WP 168	008	35	281	80		

Tafel IV: Gesamtgesteinschemismus mit Spuren und SEE (ICP Aes und ICP MS)												
	GY 22/07 I	GY 22/07 II	HB 09/07 I	HB 09/07 II	WB 07/07 I	WB 07/07 II	WB 64/08 A I	WB 64/08 A II	WB 64/08 B I	WB 64/08 B II	WB 66/08 I	WB 66/08 II
SiO ₂	73.19	72.30	53.46	54.57	71.18	72.50	67.31	66.62	72.60	70.00	78.75	79.26
Al ₂ O ₃	14.11	14.32	16.94	16.40	14.16	14.43	15.23	14.91	13.18	15.25	11.38	11.17
Fe ₂ O ₃	3.05	3.03	7.86	7.93	4.65	4.79	2.98	3.01	2.01	2.12	1.96	1.90
CaO	1.01	1.08	7.75	7.48	1.69	1.49	2.08	2.10	1.53	1.61	0.55	0.54
MgO	1.00	1.00	5.89	6.10	1.66	1.55	2.70	2.58	1.24	1.32	0.31	0.29
Na ₂ O	2.71	2.71	3.03	2.92	2.37	2.37	2.29	2.31	3.18	3.28	2.46	2.37
K ₂ O	4.29	4.29	1.95	2.16	3.35	3.40	6.74	6.84	5.56	5.64	3.81	3.77
MnO	0.04	0.04	0.15	0.15	0.07	0.07	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04
TiO ₂	0.09	0.08	0.78	0.85	0.44	0.46	0.54	0.55	0.38	0.40	0.10	0.08
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.42	0.45	0.16	0.17	0.23	0.47	0.28	0.29	0.14	0.14
GV	0.00	0.00	0.95	0.96	0.29	0.30	0.68	0.66	0.46	0.45	0.24	0.31
Summe	99.59	98.94	99.18	99.95	100.01	101.51	100.82	100.09	100.43	100.38	99.74	99.88
ppm												
Ba	500.55	500.76	845.66	933.67	555.57	552.75	2458.04	2484.33	961.02	992.95	120.32	118.76
Be	0.38	0.33	3.01	2.83	0.27	0.27	2.17	2.12	2.09	2.09	2.09	2.09
Li	13.74	13.36	15.15	16.32	15.41	14.24	10.52	10.53	8.58	8.58	8.58	8.58
Pb	2.90	2.67	13.96	13.41	4.53	4.47	26.66	26.61	42.39	42.39	42.39	42.39
Rb	122.96	109.46	58.99	66.62	94.61	99.93	271.43	275.02	229.71	229.71	229.71	229.71
Nb	1.43	1.04	8.59	9.16	6.56	6.29	8.59	8.67	9.77	9.77	9.77	9.77
Ta	0.17	0.15	1.83	1.92	1.21	1.16	1.06	1.04	1.65	1.65	1.65	1.65
W	0.14	0.11	0.39	0.47	1.29	1.14	0.34	0.26	0.16	0.16	0.16	0.16
La	18.24	16.97	32.21	33.30	20.61	22.09	24.31	24.31	36.00	36.00	36.00	36.00
Ce	34.70	31.32	63.59	65.99	39.38	41.32	48.17	48.79	66.31	66.31	66.31	66.31
Dy	5.83	5.75	5.72	5.65	4.33	4.42	2.55	2.61	3.06	3.06	3.06	3.06
Er	4.13	4.03	2.89	2.88	2.61	2.73	1.25	1.26	1.37	1.37	1.37	1.37
Eu	0.75	0.74	1.80	1.80	0.85	0.85	2.55	2.60	1.27	1.27	1.27	1.27
Gd	4.54	4.28	8.42	8.53	4.53	4.62	5.14	5.10	5.50	5.50	5.50	5.50
Ho	1.09	1.06	0.87	0.85	0.73	0.75	0.36	0.37	0.43	0.43	0.43	0.43
Lu	0.58	0.58	0.36	0.35	0.39	0.42	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13
Nd	21.08	18.38	47.19	47.76	24.64	25.10	35.87	36.14	40.66	40.66	40.66	40.66
Pr	3.83	3.31	7.71	7.86	4.31	4.47	5.76	5.82	7.22	7.22	7.22	7.22
Sc	7.62	7.55	27.22	27.81	11.27	11.49	7.49	7.17	5.13	5.13	5.13	5.13
Sm	4.23	3.80	9.25	9.24	4.56	4.57	7.31	7.34	6.90	6.90	6.90	6.90
Tb	0.75	0.73	0.98	0.98	0.64	0.64	0.50	0.50	0.57	0.57	0.57	0.57
Tm	0.51	0.51	0.32	0.32	0.33	0.34	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
Y	35.34	35.22	27.06	27.20	23.71	24.59	12.00	12.15	14.33	14.33	14.33	14.33
U	0.33	0.27	1.19	1.24	0.53	0.63	1.91	1.91	3.11	3.11	3.11	3.11
Th	5.84	3.22	8.29	9.32	3.56	5.10	6.33	6.02	28.68	28.68	28.68	28.68
Summe	0.10	0.10	0.28	0.29	0.13	0.14	0.38	0.41	0.21	0.15	0.06	0.06
Total	99.69	99.04	99.46	100.24	100.14	101.65	101.20	100.50	100.65	100.53	99.81	99.95

