



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Tektono-metamorphe Entwicklung der SE
Kreuzeckgruppe (Ostalpen, Österreich)“

verfasst von / submitted by

Gerit E. U. Griesmeier, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien, 2017/ Vienna 2017

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Erdwissenschaften

Betreut von / Supervisor:

Univ. Prof. Mag. Dr. Bernhard Grasemann

Mitbetreut von / Co-Supervisor:

Dr. Ralf Schuster

Inhalt

1	Danksagung	3
2	Vorwort	5
3	Zusammenfassung	5
4	Abstract	6
5	Geographischer Überblick	8
6	Geologischer Überblick	9
7	Erforschungsgeschichte	11
8	Geologische Entwicklungsgeschichte	11
8.1	Präkambrische und paläozoische Entwicklung	11
8.2	Mesozoische Entwicklung	12
8.3	Känozoische Entwicklung	13
9	Geologischer Bau	13
9.1	Oberostalpin	13
9.1.1	Koralpe-Wölz-Deckensystem	15
9.1.1.1	Prijakt-Polinik-Komplex (Prijakt-Decke)	15
9.1.1.2	Gesteine der Wallner-Scherzone	16
9.1.2	Drauzug-Gurktal-Deckensystem	16
9.1.2.1	Strieden-Komplex (Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)	16
9.1.2.2	Gaugen-Komplex (Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)	18
9.1.2.3	Gesteine der Leßnigbach-Scherzone	19
9.1.2.4	Goldeck-Komplex (Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)	21
9.1.3	Periadriatische Intrusiva	22
9.1.4	Quartäre Ablagerungen und Formen	22
10	Dünnschliffmikroskopie und Metamorphosegeschichte	25
10.1	Prijakt-Polinik-Komplex und Wallner-Scherzone	27
10.1.1	Granat führende Paragneise	27
10.1.2	Phyllonite, Mylonite, Kataklastite	29
10.1.3	Amphibolite	32
10.1.4	Interpretation der Metamorphosegeschichte	32
10.2	Gaugen-Komplex	32
10.2.1	Paragneise und Glimmerschiefer	32
10.2.2	Interpretation der Metamorphosegeschichte	33
10.3	Leßnigbach-Scherzone	35
10.3.1	Gesteine im Kern der Leßnigbach-Scherzone	35
10.3.2	Gesteine am Rand der Leßnigbach-Scherzone	35
10.3.3	Diskussion	35
10.4	Blaßnig-Scherzone	36
10.5	Strieden-Komplex	37
10.5.1	Granat-Glimmerschiefer	37
10.5.2	Amphibolite	37
10.5.3	Interpretation der Metamorphosegeschichte	37
11	Strukturelle Lagerungsverhältnisse und Tektonik	38

11.1	Prijakt-Polinik-Komplex	38
11.2	Wallner-Scherzone	39
11.3	Gaugen-Komplex.....	40
11.4	Leßnigbach-Scherzone	41
11.5	Blaßnig-Scherzone	42
11.6	Strieden-Komplex.....	43
12	Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop	43
12.1	Methodik.....	43
12.2	04R65 – Grt-Glimmerschiefer.....	44
12.2.1	Petrographie und Chemie.....	46
12.2.2	Granatprofil	47
12.2.3	P-T Modellierung und Vergleich von Chemie und Beobachtungen.....	47
12.2.4	Interpretation der Struktur- und Metamorphoseentwicklung	48
12.3	16G32 – St-Ky-Grt-Glimmerschiefer.....	50
12.4	Petrographie und Chemie	50
12.4.1	Granatprofil und Chemie.....	51
12.4.2	Interpretation der Metamorphoseentwicklung.....	53
13	Geochronologie	53
13.1	Methodik.....	53
13.2	Ergebnisse.....	55
14	Lagerstätten und Bergbau.....	56
15	Diskussion.....	57
15.1	Metamorphosegeschichte.....	58
15.2	Nord-Süd Profil.....	63
15.3	Weiterer Verlauf der Scherzonen	65
16	Conclusio.....	66
17	Referenzen	67

1 Danksagung

Die Arbeit in der Kreuzeckgruppe und all die Stunden, die ich damit verbrachte, die vielen Daten zu interpretieren und das Gebiet geologisch zu verstehen, waren insgesamt gesehen sehr angenehm. Auch wenn es hin und wieder verzweifelnde Momente gab, so ist es immer wieder doch gelungen, der Angelegenheit einen Sinn abzugewinnen. Dies konnte nur durch viele Diskussionen und wertvolle Anregungen durch meine Betreuer Ralf Schuster und Bernhard Grasemann gelingen. Bereits im Gelände konnten wichtige Fragen somit beantwortet werden. Wenn Dinge nicht beantwortet werden konnten, so gab es dennoch Diskussionen über die Beobachtungen, die später bei der Interpretation der Geologie sehr halfen. Manchmal hatte ich durchaus das Gefühl, die „böse“ Geologie wollte uns verwirren und auf falsche Fährten leiten, aber das ist durch die Hilfe dieser beiden Menschen nicht gelungen. Hoffe ich zumindest – man kann ja nie wissen, ob es so stimmt, wie man es darstellt. Somit danke ich den beiden sehr herzlich, auch für die wunderbare Zusammenarbeit. Ich habe mich wirklich außerordentlich gut betreut gefühlt. Zudem möchte ich mich bei Benjamin Huet bedanken, der mir vor allem bei petrologischen Analysen sehr geholfen hat – sehr geholfen ist noch untertrieben ... Hugh Rice danke ich für die unterstützenden Arbeiten am Rasterelektronenmikroskop und Monika Horschinegg für die Messungen und ergänzenden Erklärungen am Massenspektrometer. Auch Christoph Iglseder und Sophie Hollinetz haben hilfreiche Anregungen gebracht. Danke dafür.

Wichtig bei der Kartierung waren auch meine Eltern, die mir das Auto zur Verfügung stellten und mich auch durch unwegsames Gelände begleiteten (durch Wälder auf der Suche nach einem Weg und über böse Äste, wieder auf der Suche nach einem Weg). Danke Mutti für deine laienhaften Fragen, so weiß man als „Fachidiot“ dann, ob man es wirklich verstanden hat und es auch in einfachen Worten ausdrücken kann. Durch die verständnisvolle Familie und die treuen Freunde, die hinter einem stehen, geht vieles leichter von der Hand.

Weiters bedanke ich mich noch bei ungewöhnlichen Dingen, die mir die Arbeit einfach sehr verschönert und erleichtert haben.

Somit bedanke ich mich allen voran beim Kaffee, ohne den ich wohl geschlafen hätte, anstatt zu arbeiten, weiters bei den Erläuterungen von Blatt Spittal an der Drau für den anregenden Inhalt, bei der schönen Landschaft, dem schönen Wetter, bei einem Schuhauflschluss, der mir ungläubige Blicke und ein Schmunzeln beschert hat, bei Kühen, die so eine angenehme Ruhe ausstrahlen, bei bunten Schwammerln, die kurz inne halten lassen, um ein Foto zu machen und natürlich bei den schönen Steinen, wegen denen man all diese Strapazen **gerne** auf sich nimmt.

All die schönen Fotos, die sonst nie in die Arbeit gekommen wären und die meine Danksagung sozusagen abbilden, hab ich zusammengefasst auf einer Seite angeordnet. Ich bin vielleicht ein bisschen oft drauf, aber man soll ja auch wissen, dass ich wirklich dort war. ;-) Die Herausforderung ist nun natürlich herauszufinden, welcher mein Berg ist (kleiner Tipp... der Höchste ;-)).



2 Vorwort

Die vorliegende Arbeit beinhaltet eine geologische Kartierung im Maßstab 1 : 10 000. Im Folgenden werden im Aufnahmegebiet auftretende Lithologien, Strukturen und morphologische Beobachtungen beschrieben. Es wurden Gesteinsproben genommen und mittels Dünnschliffmikroskopie untersucht. Außerdem wurde eine PT-Analyse durchgeführt, wobei Untersuchungen mittels Rasterelektronenmikroskop zugrunde liegen. Zusätzlich wurden von wenigen Proben geochronologische Altersdatierungen durchgeführt. Die auf Kartenblatt GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (Pestal et al., 2006) befindlichen Teile des Kartiergebietes wurden teilweise übernommen, aber einer Überarbeitung hinsichtlich der Strukturprägung und der quartären Ablagerungen unterzogen. Das Gebiet im Goldeck-Komplex bei Fellbach wurde von unpublizierten Kartierungen von Ralf Schuster und von den nördlichsten Anteilen der Karte GK 50 Blatt 198 Weißbriach (Schönlaub, 1987) übernommen.

Als Maßstab auf den Fotos wurde entweder mein Hammer (kleiner: 32,5 cm, großer mit Band: 60 cm) oder eine 2 Euro Münze genommen.

3 Zusammenfassung

Die südöstliche Kreuzeckgruppe wird gänzlich von Oberostalpinen Einheiten aufgebaut, die eine unterschiedliche tektono-metamorphoe Entwicklung zeigen. Es können das Koralpe-Wölz- im Liegenden und das Drauzug-Gurktal-Deckensystem im Hangenden unterschieden werden, deren Metamorphoseprägungen zu verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte stattgefunden haben. Das Koralpe-Wölz-Deckensystem wird im untersuchten Gebiet von der Prijakt-Decke und dem Prijakt-Polinik-Komplex aufgebaut. Dieser besteht aus monotonen Paragneisen und untergeordnet Glimmerschiefern, die einheitliches, moderat steiles S-Fallen mit Streckungslinearen Richtung SE zeigen. Darin eingeschaltet finden sich feinkörnige Granatamphibolite. Rb/Sr-Abkühlalter in Biotit um 76 ± 1 Ma zeugen von einer alpidischen Prägung des Komplexes. Die Grenze zum überlagernden Drauzug-Gurktal-Deckensystem, die sich in die Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke, welche wiederum von mehreren Komplexen aufgebaut wird, untergliedert, bildet die Wallner-Scherzone. Diese ist eine mehrere hundert Meter mächtige S fallende, nach S abschiebende Phyllonit-/Mylonitzone und enthält neben stark gescherten Gesteinen der angrenzenden Einheiten auch 10er Meter mächtige Ultrakataklasite. Abkühlalter in den umliegenden Einheiten und Temperaturen in der Scherzone lassen auf eine kretazische Aktivität schließen und es kann angenommen werden, dass die Hochdruck-Gesteine, die weiter nordwestlich im Prijakt-Polinik-Komplex auftreten, teilweise an dieser Bewegungsbahn exhumiert wurden. Die überlagernde Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke untergliedert sich vom tektonisch Liegenden ins Hangende in den Strieden-, Gaugen- und Goldeck-Komplex. Im Folgenden werden diese von ihrem Auftreten von Norden nach Süden beschrieben. Direkt über der Wallner-Scherzone lagert der Gaugen-Komplex. Er besteht aus braun verwitternden Paragneisen und Glimmerschiefern mit groben, ausgewalzten Hellglimmern und selten eingelagerten, geringmächtigen Amphiboliten. Das Streichen und Fallen ist durch mehrfache Verfaltung uneinheitlich. Der Gaugen-Komplex ist durch die steil N-fallende, nach S überschiebende,

EW-streichende Leßnigbach-Scherzone durchschnitten, in der phyllonitisierte Grünschiefer (Chlorit-Serizit-Schiefer) des unterlagernden Strieden-Komplex an die Oberfläche treten. Es wird angenommen, dass sie an die Wallner-Scherzone gebunden ist und somit ebenfalls kretazisch entstand. Vermutlich mit der Leßnigbach-Scherzone verknüpft finden sich Antimonitvorkommen im Gaugen-Komplex in enger lateraler Nahbeziehung zur Scherzone. Sm/Nd-Alter an Granaten aus dem Gaugen-Komplex zeigen während der Variszischen Orogenese um 306 ± 5 Ma *Peak*-Temperaturen von 560°C und 6,5 kbar, wie durch Dünnschliffmikroskopie und PT-Analysen gezeigt werden kann. Rb/Sr-Abkühlalter an Biotiten zeigen eine Verjüngung von Süden nach Norden. Während südlich der Leßnigbach-Scherzone Alter von 292 ± 3 und 273 ± 3 Ma auftreten, kann nördlich davon ein Abkühlalter von 221 ± 2 Ma festgestellt werden. Diese Alter werden dahingehend interpretiert, dass sie variszische Abkühlung mit einer thermalen kretazischen Überprägung, die im nördlichen Block stärkere Intensität aufweist, widerspiegeln. Dies zeigt die tektonische Geschichte des nördlichen Blocks, der durch die Aktivität der Wallner- und Leßnigbach-Scherzonen in der Oberkreide aus größerer Tiefe exhumiert wurde.

Südlich des Gaugen-Komplex tritt der tektonisch darunter liegende Strieden-Komplex auf, der an der Blaßnig-Scherzone, einer sinistralen, etwa E-W-streichenden Seitenverschiebung im Norden begrenzt ist. Diese beinhaltet gescherte Pseudotachylite und Ultrakataklasite. Der Strieden-Komplex liegt vermutlich aufgrund einer positiven *flower structure* an der heutigen Position und besteht aus intensiv um NW-fallende Faltenachsebenen verfalteten Granatglimmerschiefern mit ca. 1 cm großen Granaten und feinkörnigen Amphiboliten. Im Süden wird der Strieden-Komplex vermutlich an einer Störung, die mit der Blaßnig-Scherzone vergleichbar ist, gegen den Gaugen-Komplex begrenzt, welcher wiederum von einer flach S-fallenden Scherbahn vom überlagernden Goldeck-Komplex begrenzt ist. Beide Grenzen sind im untersuchten Gebiet nicht aufgeschlossen, da sie unter alluvialen Sedimenten des Oberdrautales verborgen sind.

Der Goldeck-Komplex besteht aus niedrigmetamorphen Phylliten mit wenigen Marmorzügen. Sie werden von untertriassischen Schiefern und mesozoischen Sedimenten des Drauzuges überlagert.

Zusätzlich finden sich wenige basaltische Gänge im kartierten Gebiet, die mit den Periadriatischen Intrusiva in Zusammenhang stehen. Außerdem sind weite Teile des Kartiergebietes von quartären Sedimenten bedeckt, welche die letzte große Vereisungsphase bezeugen. Neben Grundmoränenablagerungen finden sich auch Indizien für großmaßstäbliche periglaziale Verwitterung. In der Eiszerfallsphase wurden große Mengen an Eisrandsedimenten abgelagert und durch die Destabilisierung der Hänge kam es zu Massenbewegungen. Zudem ist ein kleiner Gletschervorstoß in einem Seitental während der Eiszerfallsphase durch die Ausbildung einer Seitenmoräne evident.

4 Abstract

The southeastern Kreuzeck Mountains are built up by Upper Austroalpine Units, which experienced a markedly different tectono-metamorphic evolution. They can be divided in the Koralpe-Wölz Nappe System in the footwall, and the Drauzug-Gurktal Nappe System in the hanging wall, which had their peak metamorphism in different periods of the earth

history. The Koralpe-Wölz Nappe System is built up by the Prijakt Nappe, which is built up by the Prijakt-Polinik Complex. It consists of homogeneously S dipping monotonous paragneisses and minor mica schists with SE dipping stretching lineations. Fine grained garnet amphibolites are intercalated. Rb/Sr cooling ages on biotite showing 76 ± 1 Ma, indicate an Alpine imprint of the complex. The borderline to the overlying Kreuzeck-Gailtaler Alpen Nappe, which is subdivided into several complexes, is represented by the Wallner Shearzone. The Wallner Shearzone is a several hundreds of meters thick, S dipping phyllonite/mylonite zone, which is normal faulting to the S. It contains tens of meters thick ultracataclasites apart from heavily sheared rocks of the neighboring complexes. Cooling ages in the bordering units and temperatures in the shearzone, suggest a Cretaceous activity, and it can be assumed that the high pressure rocks, occurring further in the northwest, have been exhumed along this shearzone. The overlying Kreuzeck-Gailtaler Alpen Nappe is subdivided from bottom to top into the Strieden, Gaugen and Goldeck complexes. Following, they are described according to their occurrence from North to South. Directly above the Wallner Shearzone, the Gaugen Complex is located. It is built up by brownish discolored paragneisses and mica schists with large, sheeted white micas and subordinated amphibolite bodies. The trend and plunge are unhomogeneous, due to the polyphase history. The Gaugen Complex is dissected by the steeply N dipping, EW striking Leßnigbach Shearzone, which is thrusting to the S. It comprises heavily phyllonitized greenschists (chlorite-sericite schists) from the underlying Strieden Complex. It is suggested that the Leßnigbach Shearzone is linked to the Wallner Shearzone and therefore assumed to be also Cretaceous in age. In tight lateral association antimonite was found in ancient times, which is believed to be connected to the shearzone. Sm/Nd isotope ages on garnets reveal the peak temperatures during the Variscan orogeny to be 306 ± 5 Ma at 560°C and 6,5 kbar, as shown by microscopy and PT pseudosections. Rb/Sr biotite ages gave 292 ± 3 Ma and 273 ± 3 Ma in the area to the south of the Leßnigbach Shearzone and 221 ± 2 Ma to the north of it. These ages are interpreted to reflect Variscan cooling with a Cretaceous thermal overprint, which is very weak in the South and more intense in the northern block, reflecting the tectonic history of the northern block, which was exhumed from greater depths during the Late Cretaceous activity of the Wallner and Leßnigbach shearzones.

