



universität
wien

BACHELORARBEIT

Titel der Bachelorarbeit

Kinematische und petrographische Untersuchung der
Freyenstein-Scherzone, Moldanubikum (Österreich)

Verfasserin

Gerit E. U. GRIESMEIER

angestrebter akademischer Grad

Bachelor of Science (BSc)

Wien, 2015

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 033 615

Fachrichtung: Erdwissenschaften

Betreuer: Ao. Univ. Prof. Dr. Konstantin PETRAKAKIS und Dr. Christoph
IGLSEDER

Abstract

Die vorliegende Arbeit gibt erstmals eine nähere Beschreibung der Freyenstein-Scherzone. Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Südrand der Böhmisches Masse an der Grenze von Oberösterreich zu Niederösterreich nördlich und südlich der Donau bei Freyenstein.

Das Gebiet wird vom Weinsberger Granit, welcher von zahlreichen Gängen diskordant durchschlagen wird und Schollen von Paragneisen der „Monotonen Serie“ (Ostrong-Deckensystem) aufgebaut. Bei diesen Gängen handelt es sich hauptsächlich um mittelkörnige Granite (Mauthausener-Typ) und Feinkorngranite, die als sehr ausgedehnte Intrusionen auftreten. Auch sind kleinere Intrusionen von dunklen feinkörnigen Dioriten und aplitischen Graniten beobachtbar. All diese Gesteine werden von der Freyenstein-Scherzone erfasst und duktil deformiert. Undeformierte Pegmatoide mit bis zu 1 cm großen Hellglimmerkristallen durchschlagen die deformierten Gesteine und bilden die letzte Gangintrusion.

Die Freyenstein-Scherzone ist eine NE-SW streichende Scherzone am Ostrand des Südböhmischen Batholithes. Die mylonitische Schieferung fällt mit etwa 60° nach SE. Schersinn-Kriterien wie Klastgeometrien, SCC'-Gefüge sowie Mikrostrukturen zeigen steil (ca. 50°) nach S-SW abschiebenden Schersinn.

Die Freyenstein-Scherzone zeigt eine mehrphasige Kristallisations- und Deformationsgeschichte:

Als erste Phase sind syn-mylonitische Mineralparagenesen in den deformierten Granitoiden beobachtbar. Sie bestehen aus prä- bis syntektonischen Muskovit-Porphyroklasten, die oft als verformte Glimmerfische auftreten, Biotit, Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz (dynamisch rekristallisiert). Diese zeigen Top S-SW-gerichteten Schersinn. Fehlende syntektonische Chloritkristalle weisen darauf hin, dass die Bedingungen während der Deformation außerhalb des Stabilitätsfeldes von Chlorit lagen.

In weiterer Folge kam es zu syn- bis posttektonischer Bildung von Muskovit- und Biotit-Porphyroblasten, deren Wachstum länger dauerte als die Deformation selbst. Nicht nur Plagioklas wurde deformiert, sondern auch Kalifeldspat, was auf amphibolitfazielle Bedingungen hinweist.

Als letzte Phase kam es unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies lokal zu einem Fluiddurchsatz, der sich in posttektonischer Serizitisierung von Feldspäten bis hin zur Bildung von Pseudomorphosen nach diesen und in mimetischer Chloritisierung von syn-mylonitischem Biotit äußert. Das Chlorit-Wachstum erfolgt selten auch quer zur mylonitischen Schieferung. Spröde Störungen überprägen die Scherzone, was durch zahlreiche Harnischflächen (Einfallen ca. 80°) belegt ist, die eine flache (ca. 30°) Abschiebung nach N bzw. einen sinistralen Schersinn zeigen.

Die Freyenstein-Scherzone kann zum System der NE-SW streichenden Scherzonen in der Böhmisches Masse gezählt werden. Beobachtungen in den Granitoiden im solidus-Bereich deuten auf Deformationsbedingungen um 450°C hin. Für die duktile Deformation wird ein Alter zwischen ca. 315-290 Ma angenommen, welches anhand von Intrusions- und Abkühlaltern in den Granitoiden, sowie Abkühlaltern in anderen Scherzonen hergeleitet werden kann.

This exposition describes the Freyenstein shear zone for the first time. The investigated area is located at the southern border of the Bohemian Massif north and south of the Danube near Freyenstein (Strudengau, lower Austria).

The area is built up by the granites of Weinsberg-type, which are interlayered by numerous dikes and paragneisses of the Monotonous Series (Ostrong nappe system). These dikes include medium grained granites and finegrained granites (Mauthausener-type granites), which form huge intrusions. In addition, smaller intrusions of dark, finegrained diorites und aplitic dikes are observed. These rocks are affected by the Freyenstein shear zone und ductily deformed. Undeformed pegmatoides containing white mica crystals up to one cm cut through the deformed rocks and form the last dike generation.

The Freyenstein shear zone is a NE-SW striking shear zone at the eastern edge of the South Bohemian Batholith. The mylonitic foliation is dipping to the SE with angles around 60°. Shear-sense criteria like clast geometries, SC' structures as well as microstructures show normal faulting to S-SW with steep (ca. 50°) angles.

The Freyenstein shear zone records a polyphase history of deformation and crystallization:

In the first phase, mylonitised mineral assemblages in the deformed granitoides can be observed, which consist of pre- to syntectonic muscovite-porphyroclasts and biotite, as well as dynamically recrystallized potassium feldspar, plagioclase and quartz. The muscovite porphyroclasts often form mica fishes and show top S-SW directed shear-sense. The lack of syntectonic chlorite crystals indicate that the metamorphic conditions were not in the stability field of chlorite.

Subsequently, muscovite- and biotite porphyroblasts grew syn- to postmylonitic over the former structure. Dynamically recrystallized plagioclase and potassium feldspar points to conditions of lower amphibolite-facies.

Fluid infiltration under lower greenschist-facies conditions locally lead to sericitisation of feldspar and development of pseudomorphs after it. Also syn-mylonitic biotite has been chloritised mimetically. Chlorite growth across the mylonitic foliation occurs rarely.

Brittle faulting, overprinting the shear zone features, is documented by the occurrence of numerous harnish planes. They show normal faulting to the N with angles around 30° and locally sinistral shear-sense.

The Freyenstein shear zone belongs to the system of NE-SW striking shear zones and faults in the Moldanubian superunit. Observations in the granitoides indicate deformation conditions around 450°C. An age of ca. 315-290 Ma can be assumed for the ductile deformation, derived from intrusion and cooling ages in the granitoids, as well as cooling ages in other shear zones.

Inhalt

Abstract	2
Danksagung	5
Einführung	6
Regionale Geologie	6
Variszische Gebirgsbildung	6
Moldanubikum	7
Moldanubische Decken	8
Südböhmischer Batholith	9
Bavarikum	10
Querschnitt durch die Scherzone	10
Südostufer der Donau	12
Nordostufer der Donau	15
Geologische Strukturen	15
Mylonitische Schieferung	16
Spröde Strukturen	17
Klüftung	17
Makroskopische Gesteinsbeschreibung	17
Weinsberger Granit	17
Ganggesteine	18
Paragneis-Schollen	18
Mylonitischer Orthogneis	19
Ultrakataklasit	19
Petrographie und Mikrostrukturen	19
Undeformierte bis schwach deformierte Granite	20
PGG 14/02	20
PMM 14/02 III	20
PMM 14/02 I	22
PMM 14/09	22
Protomylonitische Orthogneise	24
PMM 14/03 I/II	24
Mylonite	24
PGG 14/05 A	24
PMM 14/11 I	25

Diskussion	26
Umgebungsgesteine der Scherzone	26
Scherzone.....	26
Zusammenfassung	27
Eigenständigkeitserklärung	27
Referenzen.....	28
Anhang	30

Danksagung

Besonderer Dank gilt meinen Betreuern Ao. Univ. Prof. Dr. Konstantin Petrakakis und Dr. Christoph Iglseder für die gute Zusammenarbeit. Christoph Iglseder danke ich besonders für die große Hilfe bei der Geländearbeit und Konstantin Petrakakis für die Bereitschaft petrologische Fragestellungen zu erörtern. Weiterer Dank gilt Dr. Ralf Schuster und meiner Mutter für anregende Denkanstöße und die entgegengebrachte Nervenstärke, respektive.



Einführung

Anteile der Freyenstein-Scherzone wurden erstmals nördlich der Donau in der geologisch-tektonischen Kartenskizze des Waldviertels von THIELE (1976) verzeichnet. Im selben Jahr erschien die „Geologische Karte des Kristallins der Böhmisches Masse“ (FUCHS & MATURA, 1976), in der dieser Teil der Scherzone ebenfalls eingezeichnet wurde. Detaillierte Beschreibungen fehlen. Im Jahr 2005 wurde die Scherzone im heute bekannten Ausmaß in einer geologischen Karte des Amstettner Berglandes und Strudengaus dargestellt (FUCHS, 2005) und die von der Scherzone beeinflussten Gesteine beschrieben.

Die vorliegende Arbeit gibt erstmals eine nähere Bearbeitung der Freyenstein-Scherzone (FST-SZ). Grundlegend für diese Untersuchungen ist eine umfangreiche Geländetätigkeit, bei der die Gesteine makroskopisch beschrieben und geologische Strukturen gemessen und interpretiert wurden. Die Aufnahme der Strukturen konnte Auskunft über die Kinematik der Scherzone geben. Bei Freyenstein an der Donau wurden Gesteine, die von der Scherzone in verschiedenem Ausmaß beeinflusst wurden, beprobt und anschließend mikrostrukturell und petrographisch mit Dünnschliffmikroskopie genauer untersucht. Am orographisch rechten Ufer der Donau wurden 16 Proben genommen, die einen Querschnitt durch die Scherzone repräsentieren. Am orographisch linken Donauufer befindet sich ein kleiner Steinbruch der Fa. Malaschofsky, aus dem 7 Proben genommen wurden. Am selben Donauufer wurde die Scherzone ebenfalls anhand einer Probe untersucht. Weitere 4 Proben wurden genommen, aus Zeitmangel aber nicht untersucht.

Regionale Geologie

Variszische Gebirgsbildung

Die Varisziden entstanden als Folge der Kollision von Laurussia mit Gondwana im späten Paläozoikum, wobei der Raum des Rheischen Ozeans geschlossen wurde. Das variszische Gebirge ist ein komplexes Kollisionsorogen und besteht größtenteils aus kadamisch konsolidierten Krustenstücken und gedehnten Peri-Gondwana Schelfarealen (KRONER & ROMER, 2013). Diese Peri-Gondwana Schelfareale entstanden als Resultat intrakontinentaler Extension im Zuge post-kadamischer Dehnungsprozesse im frühen Ordovizium, wobei es auch zur Öffnung des Rheischen Ozeans kam (KRONER und ROMER, 2013).

Im initialen Stadium der Variszischen Orogenese wurde im Silur ozeanische Kruste des Rheischen Ozeans unter den avalonischen Schelf am Südrand von Laurussia subduziert (Abb. 1). Als leichte kontinentale Krustenstücke des armorikanischen Sporns am Nordrand von Gondwana in die Subduktionszone eintraten, kam es zur Kollision kadamisch geprägter Blöcke und zu kontinentaler Subduktion (KRONER & ROMER, 2013). Bis ca. 340 Ma wurden große Anteile des heutigen Moldanubischen Deckensystems tief versenkt und erfuhren eine granulitfazielle Metamorphose (HP/HT). Die Einheiten des Moldanubikums wurden in Decken gestapelt und auf das Moravikum überschoben (MP/HT) (PETRAKAKIS, 1997). Gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung im oberen Karbon (ca. 315–290 Ma) kam es zu Extension und ausgedehnter Hochtemperaturmetamorphose (LP/HT) im Zuge der Intrusion des Südböhmischen Batholiths (RUPP et al., 2011). Dabei entwickelten sich frühere WNW-ESE streichende dextrale (z.B. Pfahl-

SZ, Donau-SZ) und spätere NE-SW streichende sinistrale Störungssysteme (BRANDMAYR et al., 1995).

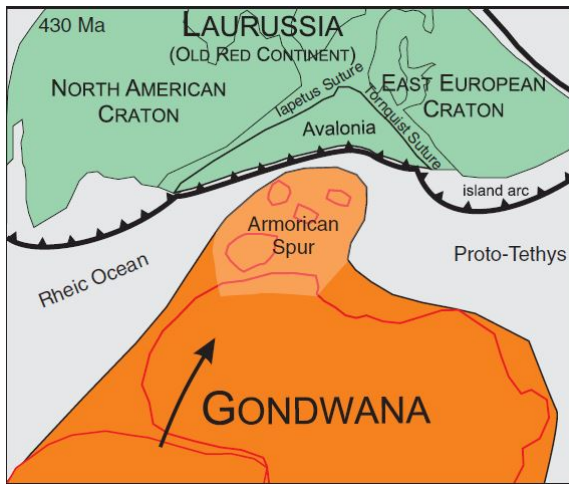


Abbildung 1: Modell der Variszischen Orogenese nach KRONER & ROMER (2013) im Silur (430 Ma); Subduktion des Rheischen Ozeans durch Konvergenz von Gondwana und Laurussia.