Tafel IV: Gesamtgesteinschemismus (mittels RFA)								
Ox%	WB 63/08 I	WB 63/08 II	TE 12/07	KG 14/07	KG 16/07	VT 38/07	VT 40/07 II	VT 50/07
SiO ₂	52.37	52.3	67.83	75.35	55.36	61.44	75.06	74.28
TiO ₂	1.23	1.24	0.72	0.25	1.29	0.89	0.72	0.12
Al ₂ O ₃	16.77	16.76	15.27	12.93	18.65	18.78	12.14	14.18
Fe ₂ O ₃	7.98	8.02	5.26	2.39	8.48	7.13	3.66	1.21
MnO	0.11	0.11	0.08	0.05	0.21	0.13	0.03	0.03
MgO	7.8	7.81	2.7	0.69	3.98	3.62	1.83	0.18
CaO	6.03	6.03	2.82	0.76	5.31	1.26	1.09	0.55
Na ₂ O	2.74	2.73	3.18	2.19	3.44	2.34	2.65	3.44
K ₂ O	4.51	4.5	2.25	4.77	2.76	4.1	2.94	4.58
P ₂ O ₅	0.61	0.61	0.11	0.18	0.82	0.04	0.12	0.32
GV (950°C)	0.62	0.61	0.53	0.41	0.68	1.51	0.61	0.51
SUMME	100.77	100.72	100.75	99.97	100.98	101.24	100.85	99.4
ppm								
Nb	20	20	9	7	15	16	13	7
Zr	341	317	175	100	129	132	206	50
Y	25	24	12	31	35	31	21	15
Sr	699	674	319	79	382	131	180	39
Rb	212	204	97	195	122	159	95	176
Ga	24	23	17	14	25	26	14	14
Zn	103	107	64	45	125	98	63	34
Cu	25	25	13	2	30	62	22	1.9
Ni	153	161	51	11	24	21	19	5
Co	28	29	14	5	26	15	9	3
Cr	262	274	107	18	45	113	69	11
Sc	25	25	12	6	25	19	12	5
V	153	154	126	59	214	213	105	46
Ce	38	40	10	29	111	41	52	20
Ba	2623	2513	917	545	1074	863	702	191
La	30	30	5	11	48	15	23	6