South of the Gaugen Complex, the underlying Strieden Complex occurs, which is bordered by the roughly EW striking, sinistral Blaßnig Shearzone. The latter contains pseudotachylites as well as ultracataclasites. The Strieden Complex is suggested to be at the current position due to the activity of a positive flower structure and consists of garnet mica schists with garnets up to 1 cm and fine grained amphibolites, which are heavily folded with NW dipping fold axes. In the South, the Strieden Complex is probably bordered against the Gaugen Complex by a shearzone similar to the Blaßnig Shearzone. The Gaugen Complex in turn is separated from the overlying Goldeck Complex by a shallow to the S dipping shearzone. Both of these borders are not outcropping in the study area, since they are covered by alluvial deposits of the Drau valley.

The Goldeck Complex comprises lowgrade phyllites and minor marbles. They are overlain by lower Triassic schists and Mesozoic sediments of the Drauzug.

In addition, few basaltic dikes can be found in the mapped area, which are supposed to be connected to the Periadriatic Intrusives. The area is also interesting in terms of quaternary

geology, since there are diverse glacial sediments from the last glacial maximum (Würm). When the ice was finally melting, huge areas were covered by ice marginal sediments and due to destabilization of the mountain slopes, mass movements developed. Additionally, a later glacial of the ice desintegration phase is evident by the formation of a lateral moraine.

5 Geographischer Überblick



Abbildung 1: Überblick über die SE Kreuzeckgruppe. Im Vordergrund befinden sich die W-Abfälle der Goldeckgruppe zum Oberdrautal hin. Blick Richtung WNW.

Das kartierte Gebiet liegt auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 181 Obervellach und 182 Spittal an der Drau in Oberkärnten. Der größte Anteil wird von der südöstlichen Kreuzeckgruppe und ein kleiner Anteil im Süden des Kartiergebietes von der Goldeckgruppe aufgebaut (**Abbildung 1**). Beide Gebirgsgruppen werden durch das Oberdrautal voneinander getrennt. Im Norden reicht das kartierte Gebiet der Kreuzeckgruppe bis über den Nigglaigraben. Die Nordwestgrenze zieht vom Wirtshaus Ambros in südlicher Richtung über den Nigglaigraben auf den Grat bis zum Hohen Stand (Sh. 2086 m) und weiter in westlicher Richtung bis zum Speikbichl (Sh. 2285 m). Von hier verläuft die Grenze über den Stagor (Sh. 2298 m) direkt nach Süden in das Oberdrautal bei Gerlamoos (Sh. 570 m).

Die Topographie zeigt allgemein rundliche Formen mit zahlreichen, teils tief eingeschnittenen Gräben. Einer davon ist der östlichste Teil des Nigglaigrabens. Dieser bildet heute eine enge Schlucht mit steilen Felswänden, die in kompetenten, grobblockigen Paragneisen und Glimmerschiefern eingeschnitten ist, während südlich davon weniger kompetente,

kataklastische Paragneise in den oberen Hangbereichen auftreten. Wahrscheinlich war der Nigglaigraben ursprünglich in den weniger kompetenten Gesteinen angelegt und kam erst durch fortschreitende Erosion in den kompetenten Gesteinen zu liegen. Im Süden der Kreuzeckgruppe sind mehrere Zehnermeter hohe Felswände ausgebildet, wodurch die Landschaftsform in diesem Bereich schroff erscheint.

In den Kamm- und oberen Hangbereichen zwischen Speikbichl und Hoher Stand sind vielerorts Zerrgräben ausgebildet. Besonders schön sind diese auf der Nordseite des Hoher Stand und am Grat zwischen Speikbichl und Platteckspitz zu beobachten. Eine tiefgreifende, komplexe Massenbewegung ist an der Nordostseite des Hoher Stand im Bereich des Lanzewitzer Grabens ausgebildet. Die oberste Abrisskante befindet sich auf 1880 m Sh. westlich der Brunnerhütte. Darunter ist der gesamte Hangbereich tiefgründig aufgelockert, wobei im Schluderswald bei 1300 m und bei 1140 m Sh. weitere markante, interne Abrisskanten auftreten.

Das gesamte Gebiet entwässert in die Drau, die das Kartenblatt am Nordwestrand verlässt und somit mit 520 m Sh. den tiefsten Punkt bildet. Der Verlauf des Drautales im Bereich zwischen Kleblach und Sachsenburg ist bemerkenswert. Möglicherweise steht der Talverlauf im Zusammenhang mit den N-S-verlaufenden Störungen, die schon von [Hießleitner \(1949\)](#) beschrieben wurden. Nach dessen Angaben wurde im Zuge der Bergbautätigkeiten in Leßnig eine etwa N-S-streichende Störung aufgeföhren. Er geht davon aus, dass diese mit parallel dazu streichenden Störungen im Oberdrautal zusammenhängen. Die Störungen im Tal sind nicht konkret nachgewiesen. Wie auch [Hießleitner \(1949\)](#) beschreibt, könnte es sich bei den N-S-verlaufenden Störungen um Abschiebungen handeln, an denen der östliche Block abgesenkt wurde.

6 Geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet befindet sich südlich des Tauernfensters und umfasst ausschließlich Einheiten des Oberostalpins ([Abbildung 2](#)). Die oben beschriebene Topographie ist maßgeblich durch die Geologie und vor allem die Tektonik und die eiszeitliche Überformung der Landschaft geprägt. Die tektonischen Einheiten umfassen vom Liegenden ins Hangende die Prijakt-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems und die Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Die Prijakt-Decke tritt im nördlichsten Teil des Kartenblattes auf und wird ausschließlich vom Prijakt-Polinik-Komplex aufgebaut. Sie wird im Süden von der Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke an einer mächtigen Abschiebungszone (Wallner-Scherzone) überlagert. Letztere Decke wird dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem zugerechnet, ist intern durch markante Strukturen gegliedert und wird von mehreren Komplexen aufgebaut. Der Gaugen-Komplex lagert direkt über der Trennfläche zum Prijakt-Polinik-Komplex und wird intern von mehreren Phyllonitzonen durchschnitten. Die markanteste davon ist die etwa E-W streichende Leßnigbach-Scherzone, an welcher der nördliche Block angehoben wurde. Weitere kleinere Phyllonitzonen zweigen davon ab und werden im weiteren Verlauf näher erläutert. Der Gaugen-Komplex baut den Großteil des Kartenblattes auf und wird im Süden, im Bereich des Oberdrautales durch die ENE-WSW-verlaufende Blaßnig-Scherzone abgeschnitten. Diese zeigt einen sinistralen Versatzsinn und eine spätere vertikale Bewegung, an welcher der Südblock gehoben wurde.

Der Südblock besteht aus dem Strieden-Komplex, der weiter im Westen im tektonisch Liegenden des Gaugen-Komplex auftritt (Schuster & Schmidt, 2003). Südlich davon, vollständig von quartären Sedimenten des Oberdrautales bedeckt, müssen sich zwei weitere Störung befinden, die einerseits den Strieden-Komplex gegen den Gaugen-Komplex und andererseits den Gaugen-Komplex gegen den Goldeck-Komplex begrenzen, der an den

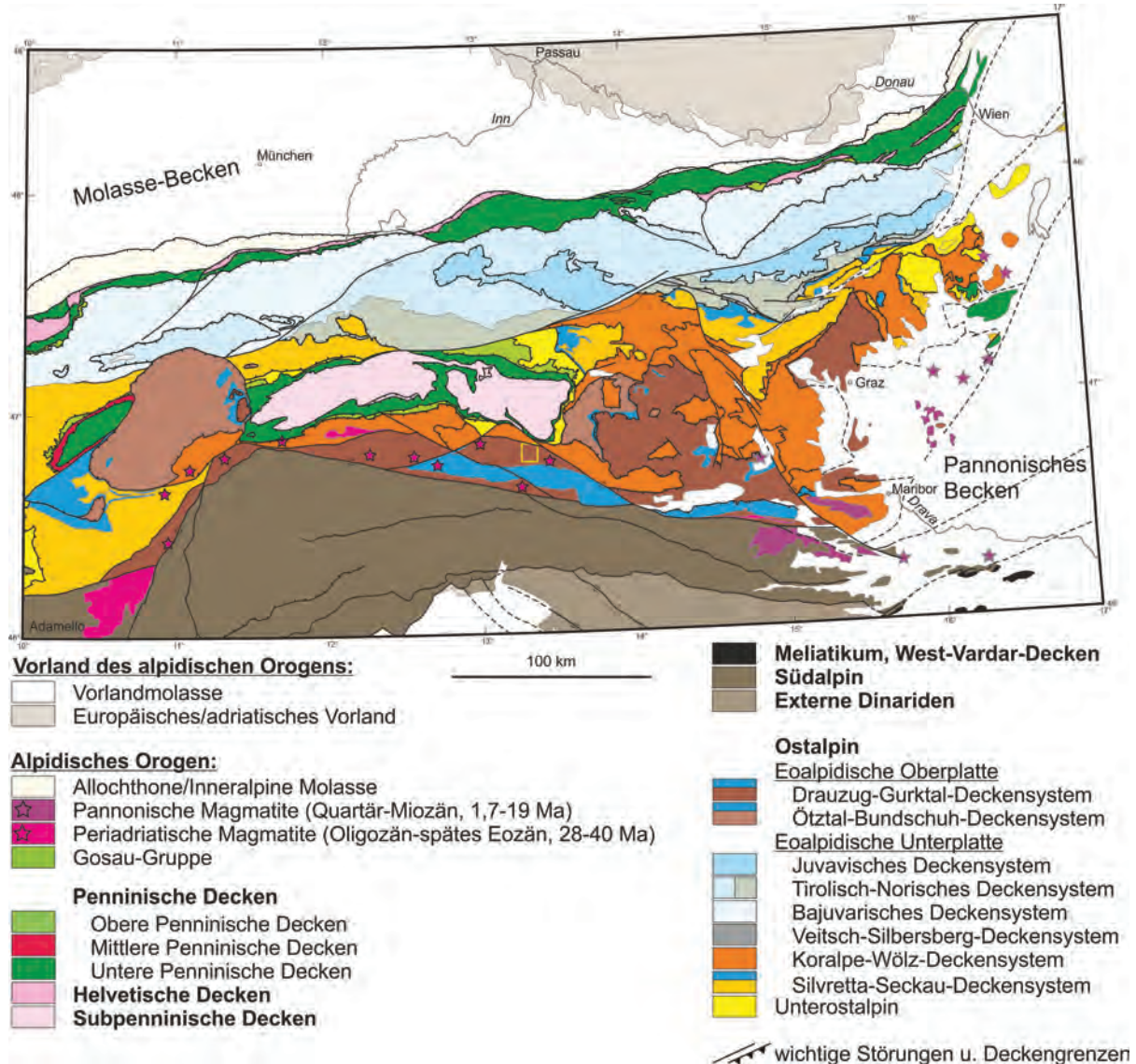


Abbildung 2: Geologische Karte der Ostalpen. Das untersuchte Gebiet befindet sich südlich des Tauernfensters (gelbes Rechteck). Die Nomenklatur bezieht sich auf Schmid et al. (2004). Verändert nach Froitzheim et al. (2008).

Nordabfällen der Goldeckgruppe auftritt. Bei letzterer handelt es sich um eine präalpidische Deckengrenze. Beide Störungen wurden auch im Kartenblatt GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (Pestal et al., 2006) angedeutet. Der Goldeck-Komplex bildet die hangendste Einheit des Kartiergebietes. Er enthält eine permo-mesozoische Sedimentauflage, wovon nur der untertriassische Anteil im Kartierungsbereich auftritt.

Die Einheiten auf dem kartierten Blatt wurden in unterschiedlichem Maße von der variszischen-, permischen- und alpidischen Metamorphose geprägt. Zur Zeit der eiszeitlichen Vergletscherung befand sich das Gebiet im Bereich des Zusammenflusses des Möll- und

Draugletschers, wurde aber weitestgehend vom Draugletscher bedeckt (van Husen, 1987).

7 Erforschungsgeschichte

Das Gebiet der SE Kreuzeckgruppe ist geologisch schlecht untersucht. Seit den 80er Jahren wurden drei Detailkartierungen durchgeführt (Dellmour & Widder, 1984; Michalek et al., 2012, Putiš et al., 2002), wobei Bereiche um den Stagor geologisch aufgenommen wurden. Diese Aufnahmen wurden in die Karte einbezogen.

Hoke (1990) beschäftigte sich intensiver mit den kristallinen Gesteinen der Kreuzeckgruppe und dem SE Tauernfenster. Sie liefert umfangreiche Struktur-, Metamorphose- und geochronologische Daten. Dabei bemerkt sie bereits grundlegende Unterschiede zwischen dem Prijakt-Polinik-Komplex, der alpidisch maximale Temperaturen von $620 \pm 60^\circ\text{C}$ bei $6,25 \pm 1,25$ kbar Druck erfahren hat und dem Strieden-Komplex, der alpidisch grünschieferfazielle Bedingungen erreichte, die eine variszische Hochtemperatur-Metamorphose überprägen. Sie merkt zudem an, dass die Eklogite, die im Prijakt-Polinik-Komplex stecken kretazisches Alter haben könnten und somit die prägenden Drücke bei etwa 8 kbar gelegen haben könnten. Näheres dazu findet sich in Kapitel 15.1.

Geochronologische Studien wurden auch von Wölfler et al. (2015) durchgeführt. Anhand von Ar/Ar, Zirkon- und Apatitspaltspuralter zeigen die Autoren, dass der Kreuzeck Block schon im Oligozän zu oberflächennahen Temperaturen abkühlte, der Polinik Block jedoch erst im Miozän. Anhand dieser Daten berechnen sie einen geothermischen Gradienten, der zwischen 47 und $43^\circ\text{C}/\text{km}$ liegt. Diese relativ hohen Werte wären mit magmatischer Aktivität entlang des Periadriatischen Störungssystems bzw. mit erhöhtem Wärmefluss im Zusammenhang mit der Exhumation der penninischen Decken erklärbar.

Außerdem wurde von Müller et al. (1992) eine Studie über die Geochemie der Lamprophyre in der Kreuzeckgruppe durchgeführt. Diese beinhalten erhöhte Gehalte an Au und PGEs, die in Zusammenhang mit spät-magmatischen Fluiden stehen. Es konnten 2 Gruppen von Gängen unterschieden werden. Die eine Gruppe zeigt kalkalkalische geochemische Signaturen, die als partielle Schmelzprodukte der durch Subduktion veränderten Lithosphäre interpretiert werden. Die zweite Gruppe zeigt eine Mischung aus kalkalkalischen und alkalischen Signaturen. Zusätzlich zur veränderten Lithosphäre wird eine OIB-typische Asthenosphäre als Herkunftsort diskutiert.

Interessant sind zudem diverse Lagerstätten in der Kreuzeckgruppe, die seit langer Zeit bekannt sind (Friedrich, 1963). Näheres darüber findet sich in einem eigenen Kapitel.

8 Geologische Entwicklungsgeschichte

Die folgende Zusammenfassung der geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen bezieht sich nur auf die im kartierten Gebiet auftretenden Gesteine. Für ausführlichere Informationen der gesamten Ostalpen sei auf die zitierte Literatur verwiesen.

8.1 Präkambrische und paläozoische Entwicklung

Die Gesteine der heutigen Ostalpen waren im Präkambrium bis ins Ordovizium Teil eines Schelfs am Nordrand des Gondwana-Kontinents und befanden sich in einer südpolnahen

Position (Stampfli & Borel, 2004). Beweise für ihre Gondwana Herkunft bilden glazigene Sedimente, die Verbreitung der kadmischen Orogenese und biogeographische Hinweise (Faupl, 2003). Damals kamen klastische Sedimente zur Ablagerung, die heute als Paragneise und Glimmerschiefer auftreten.

Im Silur wurde das heutige Ostalpin von Gondwana abgespalten und driftete als sogenanntes Hun-Superterran nach Norden (Stampfli & Borel, 2004). Durch Dehnungsprozesse und die Lage über einer Subduktionszone kam es zu basaltischem Magmatismus. Diese Gesteine treten heute als Amphibolite auf (Schuster et al., 2006, 2015). In Folge der Nordbewegung gelangte das heutige Ostalpin in eine äquatornähere Position, wodurch das Riffwachstum und somit die Karbonatproduktion begünstigt wurde. Diese Karbonate finden sich heute als Marmorzüge im Goldeck-Komplex, aber auch im Gaugen-Komplex östlich des kartierten Gebietes. Sr-Isotopendaten legen nahe, dass diese im Silur und Devon abgelagert wurden (Schuster et al., 2006).