Moldanubikum

Das Moldanubikum ist Teil der Böhmisches Masse (Abb. 2) und lässt sich in den Südböhmischen Batholith, die Moldanubischen Decken und das Bavarikum untergliedern. Die Moldanubischen Decken können von Liegend nach Hangend in das Ostrong-, Drosendorf- und Gföhl-

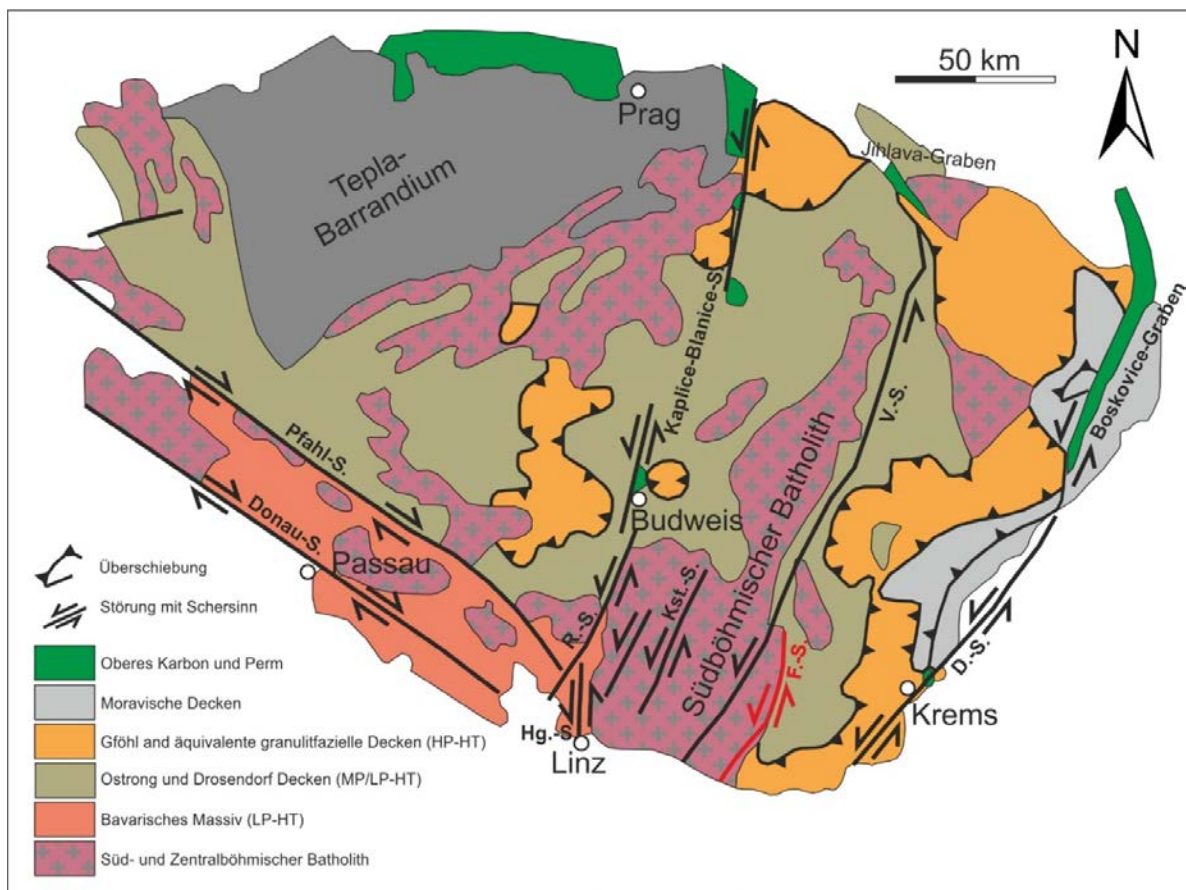


Abbildung 2: Tektonische Übersicht über die Böhmisches Masse. Das untersuchte Gebiet befindet sich an der in rot hervorgehobenen Freyenstein-Scherzone im Südböhmischen Batholith. Verändert nach DALLMEYER et al., 1995; BRANDMAYR et al., 1997; BÜTTNER, 2007; CHAB et al., 2007; KRONER et al., 2008; Abkürzungen: D., Diendorf; Hg., Haselgraben; Kst., Karlstift; R., Rodl; V., Vitis; F., Freyenstein

Deckensystem unterteilt werden (LINNER, 2013), wobei die Gesteine des Gföhl-Deckensystems mit Temperaturen von etwa 700-800°C und Drücken von 8-11 kbar die prägenden hohen Metamorphosebedingungen erreichten (PETRAKAKIS, 1997). Dieser Deckenbau wurde syn-posttektonisch von Intrusionen granitischer I-Typ und S-Typ Magmen intrudiert, die in ihrer Gesamtheit als Südböhmischer Batholith bezeichnet werden. Die Intrusionsalter liegen zwischen 338 und 320 Ma. Der südöstliche Teil des Moldanubikums wurde ab 320 Ma von einer hochtemperierten Metamorphose überprägt, wobei einzelne größere S-Typ Intrusionen entstanden. Dieser Teil wird als Bavarikum bezeichnet (RUPP et al., 2011).

Moldanubische Decken

Die Moldanubischen Decken (Abb. 3) werden von Liegend nach Hangend in drei Einheiten unterteilt. Das Ostrong-Deckensystem besteht größtenteils aus monotonen, Cordierit- und Sillimanit führenden Paragneisen mit Einschaltungen von Quarziten, Kalksilikatgesteinen, Amphiboliten mit Eklogitrelikten, einzelnen Orthogneisen und Pegmatitgneisen. Diese Gesteinsassoziation wird als „Monotone Serie“ bezeichnet (PETRAKAKIS, 1997; LINNER, 2013). Sie stellt spät proterozoische bis ordovizische (450-650 Ma) klastische Sedimente dar, die als Abtragungsprodukte kadamisch geprägter Kruste entstanden. Durch den Cordierit-Reichtum können die variszischen Metamorphosebedingungen auf 690-750°C und 0,4-0,6 GPa eingegrenzt werden (LINNER, 2013). Das Ostrong-Deckensystem ist durch eine Scherzone vom Drosendorf-Deckensystem getrennt, welches aus dem Dobragneis, einem granitischen bis granodioritischen Orthogneis mit Amphibolitlagen, und der „Bunten Serie“ (Cesky-Krumlov-Komplex) aufgebaut ist. Der Dobragneis ist mit einem Alter von 1377 +/- 10 Ma das älteste Gestein Österreichs (GEBAUER & FRIEDL, 1994). Typische Gesteine der „Bunten Serie“ sind Glimmerschiefer, Paragneise, Marmore, Quarzite, Amphibolite und graphitführende Paragneise sowie einzelne Orthogneise und Pegmatite (PETRAKAKIS, 1997; LINNER, 2013). Für diese Gesteinsassoziation, welche bereits während des Kadamischen Ereignisses konsolidiert worden sein könnte (KLÖTZLI et al., 1999), wird ein neoproterozoisches Sedimentationsalter (600-950 Ma) angenommen. Diese Gesteine wurden unter granulitfaziellen Bedingungen von 720-770°C bei 0,7-0,9 GPa (PETRAKAKIS, 1986) überprägt. Die Basis des überlagernden Gföhl-Deckensystems bildet die aus Amphiboliten, Serpentinitten (ehemalige Grt-Peridotite) und Paragneisen aufgebaute „Raabs-Einheit“, die möglicherweise einen Ophiolith darstellt. Darüber folgen der Gföhl Orthogneis, migmatische Amphibolite und untergeordnet Paragneise. Den hangendsten Anteil des Gföhl-Deckensystems bilden mylonitische Granitgneise, die traditionell als „Moldanubischer Granulit“ bezeichnet werden. Sowohl in den liegenden Anteilen des Gföhl-Gneis, als auch der Moldanubischen Granulite, finden sich Schollen von Serpentinitten, Granattherzoliten und Granatpyroxeniten (PETRAKAKIS, 1997; LINNER, 2013). Das Gföhl-Deckensystem erreicht variszisch die gesteinsprägenden, metamorphen Bedingungen von 700-800°C und 0,8-1,1 GPa (PETRAKAKIS, 1997), wobei für manche Granulite davor Bedingungen von 1000°C bei 1,6 GPa postuliert wurden (CARSWELL & O'BRIEN, 1993; COOKE, 2000). Für die granitischen

Ausgangsgesteine des Gföhl-Gneis und der Moldanubischen Granulite werden ordovizische Bildungsalter zwischen 430 und 500 Ma angenommen (LINNER, 2013).

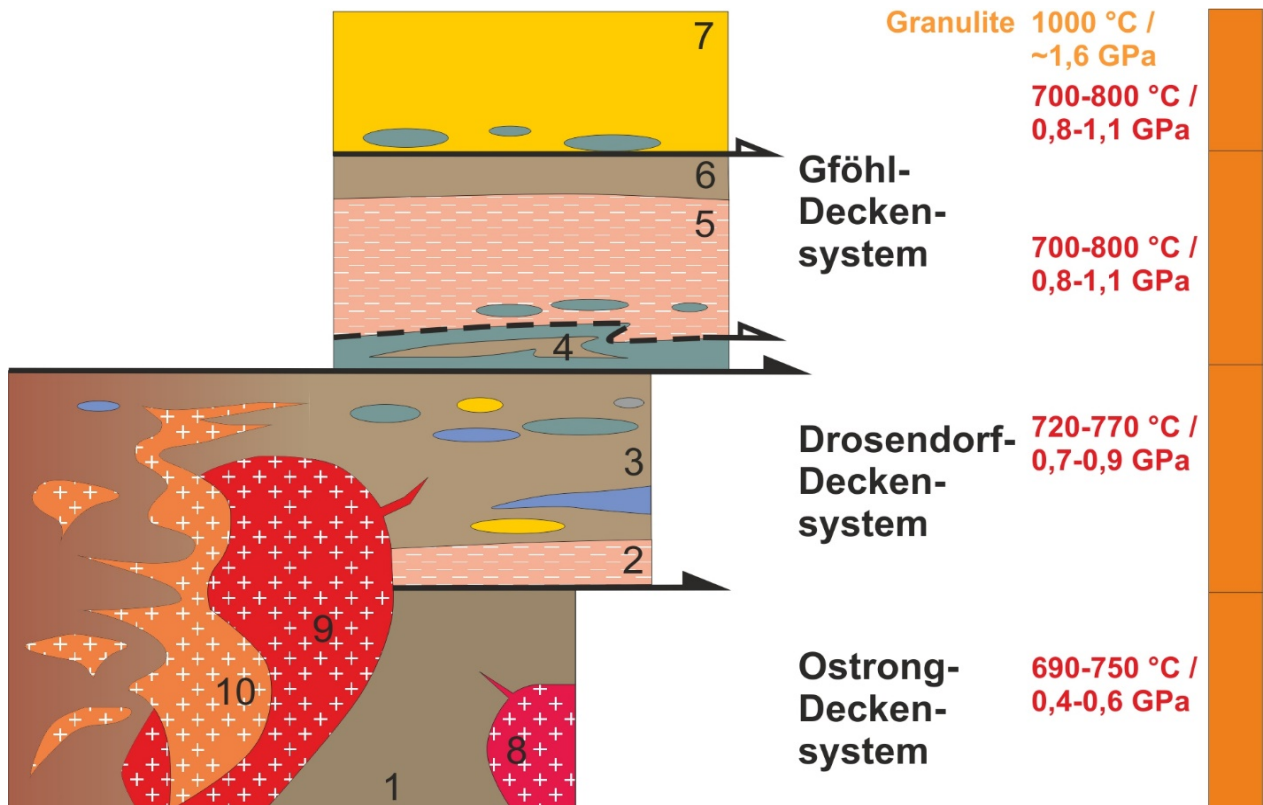


Abbildung 3: Modell der Moldanubischen Decken, verändert nach FRITZ & NEUBAUER (1993); für weitere Details, siehe Text; 1: „monotone Serie“, 2: Dobragneis, 3: „bunte Serie“, 4: „Raabs-Einheit“, 5: Gföhl-Gneis, 6: Paragneise der Gföhl-Decke, 7: „Moldanubischer Granulit“, 8 und 9: Südböhmischer Batholith (8: Rastenberger Granodiorit), 10: Bavarikum

Südböhmischer Batholith

Nach WALDMANN (1930) werden im Südböhmischen Batholith drei Haupttypen von Graniten unterschieden: Weinsberger-, Mauthausener- und Eisgarner Granit. In neueren Arbeiten wurden unter Einbeziehung geochemischer Daten, genetischer Merkmale und der magmatischen Entwicklung weitere Granittypen unterschieden, beziehungsweise die Haupttypen detaillierter unterteilt. Ab etwa 335 Ma begann die eigentliche plutonische Tätigkeit mit der Intrusion des Rastenberger Granodiorites und anderer durbachitischer Magmen, gefolgt ab 331 Ma vom weit verbreiteten Weinsberger Granit, welcher gegen Südwesten abnehmende Alter zeigt. Die jüngsten Alter mit 322 Ma wurden im Bavarikum gemessen (FINGER et al., 2009). Um 310 Ma war er bereits unter 450°C abgekühlt (KLÖTZLI et al., 1999). Während den frühen Durbachiten (ultrapotassischen Granodioriten) und den kleineren, zwischen 334 Ma und 332 Ma intrudierenden Dioritkörpern eine bedeutende Komponente des lithospärischen Mantels zugeschrieben wird (VELLMER & WEDEPOHL, 1994), wird für den Weinsberger Granit eine großräumige Aufschmelzung der Unterkruste vermutet (LINNER et al. in RUPP et al., 2011). Neben der weit verbreiteten I-Typ Signatur weist der Weinsberger Granit bereichsweise S-Typ Signatur auf (SCHARBERT, 1987; FINGER & VON QUADT, 1992), was dahingehend interpretiert wird, dass neben basischen bis intermediären Orthogesteinen auch Paragesteine der überlagernden Moldanubischen Decken

aufgeschmolzen wurden. Der Weinsberger Granit wird anschließend von mittel- bis feinkörnigen Graniten, wie dem Mauthausener Granit, diskordant durchschlagen. Diese weisen allgemein I-Typ Signatur auf und intrudierten zwischen 322 und 316 Ma (RUPP et al., 2011; GERDES et al., 2003). Die jüngste Intrusion bildet der Freistädter Granodiorit mit einem Alter von 310-300 Ma. Am Nordrand des Batholithes kam es von 328-325 Ma zum Eindringen mehrerer eigenständiger Plutone von Zweiglimmergraniten, die als Eisgarner Granit zusammengefasst werden (RUPP et al., 2011). Als Ursache für die Bildung des Südböhmischen Batholithes werden Prozesse im oberen Erdmantel, wie z.B. Delamination der Mantellithosphäre angenommen (FINGER et al., 2007).