Tafel V: Mineralchemie: Granate								
(Formula calculation method: 12 Ox; Fe 3+ estimated by iteration of Fe ₂ O ₃ /FeO-ratio until M=2)								
	WB 07/07 I				KG 18/07			
	Homog. Bereich		Rand		Homog. Bereich		Rand	
N	37	±s	Mean (16)	StDev	Mean (123)	StDev	Mean (17)	StDev
SiO ₂	38.473	0.269	38.093	0.641	38.391	0.294	38.233	0.340
TiO ₂	0.552	0.032	0.719	0.252	0.035	0.018	0.032	0.023
Al ₂ O ₃	22.180	0.088	21.850	0.398	21.859	0.111	21.603	0.170
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.023	0.033	0.024
FeO	29.181	0.617	31.477	2.539	28.284	0.325	29.758	1.128
MnO	0.045	0.023	0.032	0.024	1.787	0.093	2.314	0.549
MgO	9.041	0.149	7.571	2.026	7.228	0.392	5.878	0.970
CaO	1.528	0.593	0.971	0.184	2.894	0.379	2.764	0.466
Total	100.999	0.238	100.714	0.451	100.499	0.298	100.617	0.288
Si	2.947		2.957		2.979		2.991	
Al_IV	0.053		0.043		0.021		0.009	
Al_VI	1.949		1.956		1.977		1.982	
Ti	0.032		0.042		0.002		0.002	
Fe_3+	0.019		0.002		0.019		0.014	
Fe_2+	1.850		2.041		1.816		1.933	
Mn	0.003		0.002		0.117		0.153	
Mg	1.032		0.876		0.836		0.685	
Ca	0.125		0.081		0.241		0.232	
T(3)	3.000		3.000		3.000		3.000	
M(2)	2.000		2.000		2.000		2.000	
C(3)	3.011		3.001		3.010		3.004	
alm	0.615		0.680		0.603		0.644	
sps	0.001		0.001		0.039		0.051	
pyr	0.343		0.292		0.278		0.228	
grs	0.016		0.005		0.069		0.069	
anr	0.025		0.022		0.011		0.008	
Xmg	0.358		0.300		0.315		0.262	
Fe ₂ O ₃	0.331		0.033		0.331		0.231	
FeO	28.884		31.447		27.986		29.551	
Total	101.032		100.717		100.532		100.640	

Tafel V: Mineralchemie: s-parallele Biotite (Formula calculation method: 11 Oxygenes)											
	WB 07/07 I		HB 08/07		KG 15/07		KG 18/07		WB 63/08		
	Mean (4)	StDev	Mean (21)	StDev	Mean (5)	StDev	Mean (10)	StDev	Mean (13)	StDev	
SiO2	35.83	0.142	36.382	0.238	35.284	0.139	36.15	0.154	37.123	0.286	
TiO2	3.974	0.187	3.646	0.277	3.387	0.074	3.789	0.378	3.802	1.285	
Al2O3	17.473	0.625	15.073	0.224	19.256	0.085	16.895	0.25	14.535	0.693	
FeO	17.3	0.423	17.068	0.477	18.294	0.209	15.714	0.272	16.244	0.926	
MnO	0	0	0.203	0.022	0.212	0.011	0.069	0.01	0.148	0.02	
MgO	11.013	0.253	12.51	0.197	8.688	0.163	12.659	0.227	13.334	0.843	
CoO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
CaO	0.026	0.041	0.027	0.033	0.01	0.012	0.015	0.012	0.039	0.032	
Li2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na2O	0.058	0.023	0.138	0.034	0.122	0.031	0.172	0.019	0.087	0.032	
K2O	9.237	0.369	9.321	0.207	9.576	0.251	9.327	0.116	9.376	0.34	
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Total	94.913	0.428	94.368	0.534	94.83	0.198	94.79	0.295	94.688	0.652	
Si	2.711		2.777		2.688		2.722		2.809		
Al_IV	1.289		1.223		1.312		1.278		1.191		
Al_VI	0.269		0.133		0.417		0.222		0.106		
Ti	0.226		0.209		0.194		0.215		0.216		
Mg	1.242		1.424		0.987		1.421		1.504		
Fe_2+	0.263		0.234		0.402		0.142		0.174		
Fe_2+	0.832		0.856		0.764		0.847		0.854		
Ca	0.002		0.002		0.001		0.001		0.003		
Na	0.008		0.02		0.018		0.025		0.013		
K	0.892		0.908		0.931		0.896		0.905		
T(4)	4		4		4		4		4		
M2(2)	2		2		2		2		2		
M1(0-1)	0.832		0.869		0.778		0.852		0.864		
A(1)	0.902		0.93		0.95		0.922		0.921		
Xmg	0.532		0.566		0.458		0.59		0.594		
XNa	0.009		0.022		0.019		0.027		0.014		
FeO	17.3		17.068		18.294		15.714		16.244		
Sum	94.913		94.368		94.83		94.79		94.688		