Im Karbon kollidierte das Hun-Superterran mit Laurussia im Norden, wobei der Rheische Ozean subduziert wurde und das variszische Gebirge entstand. Im Zuge dieses Ereignisses wurden alle Kontinente zu dem Superkontinent „Pangäa“ vereint. Die meisten Einheiten des Ostalpins erfuhren eine Metamorphoseprägung bei amphibolitfaziellen Bedingungen, welche zum Beispiel im Gaugen-Komplex durch die Bildung von Granat, Kyanit und Staurolith bezeugt wird. Andere Einheiten, wie der Goldeck-Komplex, verblieben in höheren tektonischen Niveaus, wodurch es lediglich zu grünschieferfazieller Überprägung kam. Ar/Ar-Muskovitalter liegen dabei um etwa 320 Ma (Schuster et al., 2006) und im Gaugen-Komplex bei etwa 290 Ma (Wölfler et al., 2015). Diese Abkühlabfolge von der Erdoberfläche in die Tiefe zeugt dafür, dass die Platznahme des Goldeck- auf dem Gaugen-Komplex bereits präalpidisch stattgefunden hat und die Einheiten gemeinsam abkühlten. Ab dem unteren Perm kam es im Bereich des Südrandes des variszischen Orogens zu Nord-Süd gerichteter Dehnung der Lithosphäre (Schuster et al., 2001; Schuster & Stüwe, 2008). Dabei entwickelte sich ein erhöhter Wärmefluss und in Einheiten, die sich in einer tektonisch tiefen Position befanden (zB Prijakt-Polinik-Komplex), kam es zu Hochtemperatur/Niederdruck Metamorphose. Außerdem drangen pegmatitische Schmelzen in den Prijakt-Polinik-Komplex (außerhalb des kartierten Gebietes) ein, die heute als Pegmatitgneise vorliegen (Schuster et al., 2006).

8.2 Mesozoische Entwicklung

Zu Beginn des Mesozoikums nahm der sich öffnende Neotethys-Ozean, auf dessen Nordwestschelf sich fortan das heutige Ostalpin befand, diese Dehnung auf. Durch langsame abkühlungsbedingte Dichtezunahme der Lithosphäre senkte sich dieser Schelf kontinuierlich ab und es kam zur Ablagerung von Karbonatsedimenten, die bis über 3000 m Mächtigkeit erreichen. Diese bauen heute zum Beispiel südlich des kartierten Gebietes den Drauzug auf. Im Jura begann sich durch fortdauernde Dehnung der penninische Ozean zu öffnen. Dieser stellte einen Ausläufer des Atlantiks dar und stand auch mit dessen Öffnung in Zusammenhang. Das heutige Ostalpin befand sich südlich dieses Ozeans auf dem Adriatischen Sporn (späterer Adriatischer Mikrokontinent).

Im Mittel- und Oberjura kam es im südlichen Teil des Ostalpins zu transpressiver, sinistraler Seitenverschiebungstektonik, wobei Krustenblöcke, die während des Eoalpidischen

Ereignisses die Oberplatte bilden sollten (Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem), südlich jener Einheiten Platz nahmen, welche die eoalpidische Unterplatte (z.B. Koralpe-Wölz-Deckensystem) darstellen sollten (Schuster & Frank, 1999).

Aus dieser Störungszone entwickelte sich in der Unterkreide eine Subduktionszone, welche die bis heute andauernde Konvergenz zwischen Europa und Afrika aufnahm (Schuster et al., 2015) und an welcher Krustengesteine bis in den Mantel abtauchten. Im Zuge der eoalpidischen Subduktion, die in der Unterkreide begann, wurden das Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem über das zukünftige Koralpe-Wölz-Deckensystem geschoben. Dabei wurden Teile des Koralpe-Wölz-Deckensystems wie der Prijakt-Polinik-Komplex etwa 60 km tief versenkt, wodurch vor knapp 90 Ma Eklogite gebildet wurden (Hoinkes et al., 1999). Die Einheiten des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (z.B. Gaugen-, Goldeck-Komplex) verblieben in einem höheren Krustenniveau und wurden nicht über 300°C erwärmt, aber dennoch um E-W-streichende Achsen verfaltet.

8.3 Känozoische Entwicklung

Die Subduktion des Penninischen Ozeans setzte sich bis ins mittlere Eozän fort (Kurz et al., 2001). Im Zuge der Schließung wurden große Teile des Penninischen Ozeans zusammen mit den Ostalpinen Decken weit auf das europäische Vorland überschoben. Im Oligozän war der südliche Teil des Ostalpins von E-W bzw. NW-SE-verlaufender Seitenverschiebungstektonik betroffen und im Zuge dessen intrudierten die Periadriatischen Magmatite. Diese treten im kartierten Gebiet als alkalibasaltische Lamprophyrgänge auf. Im genetischen Zusammenhang mit der Intrusion dieser Gänge steht womöglich die Ausbildung zahlreicher Lagerstätten. Zu Beginn des Miozäns kam es zur lateralen Extrusion, da der adriatische Indenter gegen Norden vorstieß, während der pannonische Raum im Osten gedehnt wurde. Dabei entwickelten sich Systeme aus Seitenverschiebungen und Abschiebungen, an denen sich der Alpenkörper in E-W Richtung ausdehnen konnte (Ratschbacher et al., 1989; Decker & Peresson, 1996). Im Zuge dessen kam es auch zur Exhumation penninischer und subpenninischer Einheiten in Fenstern, wie dem Tauernfenster nördlich des kartierten Gebietes.

Die großen Scherzonen am Kartenblatt wurden vermutlich im Zuge dieser Entwicklung nachbewegt und verborgene Störungen im Oberdrautal könnten dabei entstanden sein.

9 Geologischer Bau

Im Folgenden werden die im kartierten Gebiet auftretenden tektonischen und lithostratigraphischen Einheiten und deren Lagebeziehungen zueinander behandelt. Interne tektonische Strukturen und Lagerungsverhältnisse werden im Kapitel 11 beschrieben. Die verwendete tektonische Nomenklatur bezieht sich auf die Untergliederung von Schmid et al. (2004) und die Gesteinsbeschreibungen wurden großteils aus Griesmeier & Schuster (akzeptiert) übernommen. Die fett gedruckten Begriffe beziehen sich auf die Legende der beiliegenden geologischen Karte.

9.1 Oberostalpin

Das Oberostalpin bildet zusammen mit dem Unterostalpin das Ostalpin. Dieses bildet



Abbildung 3: Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplex (A, B) und ein Gesteins-Querschnitt durch die Wallner-Scherzone. **A)** Massiger Paragneis mit untergeordneten Quarz-Lagen und < 1 cm großen Granatporphyroblasten. Ein schwach erkennbares SC-Gefüge ist ausgebildet, obwohl sich der Kern der Wallner-Scherzone etwa 1 km im Hangenden befindet. **B)** Typischer, grobblockiger Bruch zu Meter großen, stiftförmigen Blöcken. **C)** Isolierte, phyllonitische Lage in Annäherung an die Wallner-Scherzone. **D)** Sigmoidale, boudinierte Quarz-Klasten in der Scherzone zeigen Abschiebung in SE Richtung. **E)** SC-Mylonit mit klaren Quarz-Gängchen zeigt Abschiebung Richtung SSE. **F)** Quarzmylonit aus dem Kern der Scherzone. Die bunten Farben weisen auf Eisenhydroxidverfärbungen und Fluiddurchsatz in der Scherzone hin. **G)** Gut ausgeprägtes SCC'-Gefüge in einem phyllosilikatreichen Paragneis im Hangenden der Scherzone. **H)** Stark aufgelockerter Gesteinsverband im Gaugen-Komplex mehrere 100 Meter im Hangenden der Scherzone. Die Paragneise brechen orientierungslos zu blockigen Stücken.

einen Körper, der sich nach der Öffnung des Piedmont-Ligurischen Ozeans im Jura am nordöstlichen Rand des Adriatischen Mikrokontinents befand. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurde es vom Mantel abgetrennt, in Decken gestapelt und liegt heute auf den Penninischen Decken, die Reste dieses Ozeans darstellen. Das Oberostalpin wird nach Schmid et al. (2004) weiter in Deckensysteme unterteilt, von denen 2 im kartierten Gebiet auftreten.

9.1.1 Koralpe-Wölz-Deckensystem

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem ist ein metamorpher Extrusionskeil und besteht aus (Froitzheim et al., 2008) lithostratigraphischen Einheiten, die eine permo-triassische Metamorphose erfuhren, die während des zumeist hochdruck-dominierten eoalpidischen Ereignisses durch strukturelle und metamorphe Prozesse geprägt wurden und in denen permische MORB-Typ Gabbros auftreten (Miller & Thöni, 1997). Die einzelnen Einheiten sind im Gelände zumeist recht gut voneinander abgrenzbar. Da an diesen Grenzen oft Metamorphosesprünge auftreten, können diese als Deckengrenzen betrachtet werden. Auszeichnend für das Koralpe-Wölz-Deckensystem ist zudem eine vollständig fehlende transgressive permo-triassische Sedimentauflage (Schuster et al. 2001; Schuster, 2004;).

9.1.1.1 Prijakt-Polinik-Komplex (Prijakt-Decke)

Der Prijakt-Polinik-Komplex besteht größtenteils aus monotonen Paragneisen. In diese ist bei Feistritz ein Amphibolitkörper eingelagert. Gegen Hangend finden sich in den Paragneisen häufiger Glimmerschiefer und selten auch Granat-Glimmerschiefer. In der Literatur werden Eklogite, Eklogitamphibolite, Orthogneise und Pegmatitgneise beschrieben (Hoke, 1990; Pestal et al., 2009). Diese treten in liegenden Bereichen des Komplexes auf und konnten im kartierten Gebiet nicht angetroffen werden.

Die Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplex sind durch sehr einheitliches Einfallen charakterisiert und werden in Annäherung an die Hangendgrenze zunehmend mylonitisch und schließlich kataklastisch überprägt. Näheres dazu findet sich im Kapitel 11.

Die **Paragneise** bilden durch Eisenhydroxidbeläge bräunlich gefärbte Felswände und Aufschlüsse mit großen, glatten Trennflächen. Sie brechen nach der Schieferung und Klüftung zu oft mehrere Kubikmeter großen länglichen Blöcken (Abbildung 3A, B). Sie sind feinkörnig, wobei makroskopisch Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Biotit oder selten Chlorit zu erkennen sind. Im Dünnschliff wird deutlich, dass feinkörniger Granat zumeist vorhanden ist. Quarzmobilisatlagen sind vorhanden, aber unauffällig und selten.

Ursprünglich pelitischere Partien bilden **Glimmerschiefer**, die häufig nach der Schieferung zu Platten brechen. Auf den Schieferungsflächen ist zumeist eine Krenulation erkennbar

und die Glimmer erreichen Korngrößen von bis zu 1 mm. Selten, wie z.B. an der Forststraße westlich von Feistritz in Sh. 780 m sind **Granat-Glimmerschiefer**, in denen makroskopisch Granat mit bis maximal 7 mm Größe auftritt. Die Schieferungsflächen zeigen in diesen Fällen auffallend warzige Oberflächen.

Die **Amphibolite** sind schwarzgrün gefärbt und brechen blockig zu unregelmäßigen Stücken. Im frischen Bruch sieht man, dass die Gesteine feinkörnig und geschiefert sind, wobei sie kaum nach der Schieferung brechen. Makroskopisch sind hauptsächlich Amphibol und etwas Plagioklas, Quarz und Biotit erkennbar. In einzelnen Lagen kann Biotit gehäuft auftreten. Auch Granat ist vorhanden, dieser ist allerdings nur unter dem Mikroskop sichtbar.

9.1.1.2 Gesteine der Wallner-Scherzone

Die Deckengrenze zwischen der Prijakt- und der Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke ist eine über 500 m Meter mächtige, steil S-SW-fallende Scherzone mit nach SE gerichtetem Bewegungssinn. Im Liegenden entwickelt sich die Scherzone aus den grobblockig brechenden, monotonen Paragneisen des Prijakt-Polinik-Komplex, indem in diesem glimmerreichere, phyllonitisierte Zonen gegen das Hangende hin häufiger werden (**Abbildung 3C**). Südlich des Nigglaigrabens finden sich in den Paragneisen und Phylloniten auch immer wieder Quarzmylonite (**Abbildung 3F**) und in weiterer Folge treten vereinzelt Kataklastite auf. Auffallend ist, dass die Quarz-Gängchen, die immer wieder auftreten, in liegenderen Bereichen der Scherzone eine stark getrübte, gelbliche Farbe aufweisen (**Abbildung 3D**), wohingegen sie weiter im Hangenden druchscheinend sind (**Abbildung 3E**). Die Grenze zur überlagernden Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke ist nicht exakt definierbar, da die stark phyllonitisierten und kataklastisch überprägten Paragneise des Prijakt-Polinik- und Gaugen-Komplex nicht eindeutig unterscheidbar sind. In jedem Fall folgen penetrativ phyllonitisierte Paragneise mit stark ausgeprägten SCC'-Gefügen des Gaugen-Komplex mit zum Teil etlichen Metern mächtigen **Ultrakataklastiten**. Diese sind auffallend schwarz und brechen orientierungslos zu spitzen Stücken. Gegen das Hangende werden die SCC'-Gefüge (**Abbildung 3G**) seltener und in den höchsten Anteilen können nur mehr auf seltenen S-fallenden Flächen Ultrakataklastitbeläge beobachtet werden. Weiter ins Hangende ist über etliche hundert Meter der Gesteinsverband aufgelockert, was sich in starker Klüftung und verstellter Lagerung zeigt (**Abbildung 3H**).

9.1.2 Drauzug-Gurktal-Deckensystem

Das Drauzug-Gurktal-Deckensystem besteht aus variszisch geprägtem Kristallin, anchizonalen bis grünschieferfaziellen, paläozoischen Metasedimenten und permo-triassischen (Meta-)Sedimenten des Drauzugs (**Schuster et al., 1999; Froitzheim et al., 2008**). Letztere wurden maximal anchizonal überprägt, wie **Niedermayr & Niedermayr (1984)** an „permo-skythen“ Sedimenten des Goldeck-Komplex zeigen konnten.

9.1.2.1 Strieden-Komplex (Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Der Strieden-Komplex ist nach dem Berg Strieden (Sh. 2682 m) benannt (**Hoke, 1990**). **Hoke (1990)** erkannte grundlegende Unterschiede in Lithologie, Deformation und Abkühlalter zwischen der „Polinik Einheit“ und dem Strieden-Komplex, die durch eine

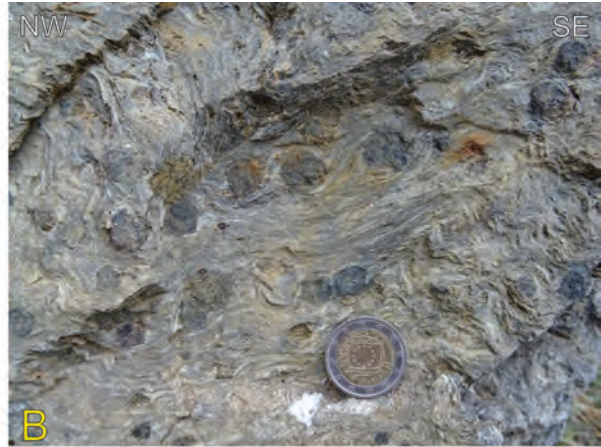


Abbildung 4: Gesteine des Strieden- (A, B) und Gaugen-Komplex. **A)** Feinkörniger Amphibolit. Die dunkelgrünen Amphibol-Kristalle sind garbenförmig angeordnet. **B)** Verfalteter Granat-Glimmerschiefer mit Granatkristallen von bis zu 1 cm. **C, D)** Paragneis mit Quarz-Klasten aus dem Gaugen-Komplex. Die ockerfarbene Verwitterung ist typisch. **E)** Glimmerschiefer des Gaugen-Komplex. Typisch sind die groben, ausgewalzten Hellglimmer auf den Schieferungsflächen. **F)** Massiger, verfalteter Paragneis aus dem Gaugen-Komplex. **G, H)** Chlorit- und granatreiche Lagen in Paragneisen des Gaugen-Komplex. Diese Lagen treten nur im Westen des kartierten Gebietes auf.

mächtige Scherzone voneinander getrennt sind. Dies konnte auch durch eigene Aufnahme bestätigt werden.

Im Bereich des Rundhöckers bei Kleblach treten Granat-Glimmerschiefer mit zum Teil mächtigen Amphibolit-Lagen auf. Mit Bezug auf [Schuster & Schmidt \(2001\)](#) handelt es sich dabei um die hangenden Anteile des Strieden-Komplex.

Die **Granat-Glimmerschiefer** sind graugrün gefärbt und brechen groblockig zu unregelmäßigen, großen Blöcken ([Abbildung 4B](#)). Die Gesteine sind von zahlreichen, stark duktil deformierten, isoklinal verfalteten Quarzmobilisaten durchzogen. Die prägende Schieferung ist stark verfaltet und auf den Schieferungsflächen sind feinkörnige, silberige Hellglimmer und Chlorite zu erkennen. Die Granate erreichen eine Größe von bis zu 15 mm. Bereits im Handstück zeigen sie grünliche Randbereiche aus Chlorit. Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Granat-Kristalle weitgehend und manchmal vollständig durch Chlorit ersetzt sind, wobei die Umwandlung unter statischen Bedingungen stattgefunden hat.

Amphibolite finden sich als einige Meter bis wenige 10er Meter mächtige Lagen an der Südseite des Rundhöckers. Sie sind dunkelgrün gefärbt, massig und weisen ein deutliches Streckungslinear und dazu parallele Faltenachsen auf. Sie brechen nach Flächen, die parallel zur Streckungslineation liegen und senkrecht darauf stehenden Klüften. Die Gesteine sind feinkörnig und bestehen größtenteils aus Amphibol. Immer wieder sind weiße Quarzmobilisatlagen vorhanden ([Abbildung 4A](#)).