Bavarikum

Die Prägung des Bavarikums erfolgte etwa zeitgleich mit der plutonischen Aktivität zwischen 330 und 315 Ma durch eine penetrative Überprägung der vorhandenen moldanubischen Strukturen und im Zuge einer Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose, die bis zur Anatexis führte. Dabei wurden P-T-Bedingungen von 700-800°C und ca. 4-5 kbar erreicht. Diese thermale Überprägung wird als „Bavarische Phase“ bezeichnet. Auch für den hohen Wärmefluss, der während der Bavarischen Phase zu verzeichnen ist, werden Prozesse im oberen Erdmantel verantwortlich gemacht (FINGER et al., 2007).

Querschnitt durch die Scherzone



Abbildung 4: Geländeübersicht über das untersuchte Gebiet. Links im Bild befindet sich der Ort Freyenstein. Der Kern der Scherzone wurde rot hervorgehoben.

Das untersuchte Gebiet befindet sich an der Grenze von Oberösterreich zu Niederösterreich an der Donau bei Freyenstein (Abb. 4, 5, 6A). Der Weinsberger Granit und der ihn diskordant durchschlagende Feinkorngranit, der von FUCHS (2005) als Mauthausener Granit klassifiziert wurde, wird in diesem Bereich von der Freyenstein-Scherzone tektonisch stark beeinflusst. In einem kleinen Steinbruch der Fa. Malaschofsky am orographisch linken Donauufer wurden zahlreiche Proben undeformierter bis schwach deformierter Gesteine genommen. Am selben Donauufer, der Bahn entlang und am anderen Donauufer wurden Proben genommen, die einen Querschnitt durch die Scherzone darstellen (genaue Lokalitäten der Proben können der Tab. 1 entnommen werden). Diese reichen von undeformierten Graniten am Rand der Scherzone bis zu amphibolitfaziell geprägten Myloniten im Kern der Scherzone.

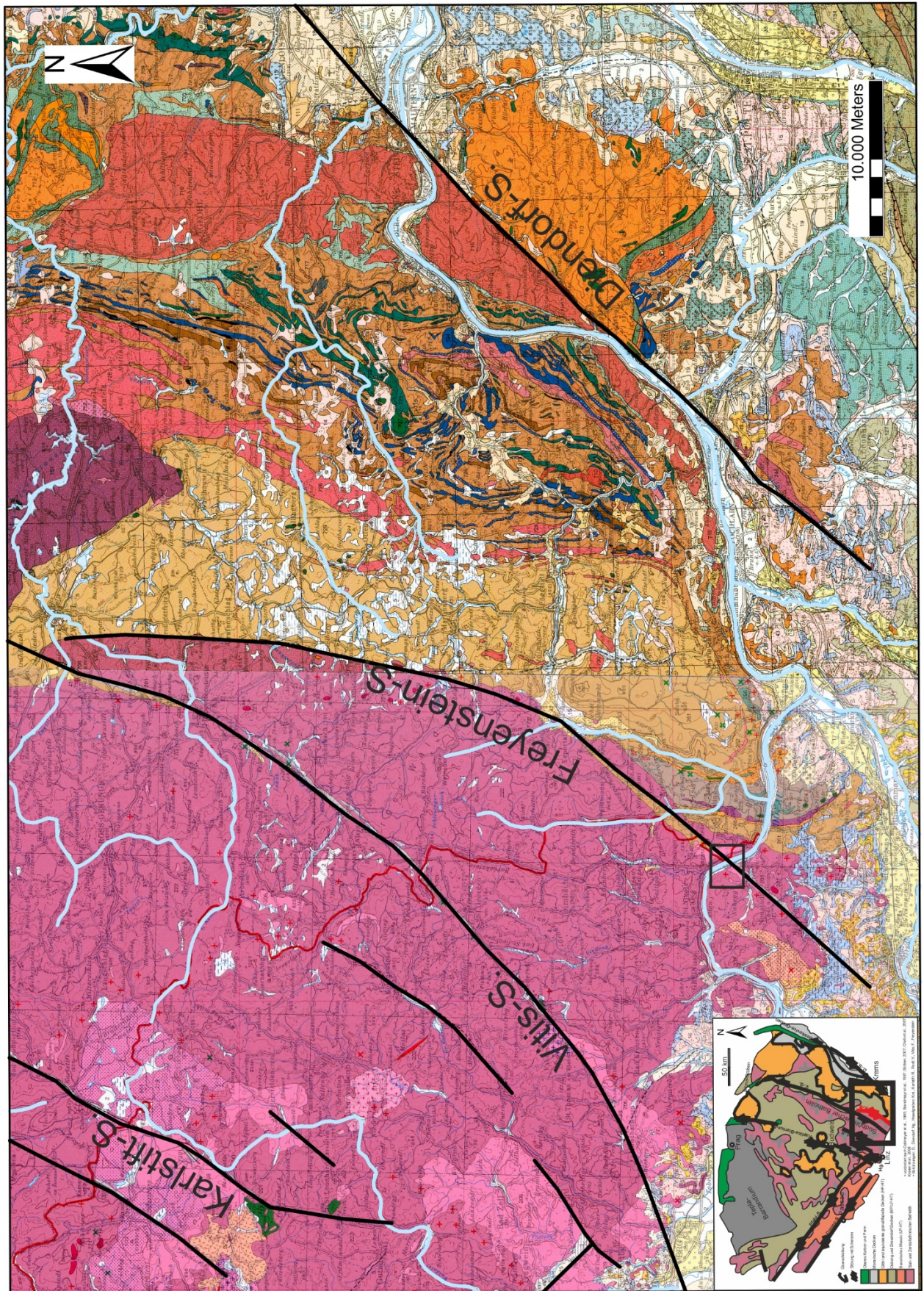


Abbildung 5: Geologische Übersicht über das östliche Moldanubikum (geologische Karten von Oberösterreich und Niederösterreich 1 : 200 000), das Quadrat markiert den Ausschnitt des untersuchten Gebietes (Abb. 6A)

Südostufer der Donau

Wenn man dem Donauradweg von Freyenstein Richtung Sand folgt, stößt man bereits wenige Meter nach dem Ortsschild auf protomylonitische Orthogneise. Bis 7 cm große, oft verzwillingte Kalifeldspatporphyroblasten, die großteils nach der mylonitischen Schieferung eingeregelt sind, weisen darauf hin, dass sie aus dem Weinsberger Granit (WBG) hervorgingen. Das Gestein ist hellgrau und relativ reich an Biotit. Oft zeigen die Gesteine Eisenhydroxid-Verfärbungen an den Kluft- und Schieferungsflächen. Häufig sind sie auch von Flechten und Moosen bewachsen und verwittern zu rundlichen Blöcken (Abb. 6B; Aufschluss: GG15001). Zwischen diesen Protomyloniten finden sich in kleineren Gräben Lesesteine von mylonitischen Orthogneisen (Aufschluss: GG15003). Diese sind sehr feinkörnig und zeichnen sich durch das Fehlen der großen Kalifeldspäte aus. Das Auftreten dieser Mylonite lässt auf eine kleinere, regionale Störung schließen. Der Deformationsgrad der anstehenden Protomylonite nimmt, dem Weg weiter nordwestwärts folgend, nun wieder ab. Dies kann als Indiz für eine kühlere Parallelstörung gedeutet werden. Man trifft auf Gesteine, die nahezu undeformiert erscheinen. (Abb. 6C; Aufschluss: GG15005). Weiter wandernd nimmt der Deformationsgrad nun wieder zu.

Während vorerst nur Quarz duktil auf die Deformation reagiert, beginnt in weiterer Annäherung an die Scherzone auch der Feldspat duktil zu reagieren. Die Kristallränder der Feldspäte werden abgerundet (z.T. dynamische Rekristallisierung) und die Korngröße verkleinert sich zusehends. Während bei Freyenstein noch bis zu 7 cm große Kalifeldspat-Porphyroblasten angetroffen wurden, sind die größten Kalifeldspäte nun, am Rand der Scherzone, nur mehr bis zu 3 cm groß (Abb. 7A; Aufschluss: GG15007). Dies könnte durch eine Kornverkleinerung im Zuge der Deformation bedingt sein. Der Kern der Scherzone zeichnet sich durch hellgraue, mylonitische, Quarz- und Feldspat reiche Orthogneise aus, die von zahlreichen Feldspat-Gängchen durchschlagen werden (Abb. 7B; Aufschluss: GG14012).

Bereichsweise lassen sich noch Feldspatrelikte der einstmaligen großen Phänokristalle erkennen, die den WBG auszeichnen, meist ist das Gestein jedoch sehr feinkörnig und es wird erst unter dem Mikroskop deutlich, dass die Mehrheit der Mylonite aus WBG hervorging. Die mylonitische Schieferung wurde später spröde überprägt, was sich in zahlreichen Harnischflächen äußert (Abb. 7C; Aufschluss: GG14013). Diese sind grünlich-weiß, bestehen fast ausschließlich aus Quarz und haben häufig gut ausgebildete Abrisskanten.

Weiter dem Weg folgend verlässt man nun die Scherzone und trifft auf ein schmales Band aus fein- bis mittelkörnigen Graniten. Diese sind oft bräunlich verwittert und brechen eher kantig. Dann kommt wieder WBG, dessen Kalifeldspäte nun häufiger nicht orientiert sind (Abb. 7D; Aufschluss: GG14008). Meist ist er außerdem durch den hohen Biotitanteil relativ dunkel. Auffallend ist außerdem, dass der WBG in diesem Bereich, nahe der Ortschaft Sand, von zahlreichen Gängen durchschlagen ist. Oft handelt es sich bei den Gängen um sehr helle fein- bis mittelkörnige Granite, die einen sehr scharfen Kontakt zu den vorhandenen Gesteinen zeigen (Abb. 7E; Aufschluss: GG14007).

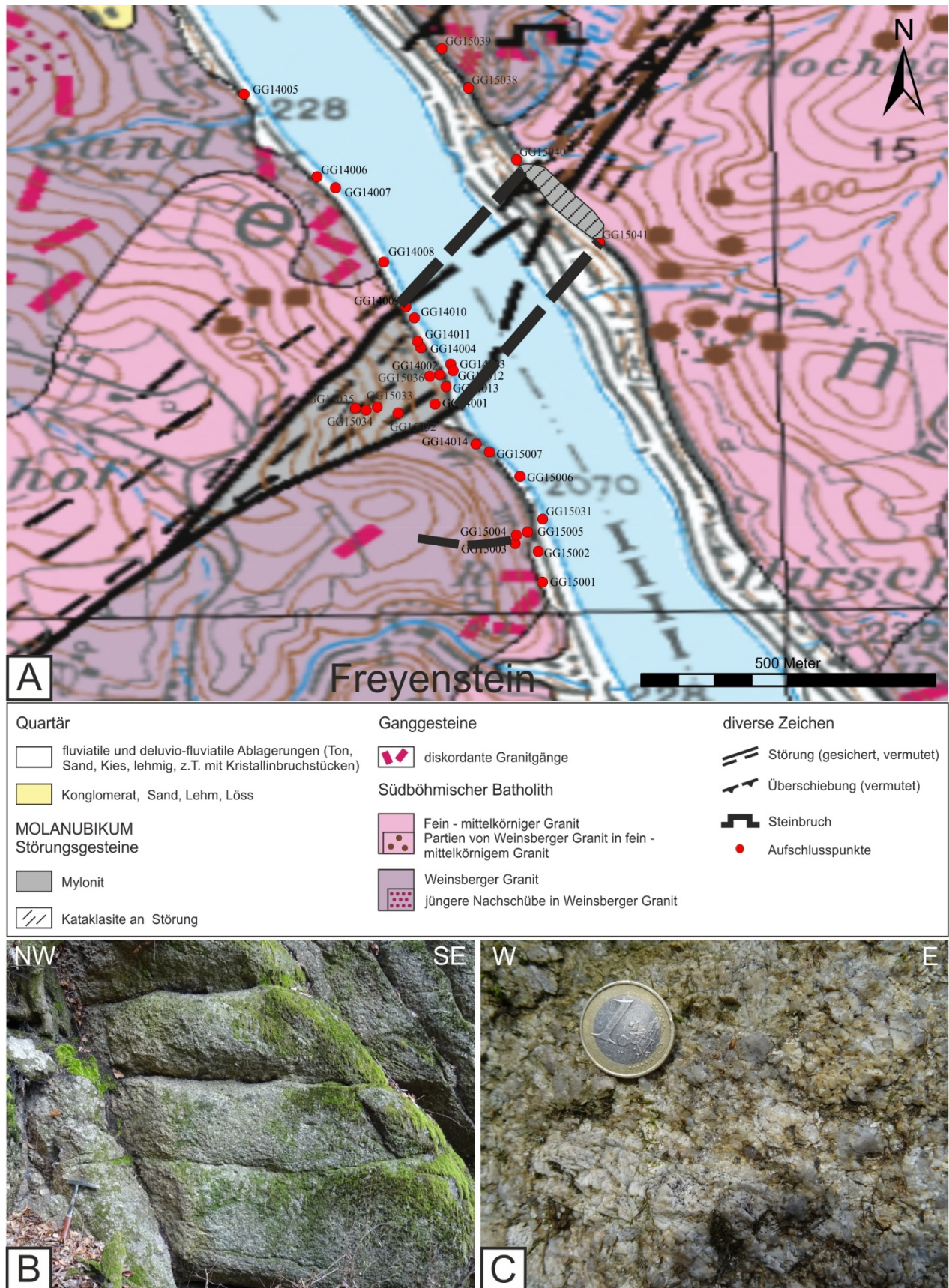


Abbildung 6: A) Ausschnitt aus der geologischen Karte - Amstettner Bergland und Strudengau 1:50 000, verändert nach FUCHS (2005); B) Protomylonitischer Orthogneis, der zu rundlichen Blöcken verwittert (Wollsackverwitterung). C) Undeformierter Weinsberger Granit, der relativ arm an Biotit ist.