Tafel V: Mineralchemie: Ursprüngliche Biotit Zusammensetzung				
(Einschlüsse in Plag und Qtz, Formula calculation method: 11 Oxygenes)				
	KG 15/07		KG 18/07	
	Mean (3)	StDev	Mean (9)	StDev
SiO ₂	35.375	0.086	35.88	0.381
TiO ₂	3.336	0.028	3.7	1.491
Al ₂ O ₃	19.281	0.178	17.235	0.532
FeO	18.494	0.101	15.814	0.618
MnO	0.217	0.021	0.075	0.017
MgO	8.511	0.118	12.212	0.948
CoO	0	0	0	0
CaO	0.008	0.007	0.079	0.077
Li ₂ O	0	0	0	0
Na ₂ O	0.143	0.015	0.184	0.028
K ₂ O	9.65	0.045	9.141	0.239
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
Total	95.014	0.272	94.319	0.727
Si	2.693		2.715	
Al _{IV}	1.307		1.285	
Al _{VI}	0.423		0.252	
Ti	0.191		0.211	
Mg	0.966		1.377	
Fe ₂₊	0.42		0.16	
Fe ₂₊	0.757		0.84	
Mn	0.014		0.005	
Ca	0.001		0.006	
Na	0.021		0.027	
K	0.937		0.882	
T(4)	4		4	
M2(2)	2		2	
M1(0-1)	0.771		0.845	
A(1)	0.959		0.916	
Xmg	0.451		0.579	
XNa	0.022		0.03	
FeO	18.494		15.814	
Sum	95.014		94.319	

Tafel V: Mineralchemie: posttektonisch gebildete Biotite (Formula calculation method: 11 Oxygenes)									
	HB 08/07		KG 15/07		KG 18/07		WB 63/08		
	Mean (8)	StDev	Mean (6)	StDev	Mean (2)	StDev	Mean (4)	StDev	
SiO ₂	36.505	0.454	34.926	0.467	36.259	0.001	37.353	0.293	
TiO ₂	2.942	0.37	3.147	0.073	3.008	0.002	0.095	0.066	
Al ₂ O ₃	15.274	0.297	19.289	0.241	16.782	0.084	16.423	0.476	
FeO	17.1	0.546	18.934	0.592	17.649	0.196	15.604	0.304	
MnO	0.203	0.022	0.229	0.019	0.128	0.013	0.139	0.002	
MgO	12.613	0.256	8.607	0.128	11.523	0.131	15.293	0.124	
CoO	0	0	0	0	0	0	0	0	
CaO	0.133	0.113	0.015	0.017	0.004	0.002	0.032	0.016	
Li ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na ₂ O	0.107	0.053	0.107	0.032	0.109	0.015	0.031	0.01	
K ₂ O	9.151	0.267	9.318	0.525	9.462	0.181	9.661	0.106	
F	0	0	0	0	0	0	0	0	
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	
Total	94.029	0.736	94.573	0.686	94.924	0.069	94.631	0.181	
Si	2.793		2.675		2.753		2.813		
Al IV	1.207		1.325		1.247		1.187		
Al VI	0.17		0.417		0.254		0.27		
Ti	0.169		0.181		0.172		0.005		
Mg	1.438		0.983		1.304		1.717		
Fe 2+	0.223		0.419		0.27		0.007		
Fe 2+	0.871		0.793		0.85		0.975		
Mn	0.013		0.015		0.008		0.009		
Ca	0.011		0.001		0		0.003		
Na	0.016		0.016		0.016		0.005		
K	0.893		0.911		0.916		0.928		
T(4)	4		4		4		4		
M2(2)	2		2		2		2		
M1(0-1)	0.884		0.808		0.858		0.984		
A(1)	0.92		0.928		0.933		0.935		
Xmg	0.568		0.448		0.538		0.636		
XNa	0.017		0.017		0.017		0.005		
FeO	17.1		18.934		17.649		15.604		
Sum	94.029		94.573		94.924		94.631		