9.1.2.2 Gaugen-Komplex (Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Die Zugehörigkeit der Gesteine, die heute dem Gaugen-Komplex zugerechnet werden, war für den Bereich der Goldeckgruppe lange Zeit ein Diskussionspunkt. [Deutsch \(1977\)](#) fasste sie mit anderen Gesteinen (Prijsakt-Polinik-K. und Goldeck-K.) zusammen und betrachtete sie als ein zusammenhängendes variszisches Metamorphoseprofil. [Tollmann \(1977\)](#) trennte die liegenden Einheiten (Prijsakt-Polinik-K. und Gaugen-K.), die er in das Mittelostalpin stellte, vom Oberostalpinen Altpaläozoikum (Goldeck-K.). Wesentlichen Fortschritt brachte [Deutsch \(1988\)](#), der mittels Altersdatierung ein „in frühalpider Zeit in Almandin-Amphibolit-Fazies rekristallisiertes Ostalpin Kristallin“ (Prijsakt-Polinik-K.) und ein variszisch amphibolitfazielles, eoalpidisch grünschieferfaziell überprägtes Kristallin (Gaugen-K.) unterschied. Der heute verwendete Begriff Gaugen-Komplex wurde erstmals von [Schuster & Schuster \(2003\)](#) in der Kreuzeckgruppe für eine kartierungsmäßig abgrenzbare, lithostratigraphische Einheit eingeführt. Er besteht zum überwiegenden Teil aus monotonen Paragneisen mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern. Diese können im Gelände nicht flächig voneinander abgetrennt werden und sind daher gemeinsam dargestellt. Sehr selten sind einige Meter mächtige Lagen von Amphibol führenden Paragneisen bis Amphiboliten sowie Granat-Glimmerschiefern vorhanden.

Typisch für die **Paragneise und Glimmerschiefer** ist ihr ockerfarbenes Erscheinungsbild und ihr Bruch zu wenige Kubikdezimeter großen, unregelmäßig geformten Stücken (**Abbildung 4C, D, F**). Der Bruch erfolgt zum Teil nach der Schieferung sowie nach Kluftflächen ohne besonders ausgeprägte Vorzugsrichtungen. Häufig sind Qtz-Mobilisate als sigmoidale Objekte oder einige Dezimeter verfolgbare Lagen in die Schieferung eingeregelt. Frische Bruchflächen sind grau-bräunlich und auf den Schieferungsflächen ist in den Glimmerschiefern eine Krenulation ausgebildet. Charakteristisch sind grobe, ausgewalzte Hellglimmer, die zumeist agglomerophrisch auf den Schieferungsflächen verteilt sind und dem Gestein ein silbrig glänzendes Aussehen verleihen (**Abbildung 4E**). In selten anzutreffenden, nicht retrograd überprägten Typen ist Biotit vorhanden. Zumeist ist dieser jedoch in Chlorit umgewandelt. Auffallend ist das Auftreten geringmächtiger (bis zu wenigen dm) Lagen von etwas veränderter chemischer Zusammensetzung. Diese sind verfaltet und treten nur im Westen des kartierten Gebietes auf. Sie durchschneiden die Schieferung zumeist diskordant und bestehen aus stark chloritisierten Amphibolen und wenige Millimeter großen Granatporphyroblasten. Oft sind die dunklen Lagen vom Nebengestein durch Anreicherungen felsischer Minerale begrenzt. Granat ist zumeist außerhalb dieser Gänge ebenfalls erkennbar (**Abbildung 4G, H**).

Granat-Glimmerschiefer finden sich zum Beispiel auf der Südseite des Hoher Stand in einer Seehöhe von etwa 1500 bis 1700 m und an der Forststraße zur Pirkebner Alm auf einer Seehöhe von etwa 1200 m. Die Granate erreichen eine Größe von wenigen Millimetern und sind manchmal von Chlorit ersetzt. Im Dünnschliff konnten in den Granat-Glimmerschiefern auch Staurolith und Kyanit erkannt werden.

Wenige Meter mächtige Lagen von **Amphiboliten** bis Amphibol führenden Paragneisen finden sich südlich der Leßnigbach-Scherzone. Es handelt sich um dunkle, feinkörnige Gesteine mit polygonalem Bruch, in denen Biotit makroskopisch erkennbar ist.

Auf die tektonisch überprägten Gesteine im Bereich der basalen Deckengrenze (Wallner-Abschiebung) sowie der Phyllonitzonen wird unten eingegangen.

9.1.2.3 Gesteine der Leßnigbach-Scherzone

Die Leßnigbach-Scherzone ist eine ca. 200 m breite sehr steil N-fallende Zone, die den Gaugen-Komplex in E-W Richtung durchtrennt. Sie weist ein (sub) vertikales Streckungslinear auf und zeigt nach S überschiebenden Schersinn. Die Paragneise und Glimmerschiefer des Gaugen-Komplex treten in der Scherzone als stark phyllonitisierte/mylonitisierte Gesteine auf (**Abbildung 5A**). Im Zentrum sind Gesteine vorhanden, die als Grünschiefer (Chlorit-Serizit-Schiefer) ansprechbar sind. Sie zeigen ein ausgeprägtes SCC'-Gefüge und eine überprägende Verfaltung (**Abbildung 5B**).

Die Phyllonite des Gaugen-Komplex sind ockerfarben und brechen flatschig. glimmerreiche Anteile zerbröseln regelrecht, sobald sie aus dem Gesteinsverband entnommen werden. In Lagen treten immer wieder geringmächtige, helle Quarzmylonite auf, die zu kleinen, relativ kompakten Stücken brechen (**Abbildung 5C**). Selten finden sich auch silbrig glänzende, dunkelgraue **Phyllonite**, die sehr dünnblättrig brechen. Im Gelände wurden sie als Graphitphyllite angesprochen. Im Dünnschliff konnten allerdings keine wesentlichen Unterschiede zu den umgebenden Gesteinen festgestellt werden.

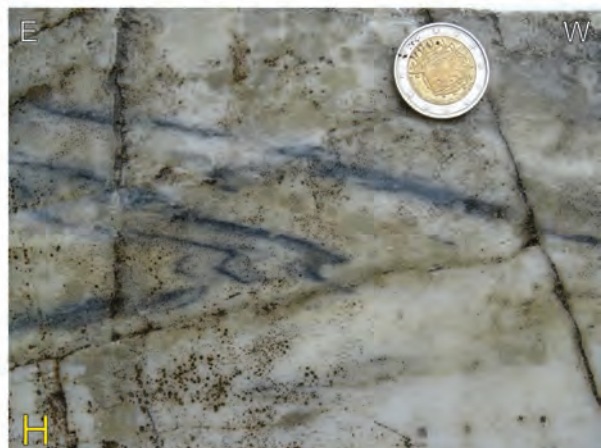


Abbildung 5: Gesteine aus der Leßnigbach-Scherzone und aus dem Goldeck-Komplex (H). **A)** Phyllonitisierter Glimmerschiefer des Gaugen-Komplex. **B)** Dieser Paragneis aus dem Randbereich der Scherzone zeigt ein SC-Gefüge, das von einer späteren Faltung mit W-fallenden Faltenachsebenen überprägt wird. **C)** Die Gesteine des Gaugen-Komplex zerbröseln in der Scherzone nahezu, wohingegen quarzreiche Anteile kleinstückig zu relativ kompakten Stücken brechen. Der schwarze Pfeil markiert ein relativ kompaktes quarzreiches Stück. **D)** Phyllonit. Die grünliche Farbe ist neben dem SCC'-Gefüge typisch. Eine überprägende Kinkfaltung ist sichtbar. **E)** Sigmoidaler Quarzklast. Randlich sind die Kristalle klar, wohingegen sie im Zentrum des Klastes leicht trüb auftreten. **F)** Fuchsit-Schiefer mit überprägender Kinkfaltung. Die orange Farbe ist auffällig. **G)** Grüne Fuchsit-Kristalle bilden Glimmerfische und zeigen sinistralen Schersinn. Der Fisch in der Mitte ist 1 cm groß. **H)** Verfalteter Marmor aus dem Goldeck-Komplex.

Im Zentrum der Scherzone sind silbrig schimmernde **Grünschiefer (Chlorit-Serizit-Schiefer)** vorhanden (**Abbildung 5D**). Zumeist sind sie relativ kompakt und brechen zu wenige dm³ großen Platten, sie können jedoch auch sehr reich an Hellglimmern und Serizit sein und brechen dann dünnblättrig nach dem prägenden SCC'-Gefüge. Häufig sind wenige Zentimeter dicke Quarzgängchen in die Schieferung eingeregelt (**Abbildung 5E**). Diese Gesteine werden dem Strieden-Komplex zugerechnet. Näheres dazu findet sich im Kapitel 15.

Beim Törl (nahe Hoher Stand) tritt eine ca. einen Meter mächtige Zone aus karbonatischen **Fuchsit-Schiefern** am Rand der Scherzone auf. Sie verwittern orangefarben und Fuchsit ist in dünnen Lagen angereichert. In der Matrix bildet Fuchsit auch Glimmerfische, die in die Schieferung eingeregelt sind (**Abbildung 5F, G**).

Innerhalb des Gaugen-Komplex finden sich weitere mehrere 10er Meter mächtige und über etliche hundert Meter verfolgbare Phyllonitzonen. Eine WNW-ESE-streichende Scherzone zweigt bei Sh. 1400 m von der Leßnigbach-Scherzone gegen WNW ab. Eine weitere E-W-streichende Phyllonitzone verläuft etwa 800 m nördlich, parallel zur Leßnigbach-Scherzone. Ein Zusammenhang könnte bestehen zumal die Gesteine ebenso stark phyllonitisiert wurden wie die Gesteine in der Leßnigbach-Scherzone.

9.1.2.4 Goldeck-Komplex (Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Der Goldeck-Komplex existiert in seiner Form schon lange Zeit, lediglich die Bezeichnungen für dieser Einheit änderten sich. So wurde er von **Angel & Krajicek (1939)** als „Phyllitgruppe“ und „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“, bei **Deutsch (1977)** als „Gesteine der Muskovitzone“ und bei **Heinz (1987)** als „ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine“ bezeichnet. Die Bezeichnung „Goldeck-Komplex“ wurde von **Schuster (2005)** erstmals eingeführt und ist bis heute gültig.

Der Goldeck-Komplex wird von SW-fallenden Phylliten bzw. Phylloniten mit Marmorzügen aufgebaut.

Die **Phyllite** sind dunkelgrau-grünlich gefärbt. Sie sind dünnlagig geschiefert und intensiv verfaltet, sodass sie generell eine unregelmäßige Strukturaufweisen. Diese wird von eingelagerten, geringmächtigen Quarzmobilisaten noch unterstrichen. Auf den Schieferungsflächen sind rotbraune Flecken von Eisenhydroxiden vorhanden. Die Gesteine sind reich an Chlorit und inhomogen verteiltem, feinschuppigem Hellglimmer.

Feinkörnige **Kalkmarmore** bilden Lagen mit über 10 Meter Mächtigkeit. Sie sind im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich gebändert, wobei die einzelnen Lagen grau, weiß und zum Teil auch bräunlich gefärbt sind. Dieser Lagenbau ist duktil verfaltet und wird von Kalzitgängen quer durchschlagen (**Abbildung 5H**).

Überlagert werden diese Gesteine von **grünlichgrauen, glimmerreichen Schiefern**, die zur Werfen-Formation gestellt werden (Schönlaub, 1987)

9.1.3 Periadriatische Intrusiva

Im Nigglaigraben auf einer Seehöhe von 920 m ist südlich der Brücke ein ca. 2 m mächtiger **basaltischer Gang** in Paragneisen des Prijakt-Polinik-Komplex aufgeschlossen. Der Gang fällt steil nach Westen ein (280/85). Das Gestein ist nicht geschiefert und zeigt einen auffälligen polygonalen Bruch. Es ist dunkelgrau gefärbt, feinkörnig und es sind keine Minerale makroskopisch identifizierbar. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um einen alkalibasaltischen Lamprophyr (Deutsch, 1984; Müller et al., 1992).

9.1.4 Quartäre Ablagerungen und Formen

Das folgende Kapitel wurde aus Griesmeier & Schuster (akzeptiert) übernommen.

Im kartierten Gebiet finden sich verschiedenste quartäre Formen und Ablagerungen, welche die Morphologie entscheidend prägen. Die Kammbereiche, die im untersuchten Gebiet gänzlich durch den Gaugen-Komplex aufgebaut sind, zeigen runde Formen mit zahlreichen kleinen, oft verkippten Aufschlüssen und dazwischenliegenden, geringmächtigen Schuttkörpern. Diese Gegebenheiten sind auf periglaziale Verwitterung zurückzuführen (Abbildung 6C). In Depressionen direkt unterhalb des Kammbereiches sowie im Kar gegen den Nigglaigraben sind mächtigere Lockergesteinskörper vorhanden. Diese bestehen aus eckigem, manchmal auch angerundetem Lokalschutt. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um nicht weiter auflösbare, wenig kompaktierte Akkumulationen von Grundmoräne, Ablationsmoräne, Periglazialschutt und im Bereich des Kares auch um Hangschutt.

Die darunterliegenden Hangbereiche zeigen stellenweise Rundhöckerlandschaften mit zum Teil abgeschliffenen Festgesteinsaufschlüssen und dazwischenliegenden, geringmächtigen Grundmoränenauflagerungen. Solche Rundhöckerlandschaften sind zum Beispiel an der Geländekante bei der Umbiegung des Oberdrautales am Radlberg, aber auch im Bereich Pirkeben ausgebildet. Ein Aufschluss von Grundmoräne befindet sich an der Forststraße zur Radlberger Alm in Sh. 1500 m. Die Grundmoräne zeigt eine siltig/tonige, rotbraune Matrix mit gerundeten Komponenten. Sie ist matrixgestützt, nicht geschichtet, unsortiert und stark verfestigt. Zumeist ist die Grundmoräne jedoch schlecht aufgeschlossen, es finden sich aber immer wieder gut gerundete Blöcke aus eindeutig ferntransportiertem Material. Als exotisches Material sind Albit-Gneise, Amphibolite, Granat-Glimmerschiefer des Strieden-Komplex und Periadriatische Intrusiva anzutreffen. Auffällig ist der ca. 1 m³ große Tonalitblock an der Forststraße zur Radlberger Alm in Sh. 1300 m. Er enthält idiomorphe Quarz- und Granat-Kristalle, die eine Größe von bis zu 5 mm erreichen. Die Matrix enthält chloritisierten Biotit und Feldspat. Bei Pirkeben ist in der Kehre 100 m südöstlich der Kapelle ein Rundhöcker aus Grünschiefern mit einem Gletscherschliff vorhanden. Die Striemung ist N-S orientiert (Abbildung 6B).

Besonders schön ist der Rundhöcker bei Kleblach, welcher vom Strieden-Komplex aufgebaut wird. Durch die eiszeitliche Überformung und nachfolgende Verwitterung wurde ein konjugiertes Störungsmuster morphologisch erkennbar. Die dazwischenliegenden Senken sind großteils versumpft. Westlich von Feistritz ist ein vom Gletscher abgeschliffener Bereich aus den Gesteinen des Prijakt-Polinik-Komplex erhalten, in dem ein Trennflächengefüge

aufgrund der fehlenden Schuttbedeckung gut erkennbar ist.

Reste von Staukörpern am Eisrand treten in zwei unterschiedlichen Positionen auf. Einerseits finden sie sich entlang der Hangfüße des Oberdrautaales und andererseits an Talausgängen von Seitentälern.