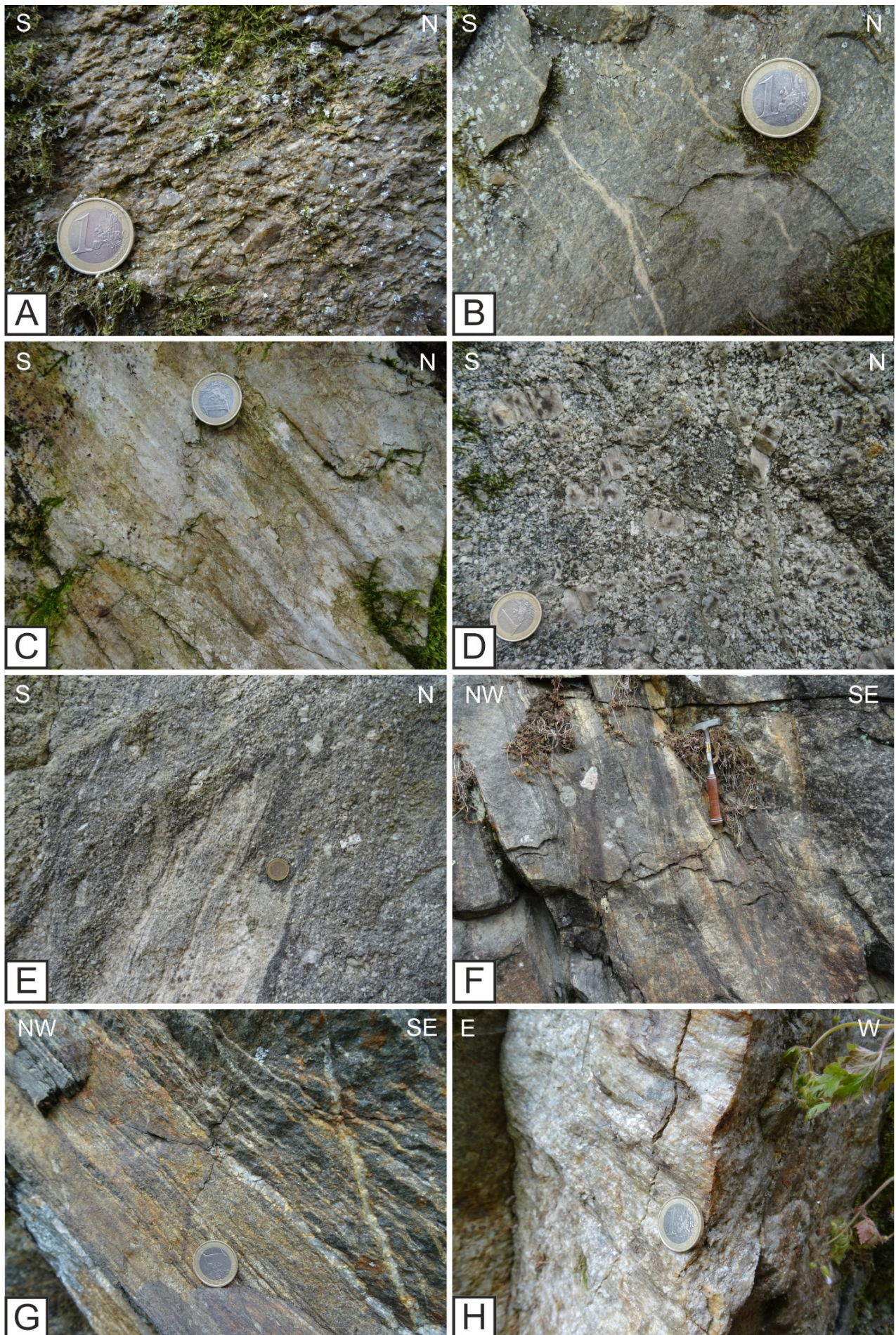


Abbildung 7: A) Protomylonitischer Orthogneis in Weinsberger Granit. Die Kalifeldspäte werden randlich abgerundet und nach der Schieferung eingeregelt. B) Mylonitischer Orthogneis aus der Scherzone. Das feinkörnige Gestein wird von Feldspat-Gängchen durchschlagen. C) Harnischfläche auf hellem, Quarzreichem, mylonitischem Orthogneis. Spröde Abrisskanten zeigen Abschiebung mit N gerichtetem Schersinn. D) Undeformierter Weinsberger Granit. Die idiomorphen Kalifeldspäte sind ungeordnet in der mittel- bis grobkörnigen Matrix aus Plagioklas, Quarz und Biotit verteilt. E) Gang aus aplitischem, feinkörnigem Granit intrudiert in Weinsberger Granit. Die Kontakte sind sehr scharf, da der Weinsberger Granit zur Zeit der Intrusion bereits soweit abgekühlt war, dass es zu keiner Vermischung der Schmelzen kam. F) Scherband in undeformiertem Weinsberger Granit mit gleicher Schieferung wie die Scherzone. G) Mylonit aus der Scherzone. Die Bänderung entsteht durch die Wechsellagerung aus Biotit reichen und Quarz reichen Lagen. H) Undeformierter Pegmatit-Gang mit bis zu 1 cm großen Hellglimmer-Kristallen auf spröden Harnischflächen.

Nordostufer der Donau

Am anderen Donauufer zeigt sich ein sehr ähnliches Bild. Allerdings sind die Aufschlussverhältnisse besser, da die Gesteine beim Anlegen der Wachau-Bahntrasse großflächig freigelegt wurden. Es kann der komplexe Intrusionsverband der verschiedenen Ganggenerationen mit dem Weinsberger Granit gut studiert werden (Abb. 8). Der WBG, welcher meist ein „magmatisches flow-layering“ aufweist, ist häufig von Scherbahnen durchschlagen (Abb. 7F; Aufschluss: GG15039), die der Geometrie der Scherzone folgen. Er wird von mittelkörnigen Graniten durchschlagen. Nicht selten ist zu beobachten, dass einzelne Schollen von WBG von diesen assimiliert werden. Weiters treten helle, aplitische Granite auf, die den WBG, wie auch die mittelkörnigen Granite diskordant durchschlagen. Sie brechen oft sehr kantig und bilden nicht selten auch massige Körper. Neben aplitischen Graniten durchschlagen auch feinkörnige, geringmächtige (bis ca. 50 cm) Dioritgänge die anderen Granitoide (WBG, mittelkörnige Granite) diskordant. Interessant ist auch das sporadische Auftreten von schwach geschieferten, offensichtlich nicht vollständig aufgeschmolzenen Paragneis-Linsen in undeformierten Weinsberger Graniten. Die gesamte Gesteinsabfolge wurde von der duktilen Deformation erfasst und mylonitisiert.

Im Kern der Scherzone wurden neben gebänderten mylonitischen Orthogneisen (Abb. 7G; Aufschluss: GG15040) undeformierte Pegmatit-Gänge beobachtet, welche von der spröden Überprägung der Scherzone erfasst wurden. Es bildeten sich Harnischflächen aus, auf denen bis zu 1 cm große Hellglimmer-Kristalle erkennbar sind (Abb. 7H; Aufschluss: GG15040).

Geologische Strukturen

Die Freyenstein-Scherzone streicht NE-SW und weist eine mehrphasige Geschichte auf. Die mylonitische Schieferung fällt mit etwa 60° nach SE und zeigt steil (etwa 50°) nach S-SW abschiebenden Schersinn. Sie wurde spröde überprägt. Zahlreiche Harnischflächen zeigen flache (etwa 30°) Abschiebung nach N bzw. einen sinistralen Schersinn. Die Klüftung zeigt zwei konjugierte Sets, die WNW-ESE und NE-SW streichen.

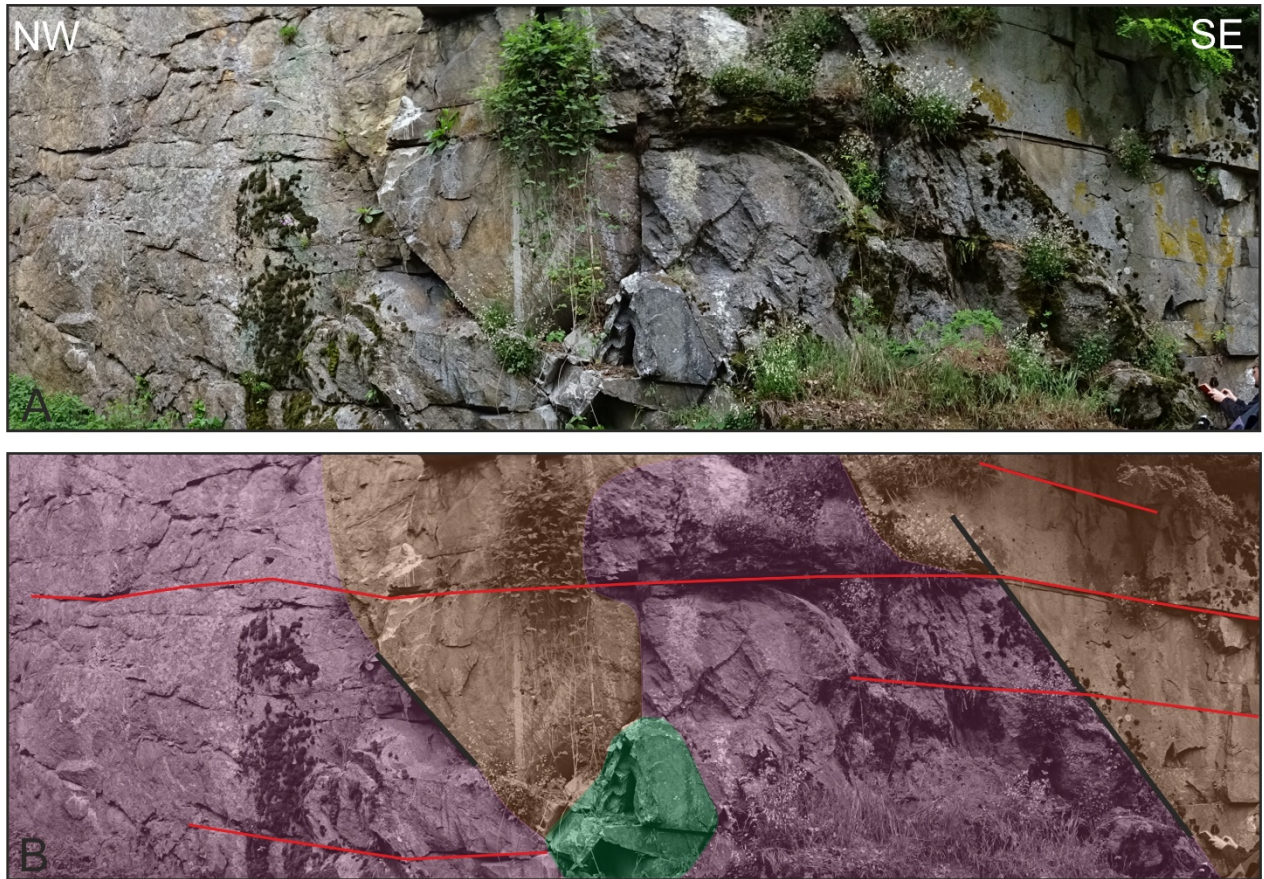


Abbildung 8: Intrusionsverband; Weinsberger Granit (lila in B) wird von Mauthausener Granit (braun in B) und von dunklem Diorit (grün in B) durchschlagen. Scherflächen sind ausgebildet (schwarze Linien in B), Exfoliationsflächen (rote Linien in B; Orientierung: 160/14) durchziehen den gesamten Aufschluss (Aufschluss GG15039).

Mylonitische Schieferung

Die im Stereonet geplotteten mylonitischen Schieferungsflächen (Abb. 9A) lassen das steile/mittelsteile Einfallen Richtung SE erkennen. Die Fallwinkelwerte schwanken zwischen 40° und ca. 90° (siehe Tab. 2). Erkennbar ist eine andere Generation von Schieferungsflächen, welche flach-steil nach S einfallen. Die Frage, ob es sich bei diesen Flächen um Messungen verkippter Gesteinspakete oder um frühere flachere Anteile der Scherzone handelt, konnte im Zuge dieser Arbeit nicht geklärt werden. Die Streckungslineare auf den Schieferungsflächen fallen steil nach S-SW mit Werten zwischen 30° und 70° . Anhand von Klastgeometrien und SCC'-Gefügen konnte bereits im Gelände die nach S-SW abschiebende Kinematik festgestellt werden.

Spröde Strukturen

Die Scherzone wurde von N-S-streichenden Störungen und konjugierten Störungsmustern spröde überprägt (Abb. 9B). Die Flächen der Hauptstörung fallen steil nach E und W mit Einfallswinkeln um 90° . Die Strömung auf den Harnischflächen streicht N-S mit Einfall Richtung N und bereichsweise S mit Fallwinkeln von 15° bis etwa 40° . Vor allem am Südwestufer der Donau sind oft sehr schöne Abrisskanten ausgebildet, die Abschiebung nach N anzeigen. Am nördlichen Donauufer wurden teils Lineare gemessen, die horizontale Bewegung mit sinistralen Schersinn anzeigen. Neben der Hauptrichtung sind mindestens zwei konjugierte Störungsmuster ausgebildet. Das Streichen dieser Störungen ist NE-SW bzw. NNW-SSE. Diese wurden bezüglich ihrer Orientierung und Überschiebungskriterien als Syn- und Antiriedelgeometrien zur Hauptrichtung interpretiert. Auch die z.T. präexistente(n) mylonitische(n) Schieferung(en) wurde(n) reaktiviert.

Klüftung

Das Kluftsystem zeigt keine bevorzugte Orientierung (Abb. 9C), jedoch ist das z.T. präexistente Trennflächengefüge wiedererkennbar. So sind sowohl die Schieferungsflächen als auch sprödetektonischen Störungsrichtungen als Kluftflächen ausgebildet.

Diese Beobachtungen sind zwischen den Lithologien unterschiedlich ausgeprägt. Während die Quarzite oft kantig nach einem polygonalen Muster brechen, verwittern die untersuchten Granite eher rundlich.