Tafel V: Mineralchemie: Chlorit		
(Formula calculation method: 14 Oxygenes; Fe 3+ estimated by iteration until sum of cations equals 10)		
	KG 18/07	
	Mean (9)	StDev
SiO ₂	38.264	1.31
TiO ₂	0.027	0.017
Al ₂ O ₃	21.962	0.098
Cr ₂ O ₃	0.018	0.009
FeO	28.174	0.185
MnO	1.608	0.1
NiO	0	0
MgO	8.004	0.376
CoO	0	0
CaO	2.267	0.192
Li ₂ O	0	0
Total	100.323	1.294
Si	3.463	
Al IV	0.537	
Al VI	1.805	
Ti	0.002	
Cr	0.001	
Fe 2+	2.132	
Mn	0.123	
Mg	1.08	
Ca	0.22	
X(4)	4	
Y(6)	5.364	
FeO	28.174	
Total	100.323	

Tafel V: Mineralchemie: Clinopyroxene		
(Formula calculation method: 6 Oxygenes; Fe 3+ by changing iteratively Fe2O3/FeO to Sum of Cations=4)		
	WB 63/08	
	Mean (12)	StDev
SiO2	52.799	0.324
TiO2	0.139	0.03
Al2O3	1.111	0.146
Cr2O3	0.037	0.015
V2O3	0	0
FeO	9.257	0.701
MnO	0.304	0.027
ZnO	0	0
NiO	0	0
MgO	14.168	0.282
CoO	0	0
CaO	21.677	0.831
Li2O	0	0
Na2O	0.301	0.041
K2O	0.014	0.016
Total	99.806	0.455
Si	1.97	
Al IV	0.03	
Al VI	0.019	
Fe 3+	0.024	
Ti 4+	0.004	
Mg	0.788	
Fe 2+	0.164	
Fe 2+	0.101	
Mn 2+	0.01	
Ca	0.867	
Na	0.022	
K	0.001	
T(2)	2	
M1(1)	1	
M2(1)	1	
Xmg	0.748	
en	0.392	
fs	0.133	
wo	0.419	
pxm	0.005	
ko	0.001	
Cats	0.022	
ae	0.024	
jd	-0.002	
Ti-px	0.008	
pd	0	
qtz	0	
Fe2O3	0.847	
FeO	8.495	
Total	99.891	