Im Oberdrautal sind Eisrandsedimente an den Südabfällen der Kreuzeckgruppe zwischen Greifenburg und Kleblach bis in eine Seehöhe von etwa 800 m weit verbreitet. Die

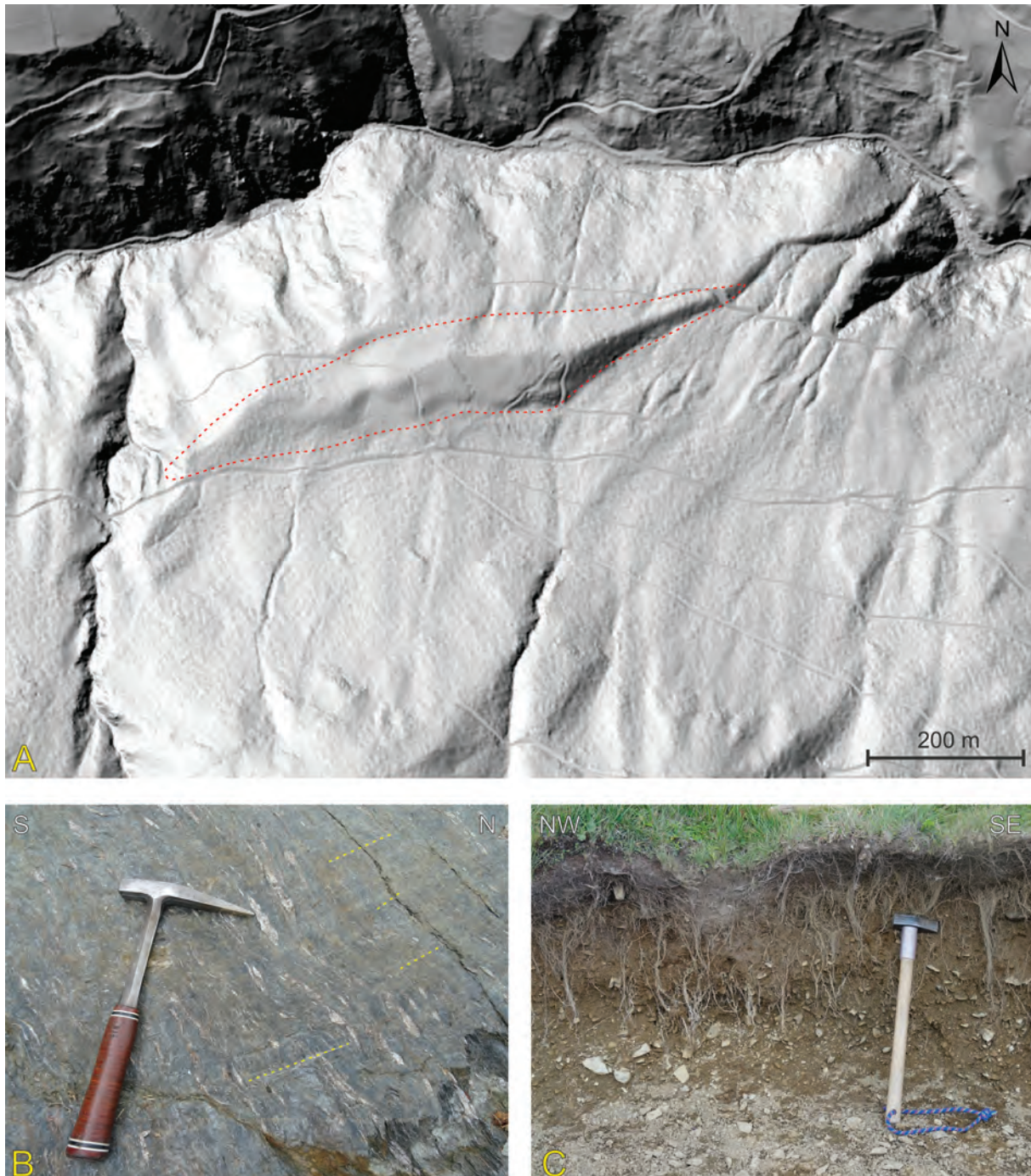


Abbildung 6: A) Ein Seitenmoränenwall nördlich des Nigglaigrabens ist am Laserscan besonders gut ersichtlich. Die rote, strichlierte Linie deutet die Umrandung des Walls an. Die wallförmige Ablagerung liegt über Eisrandsedimenten der Eiszerfallsphase. Wahrscheinlich handelt es sich um Reste eines späten würmzeitlichen Gletschervorstosses (<http://www.kagis.ktn.gv.at>). B) Chlorit-Serizit-Schiefer, der vom Gletscher abgeschliffen wurde. Die gelben, strichlierten Linien zeichnen Striemungen nach, die der Gletscher hinterlassen hat. C) Dieses Foto stammt aus dem Kammbereich. Die tiefgreifende Aufwitterung durch Frostsprengung führt dazu, dass ein korngestütztes Gefüge mit sandiger Matrix und eckigen Komponenten entsteht. Dies entstand im Zuge der periglazialen Verwitterung.

Morphologie ist in diesen Bereichen sehr unruhig, was am Laserscan besonders gut sichtbar ist. Die Hänge sind von zahlreichen in geringem Abstand auftretenden und nur zeitweise wasserführenden Gräben zerfurcht. Im Aufschluss sind die Eisrandsedimente zumeist geschichtet, wenig verfestigt und oft verrutscht. Sie bestehen aus einer sandig/tonigen Matrix und polymikten Komponenten. Neben unterschiedlich gut gerundetem Lokalmaterial finden sich gut gerundete Orthogneise und Amphibolite. Auf der südlichen Talseite sind Reste von Staukörpern am Eisrand im Bereich um Fellbach vorhanden (Pestal et al., 2006). Im Leßnigbachgraben sind Eisrandsedimente in einer Sh. zwischen 1100 und 1500 m verbreitet. Ein Aufschluss mit gut geschichteten Sedimenten findet sich zum Beispiel an der Forststraße zur Radlberger Alm in 1300 m Sh. Der untere Bereich ist polymikt und enthält Lokalschutt und ferntransportiertes Material. Darüber folgen organikreiche Lagen und tonige Lagen, in die Sandlinsen eingeschaltet sind. Lateral überlagern die Eisrandsedimente die Grundmoräne der Rundhöckerlandschaft, wobei bei den gegebenen Aufschlussverhältnissen die Abgrenzung oft schwierig ist. Im Lanzewitzer Graben sind auf der Nordseite Eisrandsedimente zwischen 700 und 1200 m Sh. erhalten. Auch in der Massenbewegung auf der südlichen Talseite sind immer wieder verrutschte Eisrandsedimente vorhanden. Mächtige Eisrandsedimente finden sich auf der Südseite des Nigglaigrabens zwischen 900 und 1200 m. Im Bereich von Raunach wurden diese noch von einem spätglazialen Gletscher (wahrscheinlich aus der Eiszerfallsphase) überfahren (Abbildung 6A). Auf einer Höhe von etwa 1000 bis 1200 m ist ein Seitenmoränenwall ausgebildet. Er ist dicht bewachsen und somit nur aufgrund der Morphologie erkennbar. Seitlich am Moränenwall ist eine Paläoabflussrinne erhalten.

Am Hangfuß zu beiden Seiten des Lanzewitzer Grabens befinden sich zwischen 700 und 770 m Sh. Körper aus Lockergestein. Vermutlich handelt es sich um Reste eines ehemaligen Murenkegels, welcher aus Material der darüber befindlichen Massenbewegung gespeist wurde.

Der Talboden des Oberdrautales wird von flachen Schwemmfächern aus den Seitengräben und Talalluvionen gebildet. Die Schwemmfächer aus dem Niggla- und Lanzewitzer Graben haben dabei das Tal oberhalb von Sachsenburg gesperrt, sodass sich dahinter ein Rückstaubereich gebildet hat, der bis nach Steinfeld reicht. In diesem Bereich mäandrierte die Drau, wobei bereichsweise die Staukörper am Eisrand und die Schwemmfächer aneroziert wurden. Die Interaktion der Seitenerosion der Drau und der Schüttungen aus den Seitentälern führte zur Bildung von verschiedenen Erosionskanten. Bei Lengholz sind mindestens zwei Stadien von Erosionskanten erhalten.

Die Schwemmfächer von der Nordseite des Oberdrautales zeigen ein monotones Spektrum aus Paragneisen des Gaugen-Komplex, lediglich im Bereich des Nigglaigrabens ist ein buntes Spektrum mit diversen Glimmerschiefern, Paragneisen, Amphiboliten, Orthogneisen usw. aus dem Gaugen-, Strieden- und Prijakt-Polinik-Komplex vorhanden. Ein auffallend anderes Komponentenspektrum zeigen die Sedimente der Schwemmfächer an den Südabfällen der Goldeckgruppe. Neben Lokalmaterial aus dem Goldeck-Komplex (Phyllonite, Phyllite, Marmore, massige von Quarzgängen durchzogene Grünschiefer), finden sich rote Sandsteine und Konglomerate (Perm) sowie dunkle Kalke (zum Teil „Wurstelkalke“, Untertrias bis Mitteltrias) der autochthonen permomesozoischen Transgressionsabfolge. Weiters ist gut gerundetes, ferntransportiertes Material vorhanden. Dieses umfasst epidotreiche

Grünschiefer, frische Eklogite mit Granat, Omphazit und Phlogopit des Penninikums, Orthogneise mit bis zu 4 cm großen Feldspat-Porphyrroklasten des Subpenninikums, periadriatische Intrusivgesteine mit Phenokristallen von Granat, Hornblende, Plagioklas und Quarz sowie Amphibolite.

10 Dünnschliffmikroskopie und Metamorphosegeschichte

Im Folgenden werden Beobachtungen in Dünnschliffen der einzelnen Komplexe und Scherzonen, wie sie von Norden nach Süden auftreten, zusammengefasst beschrieben. Diese Beobachtungen werden auch interpretiert und so werden die Metamorphosegeschichten der einzelnen Komplexe herausgearbeitet. Die metamorphen Faziesbereiche wurden aufgrund der Mineralparagenesen nach Oberhänsli et al. (2004)

bestimmt. Die Minerale werden zumeist in abgekürzter Schreibweise verwendet. Abkürzungen: Grt...Granat, Qtz...Quarz, Hgl...Hellglimmer, Bt...Biotit, Fsp...Feldspat, Chl...Chlorit, St...Stauroolith, Ky...Kyanit, Ser...Serizit, Tu...Turmalin, Zr...Zirkon, Rt...Rutil, Ap...Apatit, Ep...Epidot, Amp...Amphibol, Czo...Klinozoisit, Tit...Titanit, LTB...low temperature bulging.

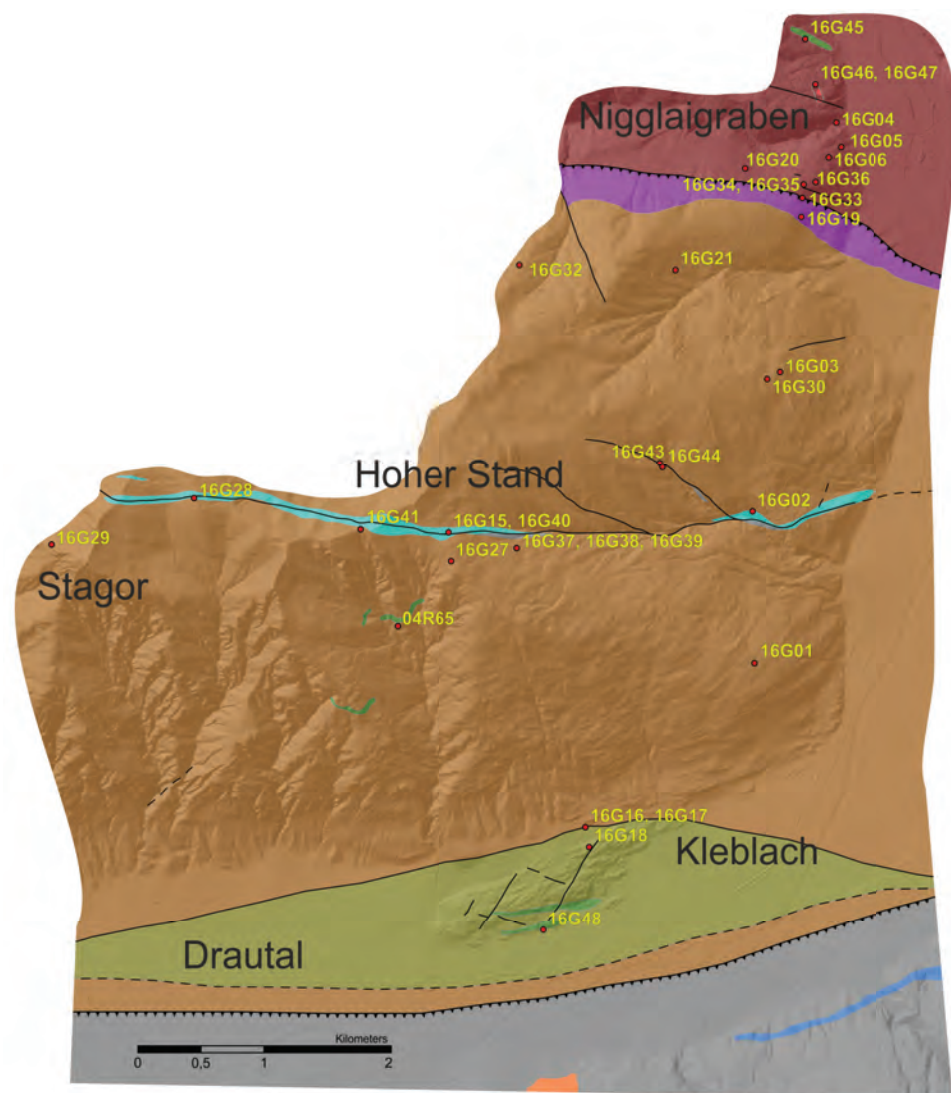


Abbildung 7: Interpretierte Karte mit den Probenlokalitäten. Die Legende ist in der beiliegenden Karte ersichtlich.

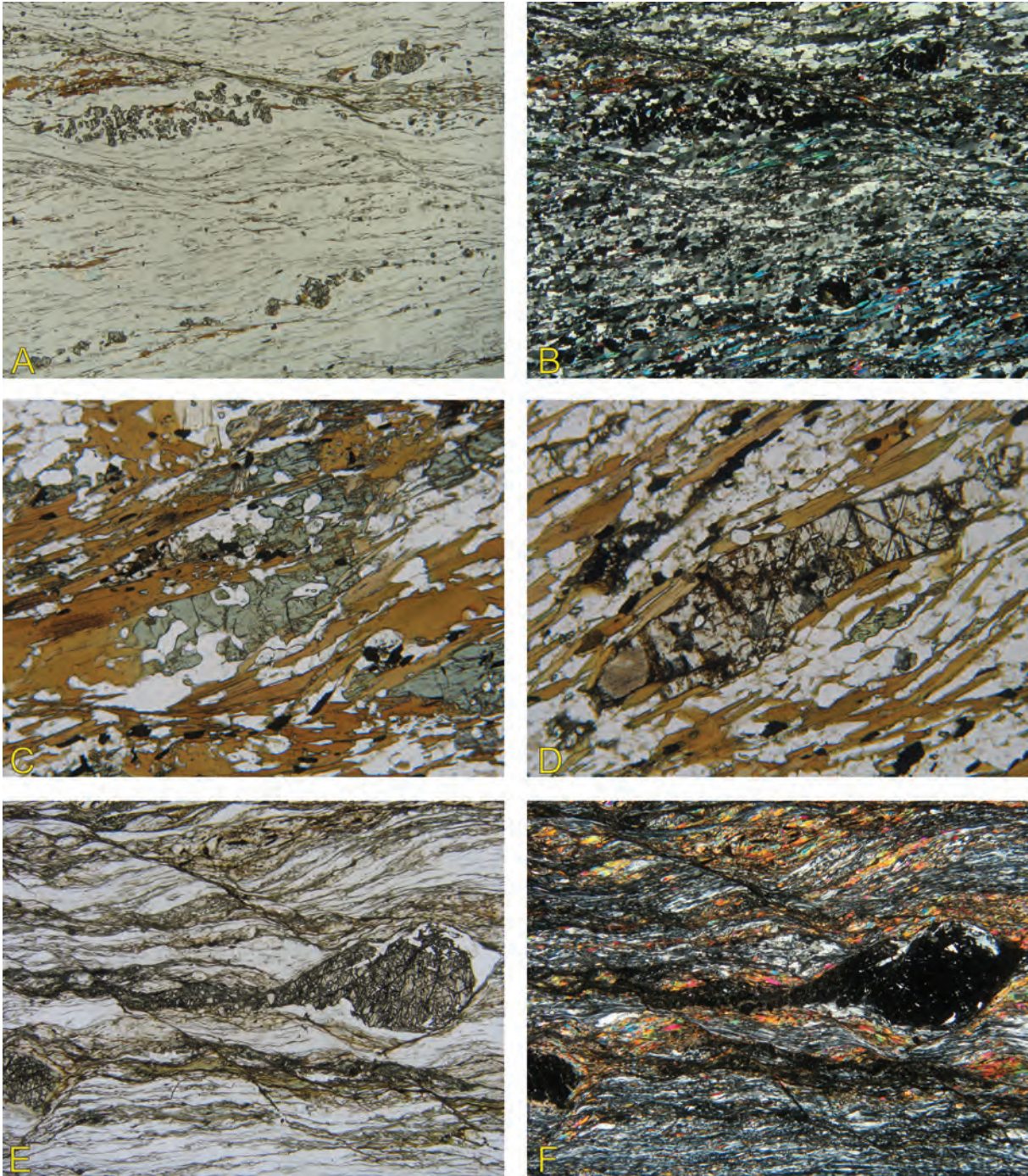


Abbildung 8: Dünnschliffbilder von Gesteinen aus dem Prijakt-Polinik-Komplex und der Wallner-Scherzone. **A, B)** Die Bilder stellen einen quarzitischen Paragneis aus dem Prijakt-Polinik-K. dar. Tripelkorngemetrien in Qtz und die Anwesenheit von Grt lassen auf amphibolitfazielle Bildungstemperaturen schließen. Diese Mikrostrukturen wurden von grünschieferfaziellen Strukturen überprägt. Es kam zur Ausbildung eines SC-Gefüges, das vor allem durch die Anordnung der Glimmer deutlich wird, und LTB in Qtz. Grt ist gut erhalten und bildet idiomorphe Kristalle in der Schieferung (16G04, B: gekreuzte Polarisatoren (X-Pol), BB (Bildbreite): 11,71 mm). **C)** Amphibol-Kristalle in einem Grt-Glimmerschiefer. Amphibol und Biotit bilden eine Gleichgewichtsparagenese. **D)** Die Amphibol-Kristalle von Bild C werden von Karbonat pseudomorph ersetzt. Der hohe Ca-Gehalt dieses Gesteins hängt womöglich mit der Nahebeziehung zu einem Amphibolit zusammen (C und D: 16G47, BB: 3,75 mm). **E, F)** Bei dem Gestein handelt es sich um einen phyllonitischen Glimmerschiefer mit Granat-Porphyrklasten, dessen Schieferung in ein SCC'-Gefüge gelegt wurde, wobei die C'-Flächen zumeist aus Eisenoxiden/Hydroxiden bestehen. Die Matrix besteht aus Hgl, Qtz und fein ausgewaltem Fsp. Letzterer bildet zusammen mit opaken Phasen sehr feine Bänder zwischen Qtz und Hgl. Qtz ist zu langen Bändern ausgewalzt und löscht undulös aus. Fsp bildet selten gerundete Klasten in der Matrix und Hgl ist als Glimmerfische in die zumeist Qtz-reiche Matrix eingebettet. Selten finden sich Klasten mit mehreren Hgl, die oft zu Ser zerfallen sind. Grt ist als zerbrochene Porphyroklasten erhalten und Teile davon sind zu einer bookshelf structure reorganisiert. Bruchstücke werden in Bändern in das prägende SCC'-Gefüge eingeregelt. Chl steht oft in Zusammenhang mit Grt, ist aber auch in Bändern eingeregelt, die wohl vormals Bt enthalten haben (16G35, F: X-Pol, BB: 11,71 mm).