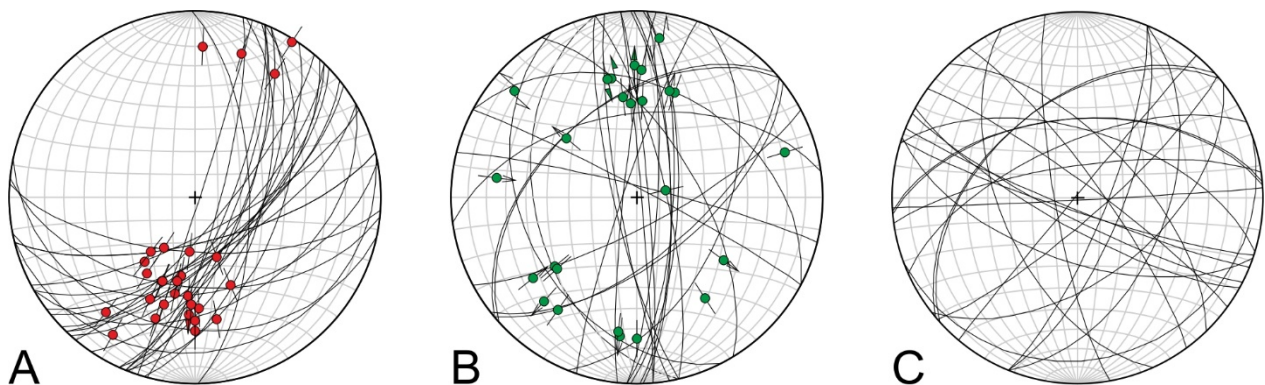


Abbildung 9: A) Stereoplot der mylonitischen Schieferungsflächen und duktiler Lineare (rot). Die Schieferungsflächen fallen mit etwa 60° Richtung SE. Die Streckungslineare streichen N-S mit etwa 50° Einfall Richtung S bis SW. B) Stereoplot der spröden Flächen (Harnischflächen) und Lineare (grün). Die Harnischflächen fallen mit steilem Einfall Richtung E und W. Die Lineare streichen N-S mit ca. 40° Einfall Richtung N und S. Die Ausbildung von konjugierten Störungen ist beobachtbar (NE-SW und NNW-SSE streichend). C) Stereoplot der Kluftflächen. Das präexistente Trennflächengefüge ist erkennbar.

Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Weinsberger Granit

Charakteristisch für den Weinsberger Granit im Untersuchungsgebiet ist seine grobporphyrische Textur mit bis zu 10 cm großen, oft idiomorphen Kalifeldspatkristallen. Die Matrix ist relativ quarzarm und führt neben etwa jeweils einem Drittel Kalifeldspat und Plagioklas in der Regel etwa

8-15% Biotit (LINNER et al. in RUPP et al., 2011). Der hohe Biotit-Gehalt lässt das Gestein relativ dunkel erscheinen. Die Kalifeldspatkristalle im undeformierten Weinsberger Granit zeigen oft gelbliche Verwitterungsränder und werden bis zu 6 cm groß. Im Vergleich zu Graniten, die aus dem Wald- oder Mühlviertel beschrieben wurden, sind die Gesteine im Untersuchungsgebiet allgemein sehr frisch, da die Donau nach der letzten Eiszeit relativ tief in das Gelände eingeschnitten hat. Sie brechen zu großen Blöcken nach dem Kluftsystm und wenn vorhanden auch nach der Schieferung. Die Blöcke zeigen zumeist eine rundliche Form (Wollsackblöcke) und sind oft von Moos bewachsen. Die verwitterungsresistenteren Kalifeldspat-Porphyroblasten ragen meist an den Anbruchflächen aus dem Gestein heraus. In undeformierten Weinsberger Graniten ist eine geregelte Anordnung idiomorpher Kalifeldspäte erkennbar, welche als „magmatisches flow-layering“ interpretiert wurde.

Ganggesteine

Mehrere Ganggenerationen von fein- bis mittelkörnigen Graniten durchschlagen den vorherrschenden Weinsberger Granit diskordant. Die Kontakte sind meist sehr scharf, da der Weinsberger Granit zur Zeit der Intrusion der Gänge bereits so weit abgekühlt war, dass es zu keiner Vermischung der Schmelzen kam. Bereichsweise ist jedoch ein etwas diffuserer Übergang zu erkennen. Es lassen sich hauptsächlich zwei Typen von Gängen unterscheiden. 1) Ein mittelkörniger, relativ Biotit reicher Granit und 2) ein heller feinkörniger Granit. Ersterer wird von FUCHS (2005) als Mauthausener Granit klassifiziert. Dieser weist in der Regel eine sehr gleichmäßige Struktur auf, besitzt mehr Plagioklas als Kalifeldspat und ist mit etwa 23% Quarz relativ arm an diesem. Der Biotit-Gehalt beläuft sich in der Regel auf 8-13%, wodurch das Gestein eher dunkelgrau erscheint (RUPP et al., 2011). Oft finden sich in diesen Gängen Schollen von Weinsberger Graniten, die teilweise auch assimiliert wurden. Bei dem hellem Granit handelt es sich um einen massigen, fein- bis mittelkörnigen, aplitischen Granit, der oft etwas gelblich erscheint. Er bricht kantig und zeigt oft scharfe Kontakte zu den umgebenden Gesteinen. Weiters wird dieser Intrusionsverband durch das Auftreten dunkler, feinkörniger Diorite verkompliziert, die ebenfalls einen eindeutigen Intusionskontakt erkennen lassen. Es folgen Pegmatit-Gänge, die allerdings nur spröde Deformation zeigen. Es ist daher naheliegend, dass sie intrudierten, nachdem die Scherzone aktiv war und deshalb bevorzugt spröd überprägt wurden. Diese Gänge sind weiß und zeichnen sich durch bis zu 1 cm große Muskovit-Kristalle aus.

Paragneis-Schollen

Bereichsweise finden sich Linsen von leicht geschieferten, feinkörnigen Paragneisen in Vergesellschaftung mit Weinsberger Granit. Sie können als abgeschobene Bereiche der Moldanubischen Decken interpretiert werden, da sie älter sind, als der Weinsberger Granit. Dies ist dadurch begründet, dass sie als schwach deformierte Schollen in undeformiertem Granit „schwimmen“. Im Bereich der Scherzone wurden sie ebenfalls von der Deformation erfasst und rekristallisierten dynamisch. Die Paragneise sind hellgrau und reich an Biotit und Muskovit. Durch die Konzentration der Biotite in einzelnen Lagen, erscheint das Gestein gebändert. Die hellen Lagen bestehen fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat.

Mylonitischer Orthogneis

Die Scherzone zeichnet sich durch das Auftreten heller, mylonitischer Orthogneise aus, die, wie reliktsche Partien zeigen, großteils aus feinkörnigen Graniten hervorgingen. Bereichsweise lassen große, deformierte Kalifeldspat-Porphyroklasten auf einen ursprünglichen Weinsberger Granit schließen. Die Mylonite sind oft durch die Verwitterung etwas bräunlich und zeigen Hydroxidverfärbungen. Sie sind sehr arm an Biotit, besitzen zahlreiche Klasten aus Quarz und Feldspat, die duktil auf die Deformation reagieren und brechen zu kantigen Blöcken. In manchen Bereichen sind die Quarz- und Feldspat-Porphyroklasten so stark ausgewalzt, dass ein ultramylonitisches Gefüge ableitbar ist. Der Großteil der Mylonite zeigt sehr schöne Schersinnkriterien. Diese sind Sigma- und Deltaklasten und SCC'-Gefüge (Abb. 10A). Aus dem Geländebefund kann gezeigt werden, dass sich die Scherzone vor allem am Kontakt zwischen WBG und den mittelkörnigen Graniten (Mauthausener-Typ) ausbildete.

Ultrakataklasit

Am orographisch rechten Donauufer wurde ein Ultrakataklasit gefunden (Abb. 10B; Aufschluss: GG15031). Dieser ist als sehr dunkles, etwa 2 cm dickes, dunkles, feinkörniges Band erkennbar, worin einzelne Quarz- und Feldspatklasten auftreten.

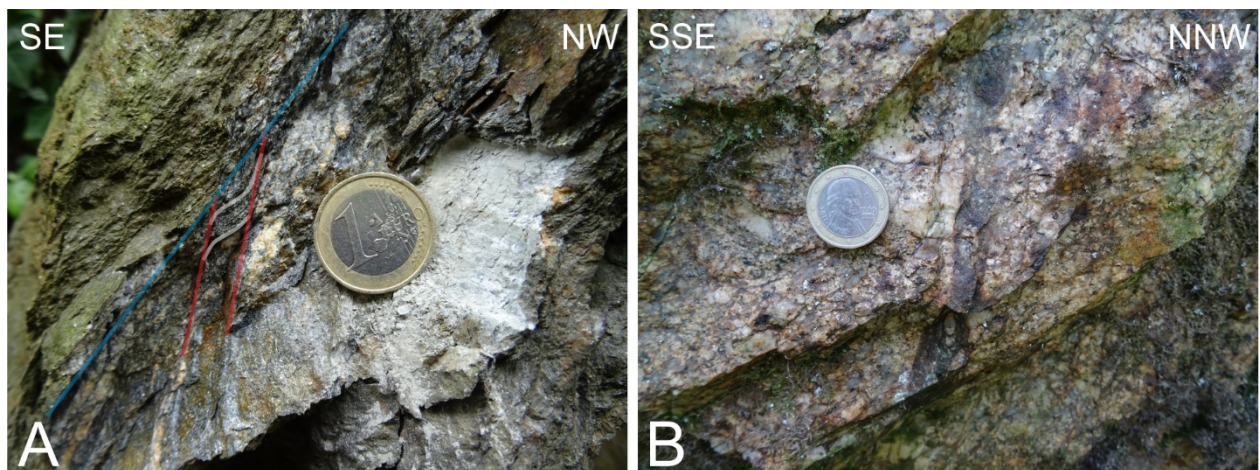


Abbildung 10: A) SCC'-Gefüge zeigt Abschiebung nach S, nachgezeichnet (weiß: S, blau: C, rot: C') (Aufschluss GG15040); B) Ultrakataklasit in WBG mit Orientierung parallel zu den sprödektischen Strukturen.

Petrographie und Mikrostrukturen

Die petrographische Untersuchung der genommenen Proben mittels eines Polarisationsmikroskopes der Firma Leica führte zu Erkenntnissen, die im Folgenden anhand ausgewählter Beispiele näher erläutert werden.

Undeformierte bis schwach deformierte Granite

PGG 14/02

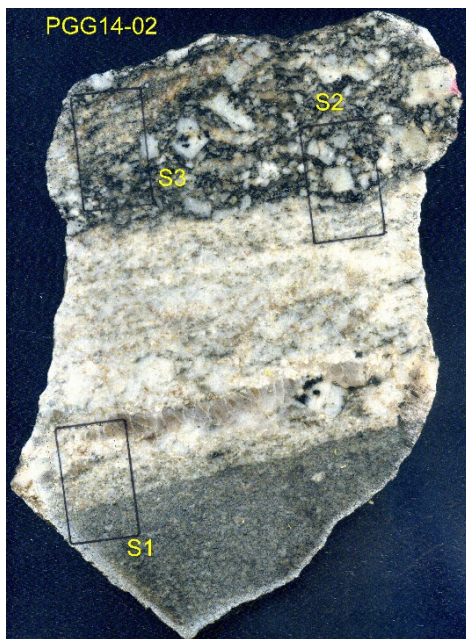


Abbildung 11: Handstück aus Weinsberger Granit (oben), mittel-grobkörnigem Aplitgranit (Mitte) und feinkörnigem Biotitgranit (unten).

Das Handstück (Abb. 11) zeigt einen magmatischen Lagenbau bzw. intrusiven Charakter zwischen grobkörnigem Weinsberger Granit, mittel-grobkörnigem Aplitgranit und mittel-feinkörnigem Biotitgranit.

Der obere Bereich ist charakteristisch für einen Weinsberger Granit, der sich durch die grobporphyrische Struktur und bis etwa 3 cm große, idiomorphe Kalifeldspatkristalle auszeichnet. Der mittlere Bereich stellt einen mittel-grobkörnigen Aplitgranit dar, welcher durch grobkörnige Feldspäte und einen spärlichen Lagenbau gekennzeichnet ist. Meist weisen die Feldspäte gelbe Verwitterungsänderungen auf, was auf einen hohen Fluiddurchsatz hindeuten könnte. Der untere Teil wird von einem mittel-feinkörnigen Biotitgranit eingenommen, in dem vereinzelt idiomorphe Plagioklase auftreten.

Es wurden bisher 2 Dünnschliffe aus dem Weinsberger Granit (III) und aus dem Kontaktbereich zwischen Aplit- und Biotitgranit (I) angefertigt, welche in weiterer Folge beschrieben werden:

PMM 14/02 III

Mikroskopisch ist der Weinsberger Granit mittel-grobkörnig ausgebildet und zeigt eine porphyrische Textur (Abb. 12A, B). Als Hauptgemengteile (HGT) sind idio-hypidiomorpher Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und xenomorpher Quarz beobachtbar. Als Nebengemengteile (NGT) und Akzessorien (AKZ) sind Chlorit, Apatit, Zirkon, Monazit und Erz erkennbar. Die Kalifeldspäte sind meist idiomorph ausgebildet und zeigen perthitische Entmischungslamellen, Verzwillingung und Mikroklingitterung. Randlich sind die Kristallisation zu kleinen Körnern aus Feldspat oder Quarz sowie die Bildung von Serizit erkennbar. Die hypidiomorphen Plagioklase bilden einen Zonarbau und polysynthetische Verzwillingung aus und sind teilweise serizitisiert. Die zahlreichen vorhandenen braunen Biotitkristalle sind zumeist hypidio- bis idiomorph ausgebildet und von zahlreichen Einschlüssen von Apatit und Zirkon/Monazit durchsetzt. Außerdem sind pleochroitische Höfe durch metamikte Bestrahlung keine Seltenheit. Seltener wurden die Biotitkristalle von Chlorit mimetisch ersetzt und Quarz bildet als feinkörnigster Anteil den Rest der Matrix. Die Körner sind xenomorph ausgebildet und löschen undulös aus. Bereichsweise sind schöne Tripelkornengrenzen erkennbar. Augenscheinlich ist auch das zahlreiche Auftreten von Symplektiten, die die magmatische Bildung betonen. Der Zerfall in kleinere Körner und die beobachtete Kornverkleinerung in Schwächezonen lässt das Gestein im Dünnschliff schwach metamorph erscheinen.