Tafel V: Mineralchemie: Kalifeldspat						
(Formula calculation method: 8 O _x ; Total Fe considered as Fe 3+)						
	WB 07/07 I		KG 15/07		WB 63/08	
	Mean (9)	StDev	Mean (6)	StDev	Mean (12)	StDev
SiO ₂	64.213	0.265	63.988	0.238	63.027	0.296
TiO ₂	0	0	0.021	0.016	0.029	0.012
Al ₂ O ₃	18.787	0.222	18.448	0.103	19.254	0.178
FeO	0.173	0.174	0.118	0.056	0.063	0.04
MnO	0	0	0.015	0.017	0	0
MgO	0.005	0.008	0.006	0.007	0.003	0.005
CoO	0	0	0	0	0	0
CaO	0.094	0.067	0.035	0.014	0.03	0.031
SrO	0	0	0	0	0	0
Li ₂ O	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	1.481	0.527	1.018	0.205	0.938	0.295
K ₂ O	14.505	0.683	15.162	0.217	14.63	0.415
BaO	0	0	0	0	1.969	1.353
Total	99.257	0.562	98.811	0.305	99.944	1.339
Si	2.975		2.985		2.944	
Al IV	1.026		1.014		1.06	
Fe 3+	0.007		0.005		0.002	
Ca	0.005		0.002		0.002	
Na	0.133		0.092		0.085	
K	0.857		0.902		0.872	
Ba	0		0		0.036	
Z(4)	4.008		4.005		4.008	
X(1)	0.996		0.997		0.995	
an	0.005		0.003		0.002	
ab	0.134		0.092		0.085	
or	0.861		0.905		0.877	
Fe ₂ O ₃	0.192		0.131		0.069	
Sum	99.277		98.824		99.951	

Tafel V: Mineralchemie: Amphibole				
(Formula calculation method: 23 Oxygenes; Fe 3+ estimates based on model Fe(tot)=Fe ₂ +)				
	WB 63/08 Fe-Mg Klintoamphibole		WB 63/07 Ca-Klintoamphibole	
	Mean (4)	StDev	Mean (12)	StDev
SiO ₂	54.62	0.296	54.793	1.098
TiO ₂	0.06	0.035	0.163	0.142
Al ₂ O ₃	0.505	0.244	1.696	1.197
Cr ₂ O ₃	0.013	0.012	0.035	0.021
FeO	20.573	1.434	10.106	0.883
MnO	1.196	0.37	0.241	0.069
MgO	18.881	1.205	17.521	0.985
CaO	1.023	0.232	12.522	0.391
Na ₂ O	0.055	0.044	0.168	0.128
K ₂ O	0.033	0.041	0.083	0.069
Total	96.958	0.289	97.328	0.225
Si	7.962		7.814	
Al IV	0.038		0.186	
Al VI	0.049		0.099	
Ti	0.007		0.018	
Cr	0.002		0.004	
Mg	4.103		3.725	
Fe 2+	0.839		1.154	
Fe 2+	1.669		0.051	
Mn	0.148		0.029	
Ca	0.16		1.913	
Na	0.015		0.007	
K	0.006		0.015	
T(8)	8		8	
C(5)	5		5	
B(2)	1.992		2	
A(0-1)	0.006		0.055	
Xmg	0.621		0.756	

Tafel V: Mineralchemie: Amphibole				
(Formula calculation method: 23 Oxygenes; Fe 3+ estimates based on model)				
Fe(tot)=Fe2+)				
	HB 08/07 Kernanalysen		HB 08/07 Randanalysen	
	Mean (26)	StDev	Mean (21)	StDev
SiO2	45.309	1.464	50.943	1.006
TiO2	1.03	0.164	0.313	0.118
Al2O3	9.513	1.229	4.867	0.858
Cr2O3	0	0	0	0
FeO	14.743	0.49	12.784	0.625
MnO	0.423	0.04	0.39	0.035
MgO	12.108	0.712	14.95	0.56
CoO	0	0	0	0
CaO	11.696	0.193	12.277	0.245
Li2O	0	0	0	0
Na2O	0.971	0.156	0.454	0.115
K2O	0.996	0.192	0.306	0.092
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
Total	96.79	0.302	97.284	0.305
Si	6.774		7.413	
Al_IV	1.226		0.587	
Al_VI	0.451		0.248	
Ti	0.116		0.034	
Mg	2.699		3.243	
Fe_2+	1.735		1.475	
Fe_2+	0.109		0.081	
Mn	0.054		0.048	
Ca	1.838		1.871	
Na	0		0	
Na	0.282		0.128	
K	0.19		0.057	
T(8)	8		8	
C(5)	5		5	
B(2)	2		2	
A(0-1)	0.472		0.185	
Xmg	0.594		0.676	
FeO	14.743		12.784	