Die Probenlokalitäten sind in [Tabelle 1](#) und [Abbildung 7](#) ersichtlich.

PROBEN NR	LATITUDE	LONGITUDE	GESTEIN
16G01	46,77933	13,33468	Grt-Glimmerschiefer
16G02	46,789869	13,334483	Phyllonit
16G03	46,79964	13,337318	Grt-Glimmerschiefer
16G04	46,816944	13,343119	Grt-Glimmerschiefer
16G05	46,81524	13,34362	Phyllonit
16G06	46,814514	13,342327	Glimmerschiefer
16G15, 16G40	46,78841	13,303223	Phyllonit
16G16, 16G17	46,767983	13,317301	Ultrakataklasit
16G18	46,766604	13,317685	Grt-Glimmerschiefer
16G19	46,810376	13,339488	Kataklasit
16G20	46,813754	13,333725	Paragneis
16G21	46,806723	13,326555	Paragneis
16G27	46,786413	13,303478	Paragneis
16G28	46,790778	13,277021	Grünschiefer
16G29	46,787544	13,262432	Paragneis
16G30	46,799137	13,33598	Grt-Glimmerschiefer
16G31	46,82958	13,341344	Paragneis mit Grt
16G32	46,807068	13,310492	Paragneis
16G33	46,81169	13,33961	mylonit. Paragneis
16G34, 16G35	46,81264	13,33975	Quarzmylonit
16G36	46,812806	13,340983	Mylonit
16G37, 16G38, 16G39	46,787314	13,310217	Phyllonit
16G41	46,788619	13,294099	Fuchsitechiefer
16G42	46,79238	13,34327	Kataklasit mit Erz
16G43	46,793262	13,324944	Phyllonit
16G44	46,79297	13,325229	Phyllonit
16G45	46,822751	13,33991	Amphibolit
16G46, 16G47	46,819597	13,340946	Paragneis
04R65	46,78228	13,29808	Paragneis

Tabelle 1: Probenlokalitäten. Koordinatensystem: WGS 1984

10.1 Prijakt-Polinik-Komplex und Wallner-Scherzone

Die Beobachtungen im Prijakt-Polinik-Komplex und der Wallner-Scherzone beruhen auf 13 Proben. Sie wurden nahezu entlang einer Linie gesammelt und stellen somit einen repräsentativen Querschnitt durch die Einheiten dar.

10.1.1 Granat führende Paragneise

Der Prijakt-Polinik-Komplex besteht aus Granat führenden Paragneisen moderater Korngröße, die eine in SC-Gefüge gelegte, ausgeprägte Schieferung aufweisen ([Abbildung 8A, B](#)). Matrix bildend treten Quarz, Hellglimmer, Biotit und untergeordnet

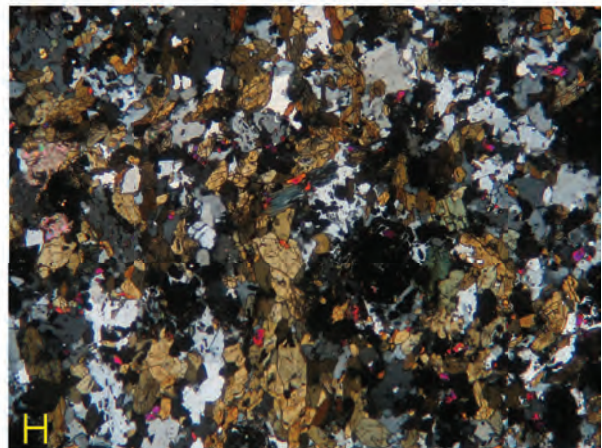
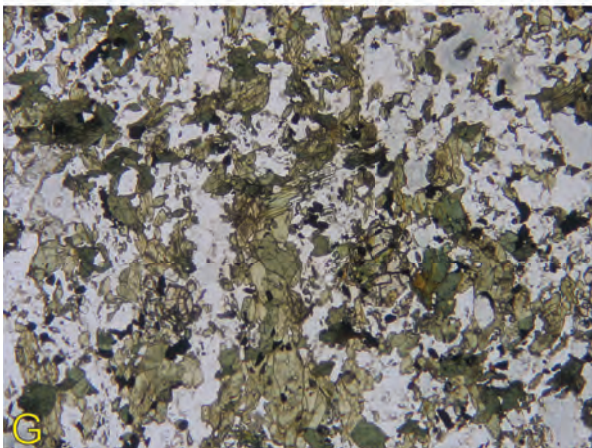
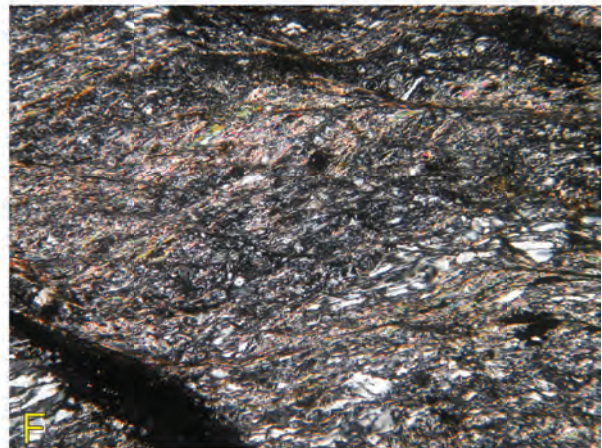
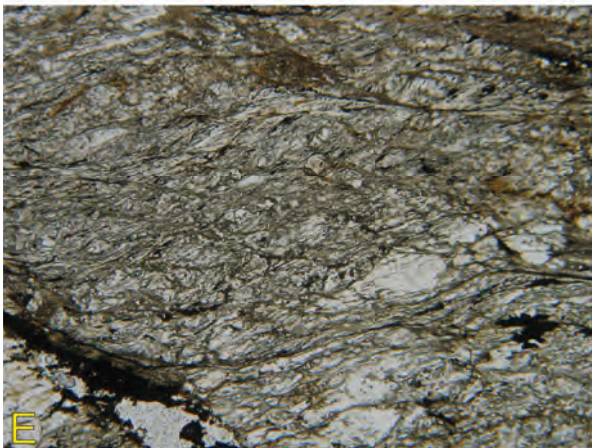
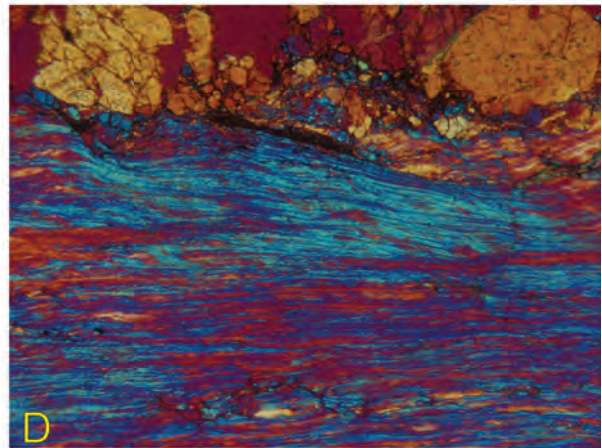
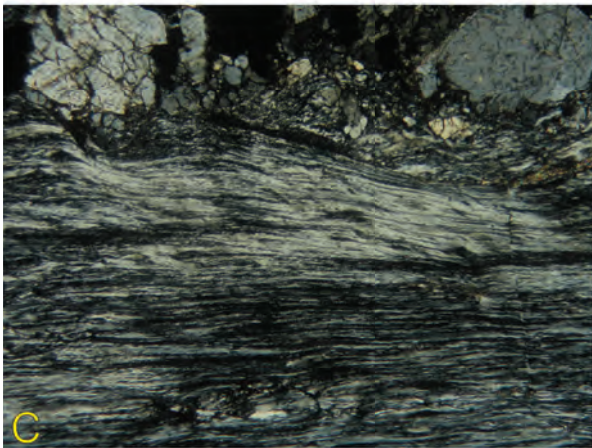
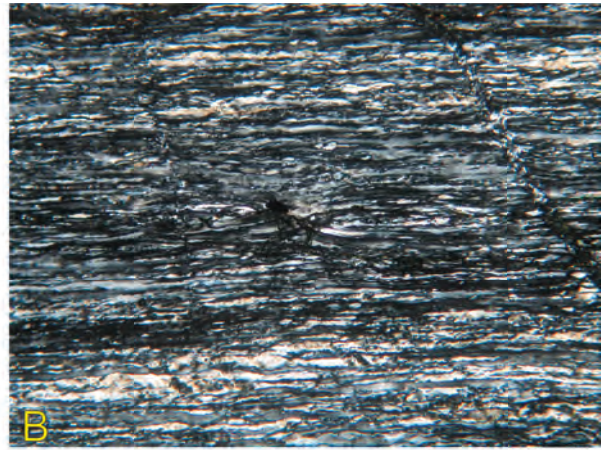
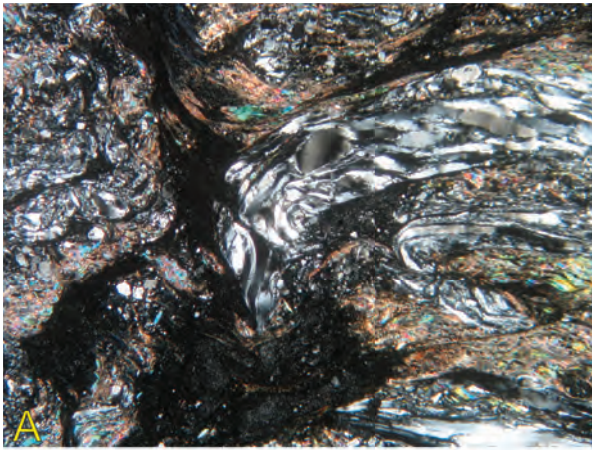


Abbildung 9: Dünnschliffbilder von Gesteinen der Wallner-Scherzone und ein Amphibolit aus dem Prijakt-Polinik-Komplex. **A)** In diesem Phyllonit aus der Wallner-SZ. sieht man Zonen aus ultrakataklastischem Material. Darin kann eine angedeutete Achsialebenenschieferung erkannt werden. Gleichzeitig kam es zur Bildung von flanking folds, wie an den Quarzen ersichtlich ist. Die Achsialebenenschieferung im Ultrakataklasit hängt mit der Verkürzung zusammen, die auch die flanking folds ausbildet (16G33, X-Pol, BB: 11,71 mm). **B)** Dieser sehr reine Qtz-Mylonit aus der SZ zeigt lang ausgewalzte Qtz-Kristalle mit basalem Gleiten. (16G34, X-Pol, BB: 3,75 mm). **C, D)** Wiederum ein Qtz-Mylonit mit basal gleitenden Qtz-Kristallen. Durch Einschub des Gips-Blättchens (D), kann ein dextraler Schersinn abgeleitet werden. Fsp im oberen Bildbereich ist mechanisch zerbrochen (16G36, C: X-Pol, BB: 7,5 mm). **E, F)** Kataklastisch überprägter Phyllonit aus der SZ. Das Gestein wurde stark mechanisch beansprucht. Die Minerale wurden fein zerrieben und von eisenreichen Fluiden durchtränkt. Das Gestein weist zudem SC-artige Strukturen auf, die darauf hindeuten, dass der Kataklasit im spröde-duktilen Übergangsbereich entstand (16G19, D: X-Pol, BB: 3,75 mm). **G, H)** Bei dem Gestein handelt es sich um einen massigen, feinkörnigen Amphibolit. Die Amphibole sind idiomorph ausgebildet und weisen eine deutliche Spaltbarkeit in 2 Richtungen auf. Qtz füllt die Zwickel zwischen den Amp und löscht schwach undulös aus. Ep ist feinkörnig und rundlich bis leicht länglich ausgebildet. Grt tritt selten auf und ist in Rissen von Ser ersetzt. Kalzit (links im Bild) ist etwas häufiger als Grt und als längliche Kristalle erkennbar. Akzessorisch treten Ap und rundliche opake Phase auf (16G45, F: X-Pol, BB: 7,5 mm).

Feldspat auf. Die Glimmer sind allgemein sehr Titan-reich, was sich an der Abscheidung Titan-hältiger Minerale, wie Ilmenit und Rutil, an deren Rändern zeigt. Zumeist sind die Glimmer in die Schieferung eingeregelt, es finden sich aber auch quer dazu wachsende Kristalle. Selten tritt auch Chlorit auf, allerdings nur in Vergesellschaftung mit Granat. Die Quarzkristalle löschen schwach undulös aus und zeigen ein ausgeprägtes Tripelkorngefüge, das von *low temperature bulging* (LTB) und *subgrain rotation* (SGR) schwach überprägt ist. Porphyroklastisch treten kugelige, wenige Millimeter große Granate auf. Zumeist sind sie eher arm an Einschlüssen, selten finden sich jedoch neben Quarz auch opake Minerale, die eine interne Schieferung nachzeichnen. Ihre Ränder sind sehr deutlich ausgebildet und außer leichter Serizitisierung in Rissen, ist keine Überprägung sichtbar. Es kann außerdem beobachtet werden, dass manche Granate ihre eigenen hauptsächlich aus Quarz bestehenden *strain* Schatten überwachsen haben. Bereichsweise, vor allem in der Nähe von Amphiboliten, treten Amphibole auf. Diese weisen scharfe Kontakte zu umliegenden Biotit auf und sind daher im Gleichgewicht mit diesen gewachsen. Zudem sind sie großteils von Karbonat pseudomorph ersetzt (**Abbildung 8C, D**). Akzessorisch treten Turmalin, Zirkon und opake Minerale, wie Rutil und Ilmenit, auf.