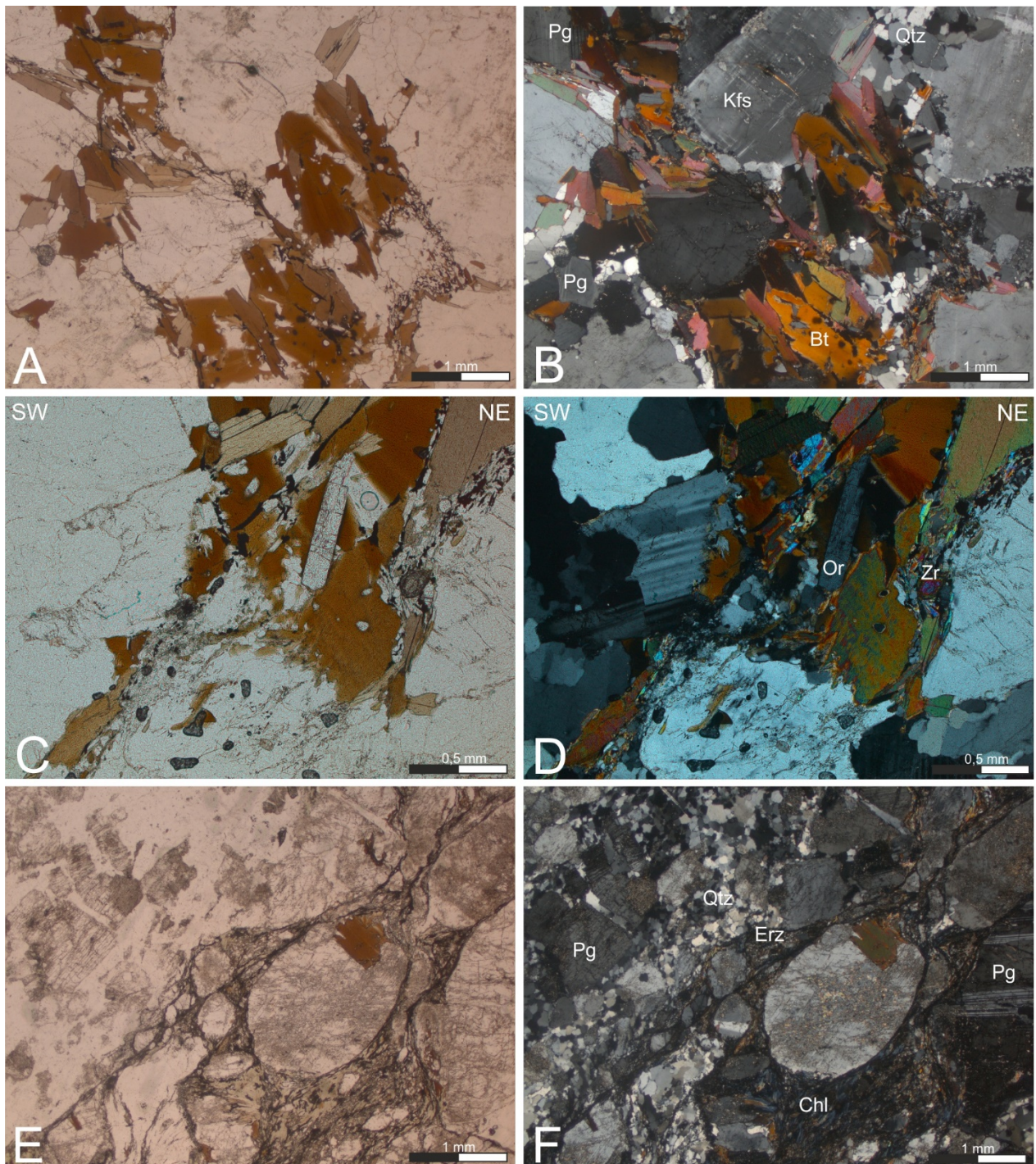


Abbildung 12: Dünnschliffbilder; A, B) (B: gekreuzte Polarisatoren) Undeformierter Weinsberger Granit (PGG 14/02 III). Die Biotite sind unregelmäßig und oft metamikt (pleochroitische Höfe), Kalifeldspäte sind oft verzwillingt und perthitisch entmischt. Plagioklas zeigt die typische polysynthetische Verzwillingung. Die Quarzkristalle zeigen Tripelkorngrenzen und sind feinkörnig ausgebildet (Probe nicht orientiert). C, D) (D: gekreuzte Polarisatoren) Schwach deformierter Orthogneis (PGG 14/09). Biotit zeigt leichte Einregelung nach der Kornform und ist von Apatitkristallen durchsetzt. Ein Orthitkristall ist in der Bildmitte sehr schön zu erkennen und zonierte Zirkone sind nicht selten. E, F) (F: gekreuzte Polarisatoren) Protomylonitischer Orthogneis (PMM 14/03 II). Die Feldspäte sind randlich abgerundet und zerbrochen. Die Zwickel wurden von undulös auslöschendem Quarz verfüllt. Biotit wurde posttektonisch chloritisiert. Risse im Gestein zeigen Ausfällungen von erzeichen Fluiden (Probe nicht orientiert). Abk.: Kfs...Kalifeldspat, Bt...Biotit, Pg...Plagioklas, Qtz...Quarz, Or...Orthit, Chl...Chlorit, Zr...Zirkon

PMM 14/02 I

Mikroskopisch handelt es sich bei diesem Schliff um die Kontaktzone zwischen einem mittel-feinkörnigen, Biotit reichen Granit und einem mittel-grobkörnigen aplitischen Granit. Im Handstück erscheint die Grenze sehr scharf, jedoch im Dünnschliff ist der Übergang kontinuierlich.

Der Aplitgranit zeigt ein unregelmäßiges Gefüge mit den HGT Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und als NGT chloritisierten Biotit. Wie im Weinsberger Granit zeigen die Feldspäte typische magmatische Charakteristika (Zonarbau, Verzwillingung) und sind unregelmäßig. Auch der Quarz unterstützt durch Tripelkorngrenzen statische Bedingungen. Biotit fehlt im aplitischen Granit fast gänzlich.

Im Gegensatz dazu treten sie im Biotitgranit recht häufig auf und zeigen eine deutliche Chloritisierung (IF blau; Fe-reich). Auffallend sind idiomorphe Plagioklase und eine stärkere Umwandlung der Feldspäte (Serizitisierung).

PMM 14/09



Abbildung 13: Handstück eines schwach deformierten Orthogneises (aus WBG).

Bei diesem Handstück (Abb. 13) handelt es sich um einen hellgrauen, grobkörnigen, schwach deformierten Orthogneis, der bis zu 6 cm große Kalifeldspatkristalle beinhaltet. Die Kalifeldspäte sind oft verzwillingt und idiomorph ausgebildet und zeigen sprödes Bruchverhalten. Das Gestein ist reich an Biotit, wobei die Kristalle eine

Größe von mehreren Millimetern erreichen. Quarz spielt mit einem Anteil von etwa 20% eine eher untergeordnete Rolle.

Der Dünnschliff zeigt als HGT Quarz, Plagioklas, Biotit und Kalifeldspat, Chlorit und Muskovit treten nur als NGT auf. Akzessorisch sind Apatit, Epidot, Zirkon/Monazit und Erze erkennbar.

Der unregelmäßige Plagioklas ist oft verzwillingt und weist eine magmatische Zonierung auf. Kalifeldspat bildet große Einsprenglinge, ist aber in der Matrix selten vorhanden. Häufig auftretender Biotit weist eine bevorzugte Orientierung auf, die als „magmatisches flow-layering“ interpretiert werden kann und beinhaltet Einschlüsse von kleinen rundlichen Apatitkristallen. Anders als bei Probe PGG14/02 III enthält dieses Gestein neben Chlorit auch kleine hypidiomorph ausgebildete Muskovitkristalle. Beim Zerfall von Biotit in diesen Hellglimmer werden Erze abgeschieden, die als dunkle, meist xenomorphe, oft längliche Flecken in Erscheinung treten. Nicht selten finden sich auch zonierte Zirkon-/Monazitkristalle in Vergesellschaftung mit Biotit. Diese führen auch zur Bildung der zahlreichen pleochroitischen Höfe, wie schon bei Probe PGG 14/02 III festzustellen war. Das Gestein enthält ebenfalls geringe Mengen an Epidot (Orthitkristall in der Mitte des Bildes in Abbildung 12C, D). Interessant ist die Ausbildung einzelner Scherbänder. Die Minerale sind in diesem Bereich mechanisch verkleinert und bevorzugt orientiert.

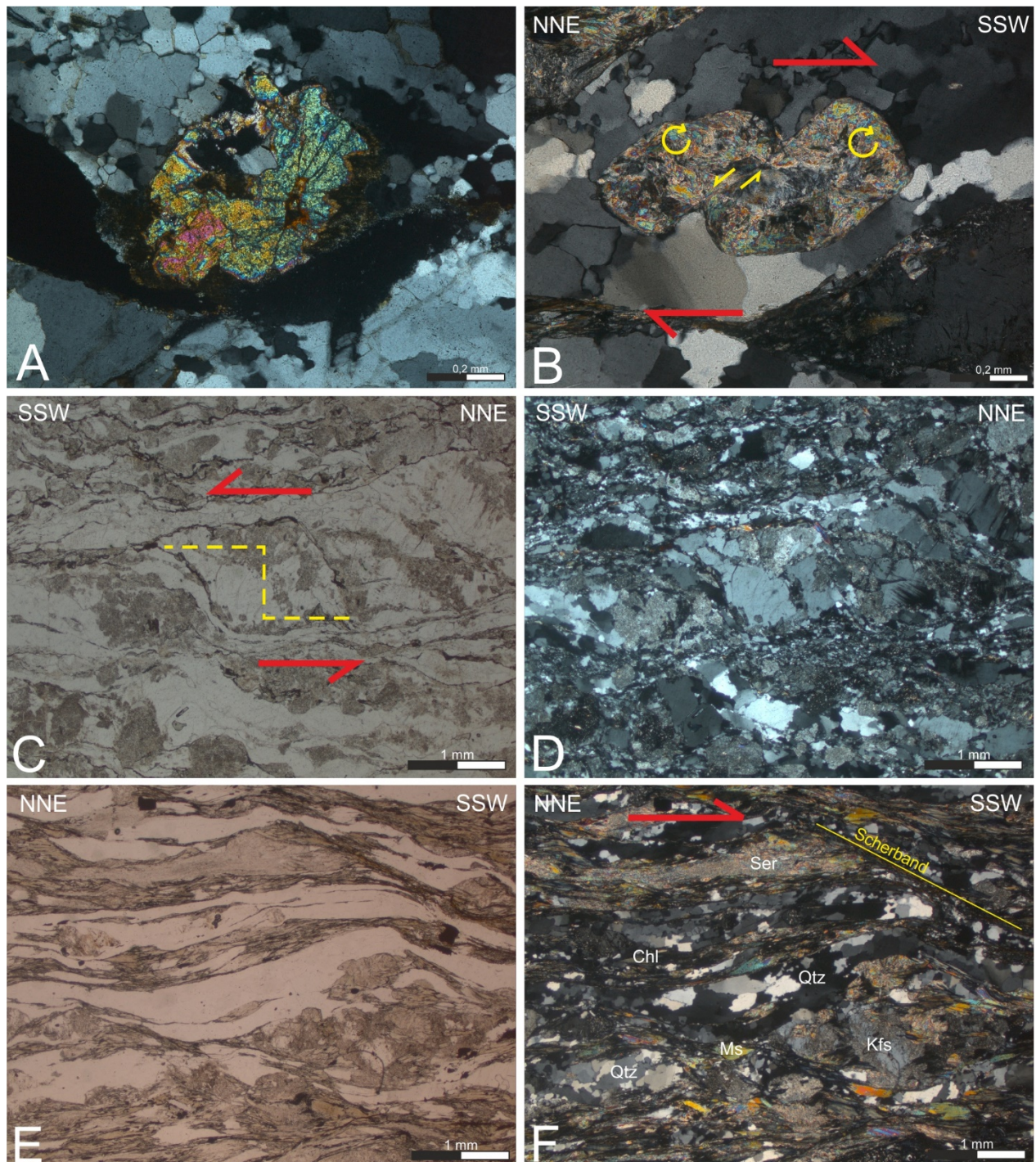


Abbildung 14: Dünnschliffbilder; A) Relikt eines Zirkonkristalles (PMM 14/03 I; Probe nicht orientiert). B) Serizit-Pseudomorphose nach Kalifeldspat in mylonitischem Orthogneis. Antithetische Abschiebung (dominotilting) zeigt Top SSW gerichteten Schersinn (PMM 14/11 I). C, D) (D: gekreuzte Polarisatoren) Mylonitischer Orthogneis. Klasten von Kalifeldspat lassen auf einen Weinsberger Granit als Protolith schließen und zeigen Top SSW Schersinn an. Feldspäte sind oft serizitisiert und, wie Quarz, stark zerkleinert (dyn. rekristallisiert). C: gelbe Linie deutet „stair-stepping“ in einem Sigma-Klast aus Kalifeldspat an. D: Kalifeldspat rekristallisiert randlich und zerfällt in feinkörnige Aggregate. Neu gebildeter Muskovit wird durch die bunten Interferenzfarben sichtbar (PGG 14/05A). E, F) (F: gekreuzte Polarisatoren) Mylonitischer Orthogneis aus der Scherzone. Ehemalige Klasten von Feldspat, die fast vollständig serizitisiert wurden, weisen auf einen Weinsberger Granit als Protolith hin. Dunkle Lagen aus choritisiertem Biotit, feinem Muskovit, Serizit, opaker Phase und Feldspat wechseln mit hellen Lagen aus Quarz, größeren Muskoviten, Serizit und selten Feldspat. Scherbänder und Klastengeometrien weisen auf eine Scherung Richtung SSW hin (PMM 14/11 I). Abk.: Kfs...Kalifeldspat, Ms...Muskovit, Qtz...Quarz, Chl...Chlorit (aus Biotit hervorgegangen), Ser...Serizit

Protomylonitische Orthogneise

PMM 14/03 I/II

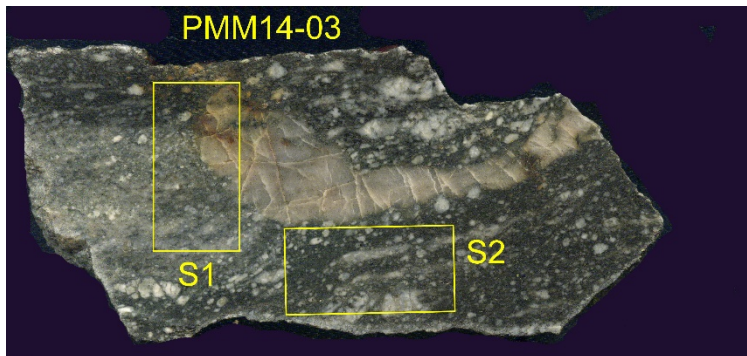


Abbildung 15: Handstück eines protomylonitischen Orthogneises.