Tafel V: Mineralchemie: Plagioklas								
(Formula calculation method: 8 Ox.; Total Fe considered as Fe 3+)								
	WB 07/07 I		HB 08/07		KG 15/07		WB 63/08	
	Mean (10)	StDev	Mean (17)	StDev	Mean (8)	StDev	Mean (14)	StDev
SiO2	65.659	12.229	58.008	0.606	62.338	0.282	58.018	0.298
TiO2	0.007	0.009	0.009	0.012	0.006	0.008	0.016	0.021
Al2O3	21.788	7.657	26.686	0.305	23.388	0.145	26.826	0.131
FeO	0.176	0.196	0.15	0.081	0.078	0.1	0.115	0.059
MnO	0	0.001	0.005	0.006	0.012	0.012	0.005	0.009
MgO	0.01	0.028	0.009	0.014	0.019	0.049	0.009	0.022
CoO	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	4.836	1.731	8.291	0.396	4.861	0.164	8.206	0.19
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0
Li2O	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	7.602	2.677	6.735	0.256	8.56	0.154	6.857	0.135
K2O	0.19	0.09	0.148	0.046	0.312	0.041	0.162	0.051
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.268	0.386	100.04	0.269	99.575	0.233	100.213	0.226
Si	2.874		2.594		2.773		2.59	
Al_IV	1.124		1.406		1.226		1.412	
Fe_3+	0.006		0.006		0.003		0.004	
Mg	0.001		0.001		0.001		0.001	
Ca	0.227		0.397		0.232		0.393	
Na	0.645		0.584		0.738		0.594	
K	0.011		0.008		0.018		0.009	
Z(4)	4.005		4.006		4.002		4.007	
X(1)	0.883		0.99		0.989		0.996	
an	0.258		0.402		0.236		0.395	
ab	0.73		0.59		0.746		0.596	
or	0.012		0.009		0.018		0.009	
Fe2O3	0.195		0.166		0.087		0.127	
Sum	100.287		100.056		99.583		100.226	

Lebenslauf



Persönliche Daten:

Name, Adresse: Zeitlhofer Helga
Diefenbachgasse 12/9/6-7
1150 Wien
Tel: 0664 15 54 327

Staatsangehörigkeit: Österreich

Geburtsdatum/Ort: 18.06.1983; Amstetten

Familienstand: ledig

Kinder: Alexander Zeitlhofer, Geb. 12.08.2000

Telefon: 0664 15 54 327

e-Mail: helga_zeitlhofer@yahoo.de

Ausbildung:

Volksschule: 1989-1993

Hauptschule: 1993-1997

HLUW Höhere Lehranstalt für Umwelt und Wirtschaft (5jährige
berufsbildende Schule mit Matura) 1997-2002

Seit 2002 Universität Wien, Bakkalaureatsstudium
Erdwissenschaften

Jänner 2006 Abschluss Bakkalaureatsstudium mit ausgezeichnetem
Erfolg

Februar 2006 Beginn Magisterstudium Erdwissenschaften

Abstracts:

Zeitlhofer, H., Petrakakis, K. and Iglseder, C., 2008. Petrographische und petrologische Untersuchungen im südwestlichen Moldanubikum. Journal of Alpine Geology (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.) , 49, 46.

Praktika:

2005-2008: TPA (technische Prüfanstalt, Polgarstraße) Wien

WS 2006: Tutorium, Uni Wien