10.1.2 Phyllonite, Mylonite, Kataklasite

In Annäherung an die Wallner-Scherzone werden zunehmend SCC'-Gefüge ausgebildet. Zusätzlich nimmt die Überprägung von Quarz durch *low temperature bulging* zu. Biotit wird sukzessive in Chlorit umgewandelt und die Serizitisierung nimmt zu. Granat ist elongiert und von zahlreichen Rissen durchzogen. Lokale kataklastisch überprägte Zonen durchziehen die Gesteine. In weiterer Annäherung werden die Gesteine stärker kataklastisch überprägt und es kommt zur Ausbildung von Quarzmyloniten. Diese bestehen fast ausschließlich aus Quarz, akzessorisch sind Feldspat und Karbonat vorhanden. Die Quarzkristalle zeigen basales Gleiten, was sich in stark elongierter Form der einzelnen Minerale äußert. Weiter ins Hangende werden nun penetrative SCC'-Gefüge ausgebildet, wobei die C'-Flächen zumeist aus Eisenoxiden/Hydroxiden bestehen. Auch Feldspat wird fein ausgewalzt, tritt aber auch als gerundete Klasten auf. Granate, sofern vorhanden, bilden zerbrochene Porphyroklasten. Sie zeigen oft bookshelf Strukturen, die um etwa 30° in Bezug auf die Schieferung gekippt sind. Kleinere

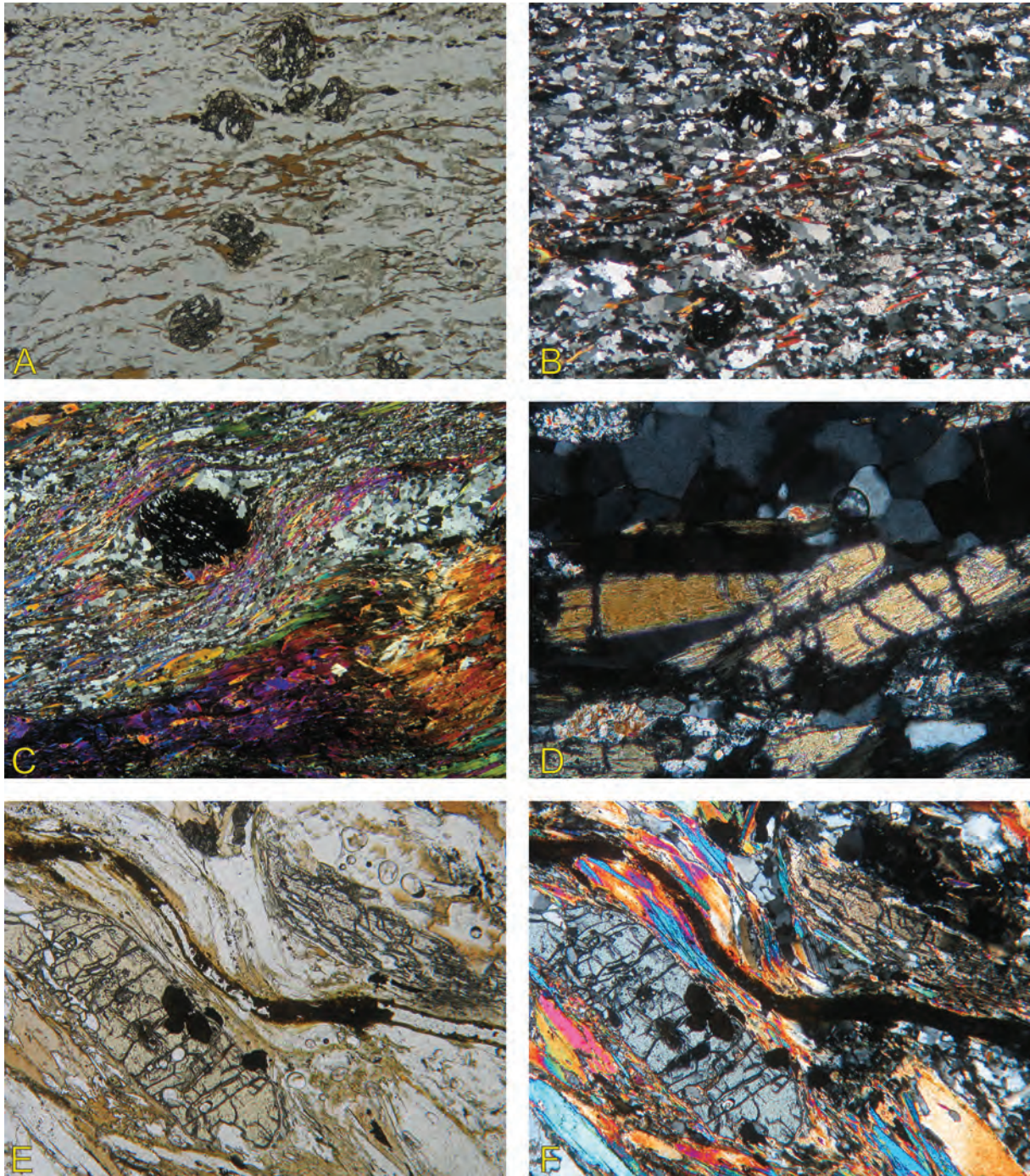


Abbildung 10: Dünnschliffbilder von Gesteinen aus dem Gaugen-K. **A, B)** Dieser Paragneis ist feinkörnig und besteht hauptsächlich aus Qtz und einklussarmem Bt. Fsp ist untergeordnet, aber doch als matrixbildendes Mineral vorhanden. Grt bildet Porphyroklasten und ist prä- oder syntektonisch zur Ausbildung der Schieferung gewachsen. Die Granate erreichen Größen bis etwa 2 mm und sind sehr reich an Einschlüssen, die hauptsächlich aus Qtz bestehen. Untergeordnet finden sich opake Phase und Chl. Durch die vielen Einschlüsse, sehen die Granate oft skelettartig aus. In den strain caps der Granate befinden sich zumeist Qtz und Fsp und in den strain shadows ist nicht selten Bt vorhanden. Serizitisierung ist auf Fsp beschränkt. Qtz zeigt undulose Auslöschung und Tripelkorngrenzen, die von LTB schwach überprägt werden (16G27, B: X-Pol, BB: 11,71 mm). **C)** Die Schieferung dieses Grt-Glimmerschiefers weist einen Lagenbau aus glimmerreichen und quarzreichen Lagen auf und ist wellig verfaultet. Die Granate werden bis zu 3 mm groß und weisen eine interne, verfaultete Schieferung auf, die durch Qtz-Kristalle und selten auch Bt, Chl und Hgl manifestiert ist und in einem hohen Winkel zur Hauptschieferung steht. Sie sind zumeist rundlich, jedoch geringfügig elongiert und etwas zerbrochen (16G03, X-Pol, BB: 11,71 mm). **D)** Amp-Kristalle in einem Grt-Glimmerschiefer. Sie erreichen eine Größe von < 1 mm (16G03, X-Pol, BB: 0,94 mm). **E, F)** St und Ky in einem Grt-Glimmerschiefer. Die Staurolithe treten selten auf und sind nach ihrer Längsachse in die Schieferung eingeregelt. Sie sind von Rissen durchzogen und manchmal zerbrochen. Sie zeigen Einschlussarmut und eine hypidiomorphe Form. Risse und Ränder sind serizitisiert. Ky zeigt undulose Auslöschung anstatt vieler Risse. Er weist eine gut ausgeprägte Spaltbarkeit mit gerader Auslöschung und eine zweite schwach ausgeprägte normal darauf auf und wird ebenfalls von Ser und Glimmern ersetzt (16G32, F: X-Pol, BB: 3,75 mm).

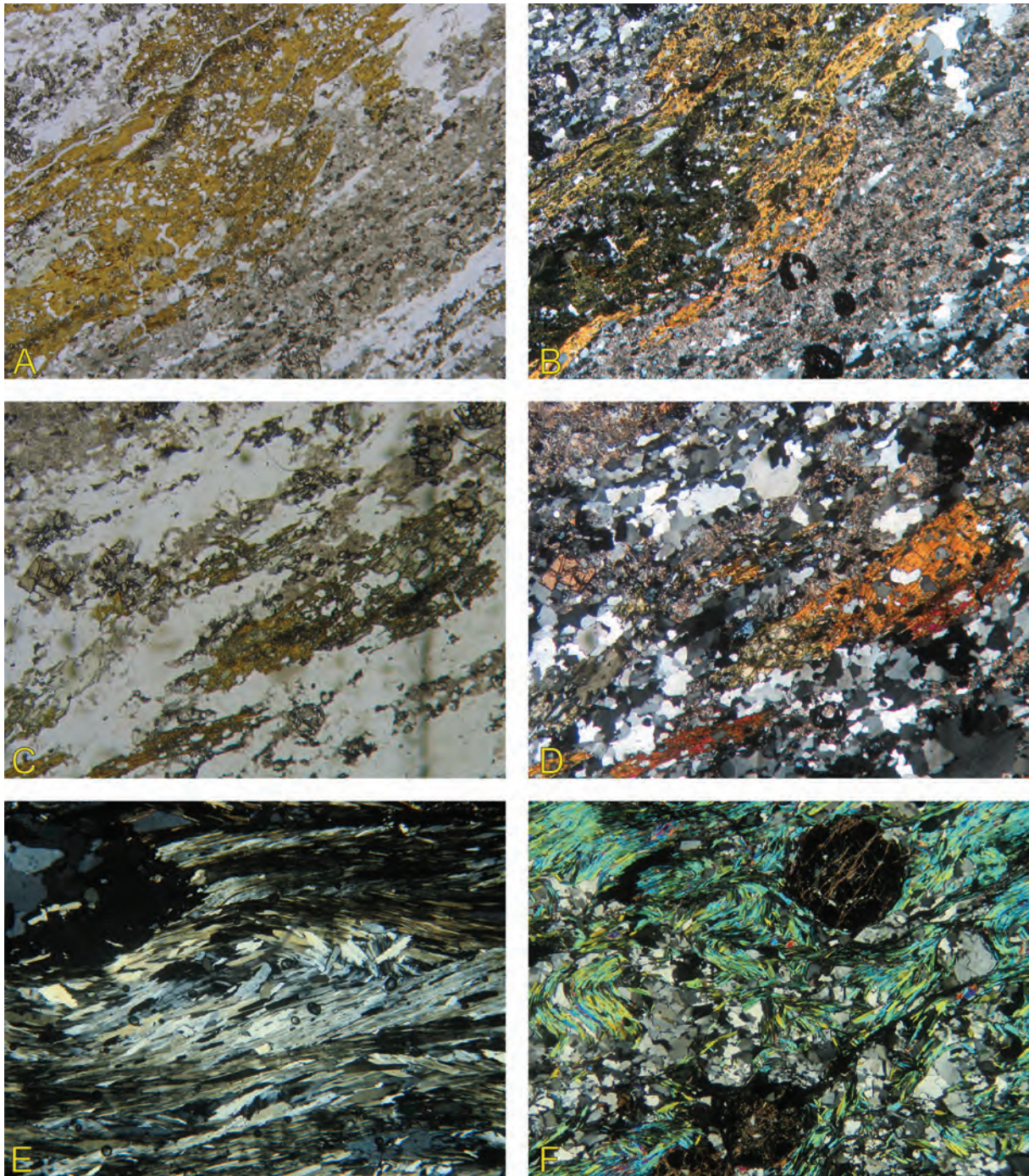


Abbildung 11: Dünnschliffbilder von Gesteinen aus dem Gaugen-Komplex. **A-D)** Dieser Paragneis ist geschiefert und feinkörnig. Biotit ist in die Schieferung eingeregelt und Grt ist homogen im Gestein verteilt. Er ist kugelig, gut erhalten und besitzt Einschlüsse aus Qtz und Zr. Qtz zeigt reliktsche Tripelkorngrenzen und undulöse Auslöschung. Es zieht eine Lage durch das Gestein, das sich durch das Auftreten von eingeregelter Amphibol auszeichnet, der nur selten erhalten ist. Zumeist ist er zu einem gelben, sehr feinkörnigen, stängeligen Mineral zerfallen. Es handelt sich dabei wohl um einen eisenreichen Chl. Am Rand der Lage ist Amphibol noch als grünliches Mineral erkennbar (Bilder C und D). Tit und Rt sind oft mit Amphibol vergesellschaftet. Außerdem findet sich häufig Czo. Auch magnesiumreicher Chl ist häufig vorhanden und wächst auch quer zur Schieferung. Fsp wurde in der Lage stark serizitisiert (16G29, B, D: X-Pol: BB von A, B: 11,71 mm, BB von C, D: 7,5 mm). **E)** Isoklinale Falte in einem Grt-Glimmerschiefer. Es handelt sich dabei um eine alte Deformationsphase. Vielleicht ist sie Ausdruck einer früheren Schieferung, die prä- oder variszisch in isoklinale Falten gelegt wurde. Zumeist ist diese Faltung vollständig ausgelöscht (16G01, X-Pol, BB: 3,75 mm) **F)** Krenulation in einem Grt-Glimmerschiefer. Die Granate sind in Rissen serizitisiert und die Hellglimmer sind fast isoklinal verfaultet. Durch letztere kommt die Krenulation zum Ausdruck, die in glimmerreichen Gesteinen zumeist sehr gut sichtbar ist (16G01, X-Pol, BB: 7,5 mm).

Bruchstücke der Granate sind in das prägende SCC'-Gefüge eingeregelt (Abbildung 8E, F). Biotit ist nur mehr akzessorisch vorhanden, großteils wurde er zu Chlorit umgewandelt. Letzterer steht oft in Zusammenhang mit Granat. Die Quarzmylonite im Kern der Scherzone sind sehr rein. Die Kristalle bilden cm lange Körner. Durch Einschub des Gips-Blättchens, kann so auch der Schersinn abgeleitet werden (Abbildung 9B, C, D). Die Gesteine, die noch Glimmer und Feldspat enthalten, sind stark verfaltet und es bilden sich ultrakataklastische Zonen aus, da Feldspat aufgrund zu niedriger Temperaturen (<400°C; Passchier & Trouw, 2005) nicht duktil verformbar war (Abbildung 9A).

Weiter im Hangenden können Kataklastite beobachtet werden, die von eisenreichen Fluiden durchtränkt wurden. Die auftretenden Minerale wurden stark mechanisch verkleinert und großteils abgerundet. In den Kataklastiten sind SC-artige Strukturen ausgebildet, die auf Bedingungen der spröde-duktilen Übergangszone hindeuten (Abbildung 9E, F).

10.1.3 Amphibolite

Im Prijakt-Polinik-Komplex gibt es zudem wenige Amphibolite. Sie sind massig und feinkörnig und bestehen hauptsächlich aus Ampibol, Epidot, Quarz, Karbonat und Granat. Die Amphibole (wahrscheinlich Hornblende) sind idiomorph ausgebildet und weisen eine deutliche Spaltbarkeit in 2 Richtungen auf. Quarz füllt die Zwickel zwischen den Ampibolen und löscht schwach undulös aus. Epidot ist feinkörnig und rundlich bis leicht länglich ausgebildet. Granat tritt selten auf und ist in Rissen von Serizit ersetzt. Kalzit ist etwas häufiger als Granat und ist als längliche Kristalle erkennbar. Akzessorisch treten Apatit und rundliche opake Phase auf (Abbildung 9G, H).

10.1.4 Interpretation der Metamorphosegeschichte

Bei den Gesteinen des Prijakt-Polinik-Komplex handelt es sich wahrscheinlich um rekristallisierte Mylonite. Sie wurden mindestens in Amphibolitfazies gebildet und danach rasch exhumiert. Die Wallner-Scherzone stellt wohl nur das lokalisierte Element dieser sehr breiten Exhumationsbahn dar. Die Quarzmylonite, die in der Scherzone gefunden wurden, stammen aus größerer Tiefe als die Ultrakataklastite und wurden durch die Exhumation an die heutige Stelle gebracht. Dies erklärt auch, warum das Temperaturprofil durch die Scherzone einen sehr steilen Gradienten aufweist. Dieser Bereich zeigt den südlichsten Anteil eines Extrusionskeils, der im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses gebildet wurde.

10.2 Gaugen-Komplex

Im Gaugen-Komplex wurden 9 Proben gesammelt, die einen Überblick über die gesamte Einheit geben sollten.

10.2.1 Paragneise und Glimmerschiefer

Der Gaugen-Komplex besteht aus Paragneisen und Glimmerschiefern, die zumeist Granat führen (Abbildung 10A, B). Die Gesteine weisen eine wellig verfaltete Schieferung auf und nicht selten lässt sich eine Krenulation erkennen. Selten sind Scherbänder ausgebildet, welche die Schieferung durchschneiden.

Die prägende Schieferung wird aus Glimmern, Chlorit und Erzen (Ilmenit, Rutil) aufgebaut. Die Glimmer sind zumeist eher grobkörnig und wachsen selten quer zur Schieferung. Auch

sehr feinkörniger Glimmer – Serizit – ist im gesamten Gestein vorhanden und ersetzt zumeist Feldspat und Granat, aber auch Staurolith und Kyanit in Rissen und an Rändern. Vor allem in Bereich südlich der Leßnigbach-Scherzone ist der Biotit fast gänzlich in Chlorit umgewandelt. Die Matrix besteht großteils aus Quarz und Feldspat. Quarz zeigt reliktsche Tripelkorngrenzen, ist aber zumeist von *low temperature bulging* und undulöser Auslöschung dominiert. Feldspat ist oft in größeren Aggregaten agglomerophrisch angeordnet und selten verzwilligt. Porphyroklasten werden von verschiedenen Mineralen gebildet. Granat ist immer vorhanden, selten treten auch Staurolith, Kyanit und Amphibol auf. Die Granate sind südlich der Scherzone stark serizitisiert. Nördlich der Scherzone sind sie selten gut erhalten, oft sind aber nur mehr Gerüste, sogenannte Atollgranate (Meyer, 1977), vorhanden. Zumeist sind sie reich an Einschlüssen, wie Quarz und Erzen (Ilmenit, Rutil). Diese Einschlüsse zeichnen eine alte Schieferung nach. Die Schieferung wurde verfaltet und erscheint als S-förmige Struktur (Abbildung 10C). Amphibol konnte nur in einem Schliff als kleine, hypidiomorphe Kristalle erkannt werden (Abbildung 10D). Staurolith und Kyanit treten ausschließlich nördlich der Leßnigbach-Scherzone auf. Beide sind von Rissen durchzogen, welche serizitisiert wurden (Abbildung 10E, F) Akzessorisch sind Turmalin, Zirkon, Graphit und Apatit zu nennen. Turmalin ist zoniert und idiomorph ausgebildet. Graphit ist nur als fein verteilte Aggregate erkennbar.

Interessant ist, wie bereits im Kapitel 9.1.2.2 erwähnt, das Auftreten einzelner, wenige dm mächtiger Lagen im Westen des Gaugen-Komplex. Diese Lagen bestehen aus eingeregelter Amphibol, der nur selten erhalten ist. Zumeist ist er zu einem gelben, sehr feinkörnigen, stängeligen Mineral zerfallen. Es handelt sich dabei wohl um einen eisenreichen Chlorit. Am Rand der Lage ist Amphibol noch als grünliches Mineral erkennbar. Rutil ist oft mit Amphibol vergesellschaftet. Neben Klinozoisit ist auch magnesiumreicher Chlorit häufig vorhanden und wächst auch quer zur Schieferung. Feldspat wurde in der Lage stark serizitisiert (Abbildung 11A-D).