Bei dieser Probe (Abb. 15) handelt es sich um einen protomylonitischen, durch Biotit dunkelgrau gefärbten Orthogneis. Kalifeldspatklasten, die sich durch die Größe von wenigen Zentimetern von den umgebenden Matrixmineralen unterscheiden, deuten darauf hin, dass es sich beim Protolith um einen Weinsberger Granit handeln könnte.

Mikroskopisch wird erkennbar, dass diese Klasten meist aus Kalifeldspäten bestehen, die durch den Zerfall ehemaliger größerer Feldspatkristalle gebildet wurden. Neben Kalifeldspat, treten in der Probe auch Plagioklas, Quarz und Biotit als HGT auf. Als NGT seien Chlorit, Zirkon und Apatit genannt.

Oft sind die Feldspäte, darunter auch verzwillingter Plagioklas, randlich abgerundet und gänzlich zerbrochen. Die entstehenden Zwickel sind von Quarz verfüllt. Der Quarzgang wirkt im Handstück zerbrochen und etwas milchig und trüb. Unter dem Mikroskop wird deutlich, dass es sich um viele kleine Quarzkörner handelt, die meist durch Tripelkorngrenzen miteinander verbunden sind. Auch größere Quarzkörner treten dazwischen auf und weisen darauf hin, dass quarzreiche Fluide in das noch undeformierte Gestein eintraten und in Form von Quarz auskristallisierten. Danach wurde das gesamte Gestein von der Deformation erfasst, wobei die Quarzkörner, wie auch die Feldspäte randlich in kleinere Körner zerfielen. Einzelne Scherbänder, die von teils chloritisiertem Biotit aufgebaut werden, weisen ebenfalls auf eine Scherung hin. Nachträglich wurde das Gestein spröde überprägt. Risse, die dabei im Gestein entstanden, wurden von erzreichen Fluiden verfüllt (Abb. 12E, F). In Probe PMM 14/03 I wurden außerdem Relikte von Zirkonkristallen gefunden, die über einen halben Zentimeter messen (Abb. 14A). Sie treten in einem stark alterierten, Biotit reichen Bereich des Dünnschliffes auf und sind randlich, wie auch intern stark zerfressen und von Bruchlinien durchzogen.

Mylonite

PGG 14/05 A

Dieser mylonitische Orthogneis stammt aus dem mylonitischen Teil der Scherzone an der Südwestseite der Donau. Im Aufschluss zeigt dieses hellgraue, feinkörnige Gestein gelblich, bräunliche Spuren kaolinitischer Verwitterung. Es ist arm an Biotit und von Feldspat- und Quarzgängen durchzogen. Die Feldspäte treten als Porphyroklasten mit durchschnittlich etwa 3 mm Größe auf und sind duktil verformt. Manche Klasten sind bis zu 1 cm groß.

Unter dem Mikroskop wird deutlich, dass die Feinkörnigkeit dieses Mylonites auf den Einfluss der Scherzone zurückzuführen ist (Abb. 14C, D). Das Gestein ist Kalifeldspat reich und arm an Plagioklas, Biotit und Hellglimmer. Sofern Biotit erhalten ist, ist er meist von starker Chloritisierung betroffen. Die eher selten auftretenden Hellglimmer sind sehr feinkörnig und umgeben oft Kalifeldspat-Porphyroklasten. Die Klasten als solche bestehen nicht aus einzelnen abgerundeten Feldspäten, es handelt sich vielmehr um Produkte des Zerfalls dieser einstmals größeren Einzelkristalle, die dynamisch rekristallisierten. Das gesamte Gestein ist von einer Serizitisierung betroffen, die häufig im Zusammenhang mit Fluideintrag während der Scherung steht. Vor allem die Kalifeldspäte, die in diesem Gestein sehr häufig auftreten, sind davon betroffen. Anhand der dynamischen Rekristallisation der Feldspäte kann auf amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen geschlossen werden. Die Chloritisierung der Biotite weist auf eine retrograde, wahrscheinlich statische Überprägung unter grünschieferfaziellen Bedingungen hin.

PMM 14/11 I

Dieses Handstück eines sehr dunkel gefärbten, mylonitischen Orthogneises stammt aus der Scherzone am Nordostufer der Donau. Makroskopisch sind Porphyroklasten aus Feldspat nicht zu übersehen. Teils sehr schön ausgebildete Scherbänder können als Schersinnindikatoren herangezogen werden.

Mikroskopisch zeigt sich ein sehr ähnliches Bild (Abb. 14E, F). Die Scherbänder sind meist deutlicher ausgebildet und zeigen eindeutig, dass das Gestein Top SW geschert wurde. Das Gestein besteht aus Quarz, Feldspat, Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Serizit und Erz.

Quarz ist durch eine undulöse Auslöschung und elongierte Formen (Diskenquarze) charakterisiert und tritt häufig auf. Feldspat, der duktil verformt wurde, bildet oft Porphyroklasten und ist meist vollständig serizitisiert. Teilweise sind die Feldspäte noch erhalten und nur randlich, vor allem am „Straincap“, serizitisiert oder durch Hellglimmer ersetzt. An solchen Plagioklasen ist die magmatische Zonierung noch erkennbar. Im „Strainshadow“ hingegen bildeten sich häufig Myrmekite. Die Feldspäte wurden teilweise posttektonisch pseudomorph von Serizit ersetzt (Abb. 14B). Biotit ist in diesem Gestein selten, da er posttektonisch fast vollständig mimetisch von Chlorit ersetzt wurde. Die Kristalle sind mit wenigen Ausnahmen nach der mylonitischen Schieferung eingeregelt. Bei wenigen Ausnahmen von Biotit handelt es sich um posttektonische Neubildungen. Auch diese sind meist chloritisiert, was darauf schließen lässt, dass die Chloritisierung nach der Neubildung der Biotitkristalle stattgefunden haben muss. Auffallend ist der Reichtum an Hellglimmer. Es lassen sich mehrere Generationen unterscheiden. Zum Einen gibt es große, oft alterierte Kristalle, die nach der Schieferung eingeregelt sind und den Schersinn erkennen lassen, zum Anderen finden sich kleinere Hellglimmerkristalle, die ebenfalls eingeregelt sind. Schließlich gibt es noch Kristalle, die wahrscheinlich aus Serizit rekristallisierten. Diese sind ungeregelt. Die opake Phase ist durch runde oder stängelige Minerale vertreten und oft durch Eisenreichtum rötlich gefärbt.

Das Gestein, ein Weinsberger Granit, wurde unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen geschert. Dabei wurden die Feldspäte duktil verformt, feinkörnige Glimmer gebildet, die diese Klasten umflossen und bereits vorhandene Hellglimmerkristalle in die mylonitische Schieferung eingeregelt. Nach der Scherung kühlte das Gestein langsam ab. Dabei wurden die Feldspäte serizitisiert und Myrmekite bildeten sich im „Strainshadow“. Nachträglich oder auch gleichzeitig

rekristallisierten einige Serizitkristalle zu Hellglimmerkristallen und quer zur Schieferung wachsende Biotitkristalle bildeten sich neu. Anschließend wurde der Biotit unter grünschieferfaziellen Bedingungen chloritisiert.

Diskussion

Umgebungsgesteine der Scherzone

Das Untersuchungsgebiet ist bezüglich des Gesteinsinhalts sehr heterogen. Auf der geologischen Karte von FUCHS (2005) ist klar erkennbar, dass der Weinsberger Granit weitaus die größte Verbreitung hat. Intrusionen von Feinkorngraniten vom Typ Mauthausen, die diesen durchschlagen, erreichen ebenfalls ein nicht unbeachtliches Ausmaß. Weiters sind Gänge vermerkt, die das vorherrschende Gestein diskordant durchschlagen. Durch die Untersuchung ihrer petrographischen Zusammensetzung und Chemie und durch feldgeologische relative Altersbestimmungen aufgrund des Studiums der Kontakte benachbarter Intrusivkörper kann auf die Abfolge und Genese dieses großräumigen plutonischen Ereignisses geschlossen werden, das den Südböhmischen Batholith aufbaut.

Wenn man die geologische Karte heute betrachtet, sieht man eine mylonitische Scherzone, die den Südböhmischen Batholith durchschneidet und die Gesteine bei Temperaturen um 500°C mylonitisiert. Die Entstehungsgeschichte der Gesteine, die auf dieses Gebiet aufbauen, könnte folgendermaßen ausgesehen haben: Mehrere Körper von mittelkörnigen Graniten intrudierten in den Weinsberger Granit, der bereits Platz genommen hatte. Die meist sehr scharfen Kontakte zwischen diesen intrudierenden Graniten und den Weinsberger Graniten weisen darauf hin, dass sich letztere bereits im festen Zustand befanden. Hin und wieder sind Schollen vom Weinsberger Granit in mittelkörnigen Graniten beobachtbar. Teilweise wurden diese Schollen assimiliert, jedoch blieben sie auch als unvollständig aufgeschmolzene Schollen erhalten. Dieser Intrusionsverband wurde anschließend von Gängen feinkörniger, aplitischer Granite durchschlagen, allerdings in volumsmäßig weit geringerem Ausmaß. Sie sind ebenso, wie die mittelkörnigen Granite, durch scharfe Kontakte von den umgebenden Gesteinen getrennt. Am orographisch linken Donauufer wurden bis etwa 5 dm mächtige Gänge von sehr dunklen Dioriten beobachtet, die eine ähnliche Geschichte vermuten lassen. Von Interesse ist außerdem das Auftreten schwach geschieferter Paragneise, die vermutlich dem Ostrong-Deckensystem zuzuordnen sind. Sie wurden, ähnlich wie die Schollen von Weinsberger Granit in den Schmelzen mittelkörniger Granite, von ihrer ursprünglichen Lage abgetrennt und an die heutige Position versetzt. Womöglich handelt es sich um die Reste größerer Schollen, die nicht mehr aufgeschmolzen werden konnten. Am Geländebefund wird deutlich, dass diese Paragneis-Linsen älter sein müssen als der Weinsberger Granit, da sie als schwach geschieferte, somit deformierte Schollen in undeformierten Gesteinen vorkommen.

Scherzone

Durch den beginnenden Kollaps des Variszischen Gebirges kam es zur Ausbildung von Scherzonen, wie der NE-SW streichenden Freyenstein-Scherzone. Sie bewegte die hangenden Anteile nach S-SW. Die Gesteine wurden dabei unter amphibolitfaziellen Bedingungen deformiert.

Schichtsilikate, vor allem Biotite, bilden eine deutliche Schieferung und Klasten von Feldspat und Quarz und SCC'-Gefüge lassen den Schersinn Richtung S/SW gut erkennen. Zuletzt drangen Pegmatit-Gänge von nur wenigen dm Mächtigkeit ein. Diese Gesteine sind gut geeignet, ein Minimalalter für den duktilen Anteil der Scherzone zu ermitteln. Die Scherzone sollte jünger sein als die aplitischen Granite und älter als die Pegmatit-Gänge. Dies ist anhand von Überschneidungskriterien belegt. Die Scherzone wurde spröde überprägt, wobei auch die Pegmatite erfasst wurden. Zahlreiche Harnischflächen und Schersinnindikatoren (Abrisskanten, Faserkristalle, Riedlgeometrien) zeigen abschiebende Scherrichtung nach N, bereichsweise so flach, dass es als sinistraler Bewegungssinn gedeutet werden kann.

Am Südwestufer der Donau wurden die NE-SW streichenden Schieferungsflächen nicht nachbewegt. Stattdessen wurden Flächen bewegt, die sehr steil (ca. 70°) einfallen und N-S streichen. Es stellte sich die Frage, warum sich ein Stressfeld nicht an vorhandenen Schwächezonen entlädt. Diese Frage konnte mit dieser Arbeit nicht beantwortet werden. Ein Blick auf die Stereoplots lässt allerdings vermuten, dass die Scherzone bereichsweise an einem Synriedel zur Hauptbewegungsrichtung nachbewegt wurde. Auf die Mehrzahl der Flächen trifft dies allerdings nicht zu. Es kann daher geschlossen werden, dass die Scherzone überprägt und nicht, wie anfangs angenommen, reaktiviert wurde.

Zusammenfassung

Die Freyenstein-Scherzone im Amstettner Bergland und Strudengau wurde im Zuge dieser Arbeit erstmals näher untersucht. Es handelt sich um eine NE-SW streichende, nach S-SW abschiebende Scherzone, die unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen angelegt wurde. Unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies kam es in der Scherzone zu retrograden Mineralumwandlungen. Abschließend wurde sie nach N abschiebend, bzw. sinistral seitenverschiebend reaktiviert.

Eigenständigkeitserklärung

"Hiermit gebe ich die Versicherung ab, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten und nicht veröffentlichten Publikationen entnommen sind, sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit wurde in gleicher oder ähnlicher Form weder im In- noch im Ausland (einer Beurteilerin/ einem Beurteiler zur Begutachtung) in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt."

Referenzen

- BRANDMAYR, M., DALLMEYER R.D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. *Tectonophysics* 248: 97–116.
- BRANDMAYR, M., LOIZENBAUER, J. & WALLBRECHER, E. (1997): Contrasting P-T conditions during conjugate shear zone development in the Southern Bohemian Massif, Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 90: 11-29, Wien.
- BÜTTNER, S.H. (2007): Late Variscan stress-field rotation initiating escape tectonics in the southwestern Bohemian Massif - a far field response to late-orogenic extension. - *Journal of Geosciences*, 52: 29–43.
- CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. – *Journal of Petrology*, 34: 427-459.
- CHÁB, J., STRÁNÍK, Z., ELIÁŠ, M. (2007): Geologická mapa České republiky 1 : 500 000. – Česká geologická služba. Praha.
- COOKE, R.A. (2000): High-pressure/temperature metamorphism in the St. Leonhard Granulite Massif, Austria: evidence from intermediate pyroxene-bearing granulites. - *International Journal of Earth Sciences*, 89: 631-651.
- DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Eds) (1995): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. - 604 pp, Springer (Berlin Heidelberg New York).
- FINGER, F. & QUADT, A. von (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit? U/Pb versus Rb/Sr Geochronologie. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 137: 83-86, Wien.
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUSEK, V., RENE, M. & RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. - *Journal of Geosciences*, 52: 9-28.
- FINGER, F., RENÉ, M., GERDES, A. & RIEGLER, G. (2009): The Saxo-Danubian Granite Belt: Magmatic response to postcollisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen). – *Geologica Carpathica*, 60: 205–212, Bratislava.
- FRITZ, H., & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the southeastern Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, 82(3): 556-565.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 119: 1-43.
- FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 145: 283-291.

- GEBAUER, D. & FRIEDL, G. (1994): A 1,38 Ga protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian zone of the southern Bohemian Massif, NE-Austria): Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. - Journal of the Czech Geological Society, 39/1, 35-35, Prague.
- GERDES, A. FRIEDL, G. PARRISH, R.R. FINGER, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – Journal of the Czech Geological Society, 48, 53-54, Prague.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data – A Review. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 141: 377-394, Wien.
- KRONER, U. & ROMER, R.L. (2013): Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered - Gondwana Research, 24: 298-329.
- KRONER, U., MANSKY, J.-L., MAZUR, S., ALEKSANDROWSKI, P., HANN, H.P., HUCKRIDE, H., LACQUEMENT, F., LAMARCHE, J., LEDRU, P., PHARAOH, T.C., ZEDLER, H., ZEH, A. & ZULAUF, G. (2008): Variscan tectonics. - In: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic. - Geological Society of London, 599-664.
- LINNER, M. (2013): Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk - Dunkelsteinerwald Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt. Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk 23.-27. September 2013: 43-56.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. – Journal of Metamorphic Geology, 4: 323-344.
- PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. - Journal of Metamorphic Geology, 15: 203-222.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. Erläuterungen. - 255 S, Geologische Bundesanstalt Wien.
- SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 132: 21-37, Wien.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 119: 75-81, Wien.
- VELLMER, C. & WEDEPOHL, K.H. (1994): Geochemical characterization and origin of granitoides from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. – Contributions to Mineralogy and Petrology, 118: 13-32, Berlin.
- WALDMANN, L. (1930): Aufnahmsbericht des Privatdozenten Dr. Leo Waldmann über Blatt Gmünd – Litschau (4454). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1930: 38-41, Wien.

Anhang

Aufschlussbeschreibungen										
Aufschluss #	Koordinaten		Lithologie	Textur	Körnigkeit	Farbe	Minerale	Besonderheit	Foto	Probe
N	E	H								
GG14001	5339987	496385	240 Orthogneis	stark geschiefert, mylonitisch	fein	hellgrau, grünlich	Quarz, Feldspat, Biotit, Chlorit?	dünne Bt. Bänderung; Quarz veins: 30-40cm mächtig, milchig, spröde zerbrochen, durchschlagen mylonitische Foliation;	ja	
GG14002	5340066	496393	255 Orthogneis	mylonitisch, stark penetrativ zerklüftet	fein	grau, grünlich	Quarz, Feldspat, Biotit, Chlorit?	Bereiche von mittelkörnigem Feldspat (WBG)		
GG14003	5340094	496413	240 Orthogneis	mylonitisch, geschiefert, stark penetrativ zerklüftet, Harnischflächenreich	fein	grau, grünlich	Quarz, Feldspat, Biotit, Chlorit?	dynamisch rekristallisierter Quarzbänderchen; Feldspatlagen inWBG-Bereichen; Foliationsparallele Quarzveins	ja	
GG14004	5340138	496359	250 Orthogneis	mylonitisch	mittel	hellgrau	Quarz, Feldspat, Biotit	relativ massig, keine Quarzklüfte	nein	
GG14005	5340815	496045	240 WBG	schwach geschiefert	mittel-grob	grau	Biotit, Feldspat, Quarz	eingeregelter Kfsp bis 4cm und eingeregelter Biotit; Wechsellagerung mit WBG; Übergang:	ja	
			Paragneis	geschiefert/gebändert	fein	grau	Quarz, Feldspat, Biotit, Granat?, Heiligimmer?	Wechsellagerung mit WBG; Übergang: vermehrtes Auftreten von	ja	IGL1411
GG14006	5340595	496175	230 WBG	schwach geschiefert	mittel-grob	grau	Kfsp, Quarz, Biotit	Quarzreiche Areale, Riedel?; konkordanter Kontakt zu FK (ca. 1m mächtig)	ja	
GG14007	5340566	496208	230 WBG	schwach geschiefert	mittel-grob	grau	Quarz, Biotit, Kfsp	Kfsp (bis 5cm) mehrheitlich eingeregelt; Quarzveins; Verzahnung mit WBG	ja	PGG1402
GG14008	5340367	496294	240 FK	grobporphyrisch	fein-mittel	mittel-dunkelgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	ev. Ultrakataklasit, Kfsp unregelmäßig; Quarz	ja	PGG1402
GG14009	5340245	496337	230 FK	schwach geschiefert	fein	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	Schollen von WBG mitdeformiert; Quarz dynamisch rekristallisiert, Feldspat spröde	ja	PMM1401-03
GG14010	5340218	496348	220 Orthogneis	mylonitisch, grünschieferfaziell	fein	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	Quarzreich, Klasteometrien, S (myl)	ja	PGG1403A-C
GG14011	5340155	496354	230 Orthogneis	mylonitisch	fein	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	spröde bis (duktil) als Harnischflächen	nein	PGG1404
GG14012	5340077	496417	220 Orthogneis	mylonitisch	fein	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	Quarz dynamisch, Klasteometrien, Fsp	ja	PGG1405A
GG14013	5340033	496404	220 Orthogneis	mylonitisch	fein	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	Wechsellagerung Qtz-reiche Lagen, Fsp-	ja	PGG1406A/B
			WBG	kataklasitisch	fein	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	Quarzreich, Fsp spröde	ja	
GG14014	5339881	496459	220 WBG	geschiefert (protomyl.)	mittel	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	Qtz dyn., Fsp spröde-duktil, große Kfsp-	ja	
GG15001	5339510	496565	250 WBG	protomylonitisch	mittel	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	im Graben; zerbröselte WBG	ja	
GG15002	5339593	496569	240 WBG	zerbrösel	mittel	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	mehrere Rollstücke	ja	
GG15003	5339615	496528	260 Orthogneis	mylonitisch	fein	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	bis 7 cm große Kfsp, manche Kfsp nicht	ja	
GG15004	5339637	496531	260 Orthogneis	schwach geschiefert	mittel	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	Qtz spröde, keine Schieferung erkennbar	ja	
GG15005	5339645	496550	240 WBG	grobporphyrisch	mittel	grau	Feldspat, Quarz, Biotit	Kfsp bis 6 cm, Qtz dyn.	ja	
GG15006	5339795	496537	230 WBG	schwach geschiefert	mittel-grob	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	Qtz dyn., Fsp leicht dyn.	ja	
GG15007	5339859	496482	240 Orthogneis	protomylonitisch	mittel	grau, bräunlich	Feldspat, Quarz, Biotit	in FK-Gang	ja	
GG15031	5339675	496574	240 kataklasit			sehr dunkel			ja	15G13
GG15032	5339958	496315	300 Orthogneis	mylonitisch	mittel	grau	Feldspat, Quarz, Biotit, ev. Cordierit	Schutthalde; Edukt: WBG, hochgradig deformiert	nein	
GG15033	5339975	496278	330 Orthogneis	mylonitisch	fein	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	Qtz reich, Edukt: WBG	ja	
GG15034	5339982	496199	350 Gneis	mylonitisch	fein	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	leicht verfalltet, Orthogneis?	ja	15G14
GG15035	5339972	496239	380 Gneis	mylonitisch	fein	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	Klasteometrien	ja	15G15
GG15036	5340058	496372	260 Orthogneis	mylonitisch	fein	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit	Edukt: FK, od WBG?	nein	
GG15038	5340827	496441	250 FK, WBG, Paragneis					Vergesellschaftung; geschieferte Paragneislinse (am ältesten) von undef.	ja	

GG15039	5340932	496394	250	FKG, WBG, aplit. Granit, DFG, Paragneis						WBG zeigt magmat. Flow-layering und Schollen werden von undef. FKG assimiliert, häufig von Scherbahnen durchschlagen; undef. Aplit. Gänge	ja	15G16, 15G17
GG15040	5340635	496527	250	Orthogneis	mylonitisch	fein	hellgrau	Feldspat, Quarz, Biotit		Scherzone, mind. 250m breit, Edukt: FKG, Pegmatoid-Gänge: nicht duktil def., nur bis hierhin ist die Scherzone	ja	15G18A/B
GG15041	5340415	496675	250									
	Koordinatensystem			WBG	Weinsberger Granit, kann auch schwach geschiefert sein							
	WGS84UTM33N			FKG	fein- bis mittelkörniger Granit, kann auch schwach geschiefert sein							
				DFG	dunkler, sehr feinkörniger, leicht geschieferter Gneis = Diorit							

Tabelle 1: Aufschlussstabelle

Messungen

Aufschluss#	Typ	Fläche		Lineation		Schersinn	Besonderheit
		Fallrichtung	Fallen	Streichen	Fallen		
GG14001	Schieferung Mylonit	112	52	170	34		
	Kluft	112	50	146	35		
	Kluft	54	80				
	Kluft	355	55				
	Kluft	356	55				
GG14002	Schieferung Mylonit	166	70	219	59		
	Harnisch	59	64	126	42	down	Abrisskante 2
GG14003	Schieferung Mylonit	112	75	192	52		
	Harnisch	257	80	348	35	sin	Synriedel
	Synriedel	88	75	2	32	sin	
	Harnisch	85	85	352	45		
	Harnisch	86	82				
	Harnisch	260	82	346	35		
	Harnisch	92	72	20	40		
	Harnisch	93	81	8	15	sin	
	Harnisch	93	74	17	40	down	
	Harnisch	89	75	359	30	down	Synriedel
GG14004	Schieferung Mylonit	112	72	182	42		
	Harnisch	243	38	187	26	down	Abrisskante 3
	Harnisch	28	86	73	18		
	Harnisch	14	85	77	77		
GG14005	Schieferung	105	79	180	29		
	Kluft	199	62				
GG14006	Kluft (ev. Schieferung)	112	70				
	Kluft (ev. Schieferung)	112	77				
GG14007	Schieferung WBG	111	68	158	48		
	Schieferung WBG	115	62				
GG14008	Schieferung	114	74				
GG14009	Schieferung FKG	114	69	33	22		
	Kluft	209	77				
	Kluft	139	80				
GG14010	Schieferung (S2)	192	30	218	23		Intersektionslinear
	Harnisch (Kluft)	152	77	232	30	up	Abrissk. 3
	Schieferung (S2)	167	18	211	15		
	Schieferung (S1) myl	141	65	204	40		grobk. Hgl auf S-Fläche (bei Reaktivierung gewachsen?)
	Schieferung (S1) myl	152	74	218	54		
GG14011	Harnisch	142	62	215	27		spröd-duktil
	Harnisch	140	64	222	26	down	Abrissk. 3
	Schieferung (S1)	132	62	184	46		duktil
GG14012	Schieferung myl.	112	63				
	Kluft	320	48	230	42		
	Kluft	318	48	228	42		
GG14013	Schieferung (Orthogn.)	184	66	160	62		
GG14014	Kluft	246	56				
	Schieferung	150	40	198	32		
GG15001	Schieferung WBG	118	32				
	Schieferung WBG	147	37				
GG15006	Kluft	198	84				
	Schieferung	86	50				
	Schieferung	211	78				
	Harnisch	289	84	310	49	down	
	Harnisch	240	75				
	Schieferung	166	70	212	64		

GG15033	Schieferung	136	65	186	66		
	Schieferung	134	65	196	40		
GG15034	Schieferung	151	65				
	Schieferung	186	50	212	50		
	Schieferung	134	70	202	50		
GG15035	Schieferung	150	64	190	55	down	
GG15036	Schieferung	169	47	192	46		
GG15038	Kluft	310	89				
	Kluft	142	54				
	Kluft	177	89				
	Kluft	46	64				
	Kluft	36	83				
	Kluft	352	76				
	Kluft	260	80				
	Kluft	17	60				
	Harnisch	118	67				
	Harnisch	77	77	3	47		
	Harnisch	257	44	180	25		
	Harnisch	276	84	188	28		
GG15039	Kluft	160	14				
	Kluft	202	85				
	Kluft	207	81				
	Kluft	336	66				
	Harnisch	352	53	278	25	up	Abrisskante 3
	Harnisch	28	40	311	14	sin	Abrisskante 3
	Scherbahn	140	49				
	Scherbahn	147	47				
	Scherbahn	130	77	32	2		
	Scherbahn	108	88	18	20		
GG15040	Schieferung	143	67	201	50		
	Schieferung	124	63	183	37	down	
	Schieferung	89	66	3	20		womöglich etwas verstellt
	Schieferung	114	61	178	40		
	Schieferung	106	60	180	34		

Tabelle 2: Messwerte