10.2.2 Interpretation der Metamorphosegeschichte

Der Gaugen-Komplex wurde von mehreren Deformationsereignissen geprägt. Es soll gleich zu Beginn angemerkt werden, dass Gesteine südlich und nördlich der Scherzone Unterschiede in Metamorphosegrad und Abkühlgeschichte zeigen. Es wird im Folgenden gesondert darauf hingewiesen. Prävariszisch oder womöglich variszisch wurde eine Schieferung gebildet, die in eine isoklinale Faltung gelegt wurde (Abbildung 11E). Diese ist nur mehr in Bereich südlich der Leßnigbach-Scherzone erkennbar. Danach, variszisch, wurde die typische amphibolitfazielle Mineralparagenese bestehend aus Granat, Quarz, Feldspat, Glimmern und opaken Phasen, bereichsweise auch Staurolith und Kyanit gebildet. Diese wurde in eine wellige Faltung gelegt. Danach blieben die Gesteine nördlich der Leßnigbach-Scherzone in mittleren krustalen Niveaus, wobei die Gesteine südlich davon in das Stabilitätsfeld von Chlorit gehoben wurden. Biotit wurde fast vollständig chloritisiert und viele Minerale wurden serizitisiert. Außerdem wuchsen gröberkörnige Hellglimmer quer zur Schieferung. Alpidisch bildete sich eine Krenulation aus, die heute als prägendes Element zumeist sehr gut sichtbar ist (Abbildung 11F). Die Gesteine nördlich der Leßnigbach-Scherzone wurden erst eoalpidisch in obere krustale Niveaus gebracht, wo der gesamte Gaugen-Komplex als eine Einheit kontinuierlich abkühlte.

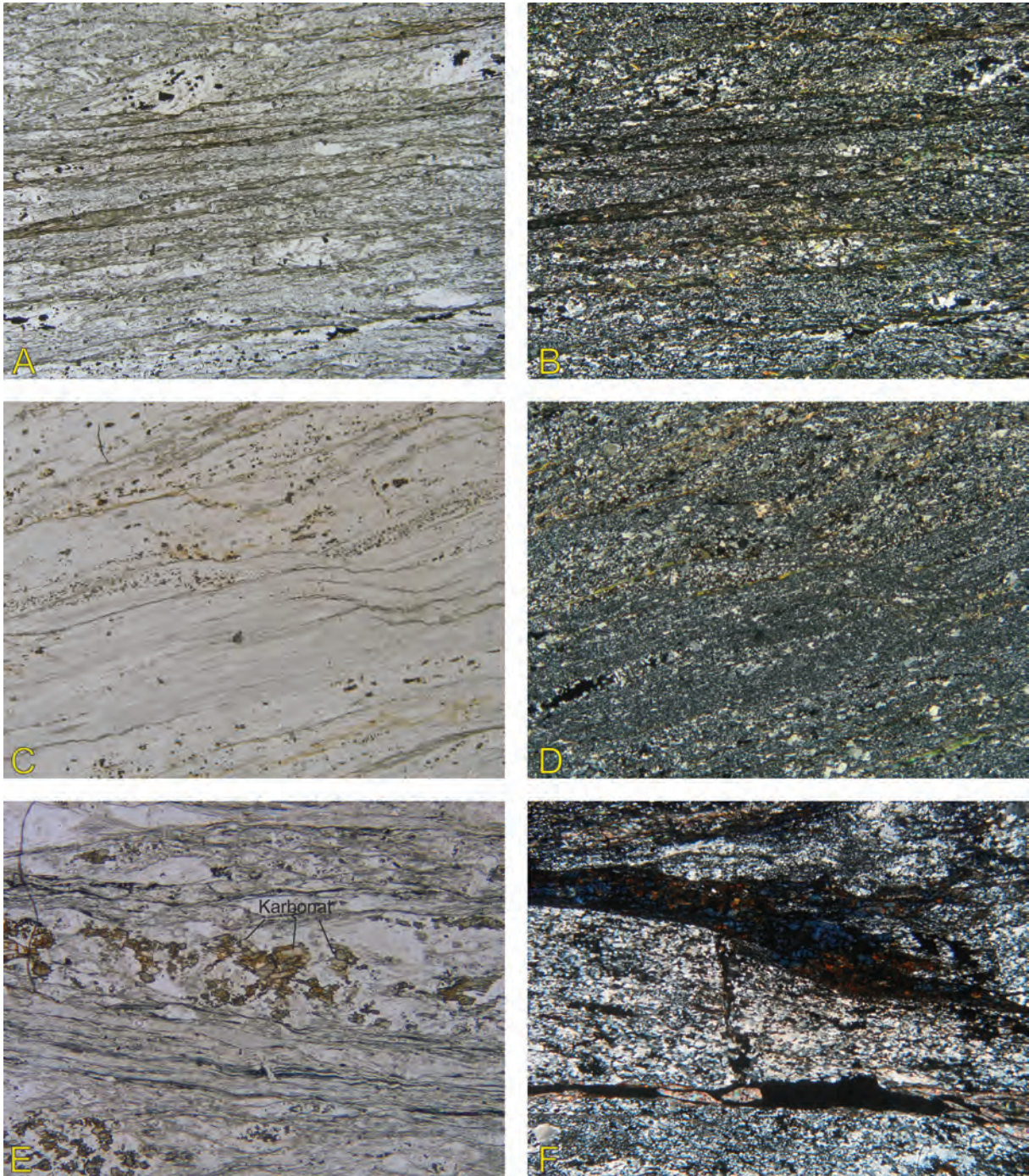


Abbildung 12: Dünnschliffbilder von Phylloniten aus der Leßnigbach-Scherzone. **A, B)** Bei diesem Gestein aus dem Kern der SZ ist eine ausgeprägte Krenulationsschieferung ausgebildet. Die Schieferungsebenen werden von Hgl, Ser und akzessorisch Tu aufgebaut, die microlithons aus feinkörnigem Fsp und Qtz. Chl findet sich hauptsächlich in den microlithons, aber auch in sehr feinkörniger Form in den cleavage domains. In den microlithons wurde Qtz ausgefällt und gleichzeitig angelöst. Reliktisch sind Tripelkorngrenzen in Qtz erhalten, oftmals ist allerdings LTB zu erkennen. Es gibt 2 Glimmergenerationen. Eine ältere, größere Generation, die oftmals rekristallisiert, aber noch gut erhalten ist und eine jüngere Generation mit feinkörnigen Glimmern, teils serizitisch, welche die cleavage domains aufbaut (16G02, B: X-Pol, BB: 11,71 mm). **C, D)** Das Gestein stammt aus dem Rand der SZ, ist sehr feinkörnig und besteht hauptsächlich aus Qtz und Fsp. Die Feldspäte sind sehr feinkörnig, nur selten finden sich verzwilligte Plagioklase als kleine, gerundete Porphyroklasten. Qtz zeigt ein Tripelkorngefüge, das schwach von niedriger temperierten Mikrostrukturen überprägt wurde. Vorrangig in quarzreichen Lagen finden sich kleine, idiomorphe Karbonatkristalle, aber auch Erzpseudomorphosen nach Karbonat. Außerdem finden sich Lagen mit feinkörnigen Hellglimmern. Das Gestein wurde vermutlich von eisenreichen Fluiden durchtränkt, worauf Lagen aus Eisenoxiden/Hydroxiden hinweisen (16G37, D: X-Pol; BB: 11,71 mm). **E)** Ähnlich wie C, D, allerdings sind mehr Glimmer vorhanden. Vergrößert auf Qtz-Lage mit idiomorphen Karbonatkristallen (16G38, BB: 7,5 mm). **F)** Ähnlich wie C, D, E. Vergrößert auf eine Lage mit eisenreichem Chlorit, was durch die intensiv blaue Färbung erkennbar ist (16G39, X-Pol, BB: 11,71 mm).

10.3 Leßnigbach-Scherzone

Die Leßnigbach-Scherzone hat zumeist einen Kernbereich, der Gesteine enthält, deren Zuordnung nicht eindeutig geklärt werden konnte. Die folgende Unterteilung dient dazu die Gesteine im Kern und die umgebenden Gesteine getrennt zu behandeln. Im Anschluss folgt eine Diskussion, warum der Verdacht besteht, dass es sich um unterschiedliche Gesteine handeln könnte. Die Beobachtungen beruhen auf 8 Proben, die über die gesamte Länge der Scherzone gesammelt wurden.

10.3.1 Gesteine im Kern der Leßnigbach-Scherzone

Die Gesteine, die in der Leßnigbach-Scherzone auftreten, sind sehr feinkörnig und können als phyllonitische Chlorit-Schiefer angesprochen werden. Sie haben eine deutlich ausgeprägte Krenulationsschieferung. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Quarz, Feldspat, Glimmer und Chlorit. In den *microlithons* wurde Quarz ausgefällt und gleichzeitig angelöst. Außerdem können reliktsche Tripelkorngrenzen neben weit verbreitetem *low temperature bulging* beobachtet werden. Die Feldspatkristalle sind sehr feinkörnig, treten allerdings selten auch als teils verzwillingte, etwas gröbere (ca. 1-2 mm) Porphyroklasten auf. Es gibt allgemein 2 Glimmergenerationen. Größere Hellglimmer spielen untergeordnet eine Rolle und könnten Relikte von älteren Ereignissen darstellen, welche die Gesteine erfasst hatten. Feinkörnige Hellglimmer sind häufiger und treten zusammen mit großen Mengen an Chlorit vor allem in den *cleavage domains* auf.

Akzessorisch treten Turmalin und opake Phase auf (Abbildung 12A, B).

10.3.2 Gesteine am Rand der Leßnigbach-Scherzone

Bei den Gesteinen handelt es sich um feinkörnige Phyllonite, deren Matrix hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Hellglimmer besteht (Abbildung 12C, D). Die Feldspäte sind sehr feinkörnig, nur selten finden sich verzwillingte Plagioklase als kleine, gerundete Porphyroklasten. Quarz zeigt ein Tripelkornggefüge, das schwach von niedriger temperierten Mikrostrukturen überprägt wurde. Vorrangig in quarzreichen Lagen finden sich kleine, idiomorphe Karbonatkristalle, aber auch Erzpseudomorphosen nach Karbonat. Die Hellglimmer treten in Lagen auf, sind sehr feinkörnig und zeigen eine leichte Verfaltung. Zudem sind sie mit opaken Phasen vergesellschaftet. Selten treten sie auch als größere Glimmerfische auf, die einen Schersinn anzeigen. Dieser bestätigt, wie es bereits im Gelände festgestellt wurde, dass der nördlich gelegene Block gehoben wurde. Das Gestein wurde vermutlich von eisenreichen Fluiden durchtränkt, worauf Lagen aus Eisenoxiden/Hydroxiden hinweisen. Auch die Karbonate sind zumeist von einem feinen braunen Saum überzogen und stellen womöglich ein spätes Umwandlungsprodukt dar (Abbildung 12E).

10.3.3 Diskussion

Am Rand der Scherzone, in Bereichen, die bereits im Gelände als zum Gaugen-Komplex zugehörig gestellt wurden, findet sich immer Karbonat. Eine Ausnahme stellt eine Phyllonitzone im Gaugen-Komplex dar. Die Gesteine haben kein Karbonat, es konnten jedoch Granat-Relikte gefunden werden. Eine mögliche Erklärung für die Gesteine am Rand der Scherzone könnte folgendermaßen lauten: Die Leßnigbach-Scherzone enthält große Mengen an z.T. karbonatreichen Fluiden, vielleicht wurde auch Antimon mitgeliefert, das zwar nicht direkt in der Scherzone selbst aufgeföhren wurde, jedoch in engem lateralen

Verhältnis dazu steht. Auch Chrom ist womöglich in den Fluiden vorhanden. Hinweise darauf bildet der Fuchsitschiefer am Törl. Das Karbonat bildete zusammen mit Kalzium aus den Granaten, die im Gaugen-Komplex allgemein häufig sind und in der Scherzone zersetzt werden, Kalzit. Auffallend ist zudem, dass die Karbonate zumeist in quarzreichen Bereichen vorkommen und eher selten mit Fsp. Die Granate haben für gewöhnlich *strain* Schatten aus Quarzen und treten auch oft in Vergesellschaftung mit Quarz auf. Somit würde das Auftreten der Kalzite in quarzreichen Areal für die Theorie sprechen. Weitere Unterstützung für diese Theorie bildet der Eisenreichtum in den Chloriten in den Randbereichen der Scherzone. Die Chlorite wurden zwar nicht chemisch untersucht, jedoch lässt die stahlblaue Interferenzfarbe ([Abbildung 12F](#)) und auch die intensivere Grünfärbung darauf schließen. Zudem sind die Gesteine von großen Mengen an Eisenhydroxiden durchsetzt.

Die Gesteine im Kern der Leßnigbach-Scherzone sind sehr feinkörnig und sehr reich an Chlorit. Sie besitzen kein Karbonat und keine Relikte, wie Granat, die eindeutig für eine Zuordnung zum Gaugen-Komplex sprechen würden. Wahrscheinlich besaßen sie nie Granate. Die Kalzit-Bildung bleibt aus, da nicht genug Kalzium vorhanden ist. Da weder Granate, noch Karbonat, wie es in der Scherzone für Gesteine des Gaugen-Komplex typisch ist, auftreten, ist anzunehmen, dass es sich nicht um dasselbe Ausgangsgestein handelt. Die Frage, welchem Komplex die Gesteine im Kern der Leßnigbach-Scherzone angehören, ist nicht einfach zu klären. Dies wird in Kapitel 15 diskutiert.

Welche Geschichte diese Gesteine nun auch immer hatten, in der Leßnigbach-Scherzone wurden sie in Bedingungen der sprö-duktilen Übergangszone bei maximal 400°C überprägt.

10.4 Blaßnig-Scherzone

Die Aufschlusslage der Blaßnig-Scherzone ist sehr schlecht, somit wurden lediglich 2 Proben zur Untersuchung herangezogen. Die Gesteine in der Blaßnig-Scherzone sind zu Ultrakataklasiten zerbrochen und zerrieben, lokal entstanden auch Pseudotachylite. In

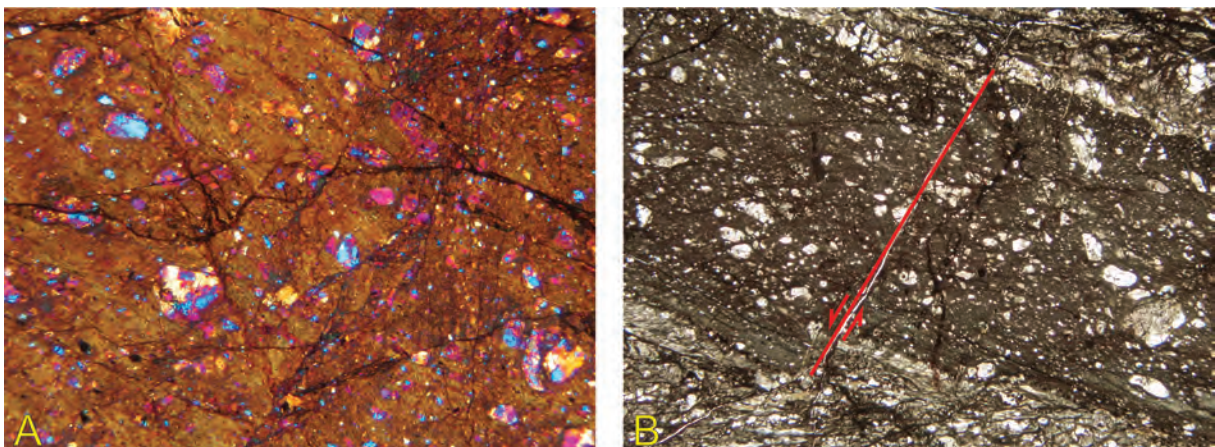


Abbildung 13: Dünnschliffbilder von Pseudotachyliten der Blaßnig-Scherzone. Das Gestein ist stark zerbrochen und zerrieben. Es ist in manchen Bereichen so feinkörnig, dass keine Kristalle mehr sichtbar sind. Qtz ist zerbrochen und löscht undulös aus. Fsp ist fein zerrieben. Auch Hgl ist stark zerkleinert und zu Ser umgewandelt. Biotit ist nur sehr selten noch erhalten. Äderchen, die das Gestein penetrativ und anastomosierend durchziehen weisen eine braune Verfärbung auf. **A)** Unter dem Gips-Blättchen sieht man an der einheitlich gelben Farbe, dass Serizit bevorzugt orientiert ist (16G17, BB: 7,5 mm). **B)** Späte sprö-duktilen Störungen durchschneiden den Pseudotachylit. Ein Versatz von wenigen mm ist erkennbar (16G16, BB: 11,71 mm).

diesen Bereichen können mikroskopisch keine Kristalle mehr beobachtet werden. Unter erkennbaren Mineralen sind undulös auslöschende Quarz, Feldspat und häufig Serizit. Biotit ist nur sehr selten noch erhalten. Äderchen, die das Gestein penetrativ und anastomosierend durchziehen weisen eine braune Verfärbung auf, die durch Oxidation der Minerale entsteht. Die Pseudotachylite sind von den ultrakataklastisch überprägten Bereichen zumeist durch opake Phasen begrenzt. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Ilmenit und/oder Rutil, da diese im angrenzenden Gaugen-Komplex häufig auftreten. Umgeben von der erstarrten Schmelze sind gerundete Quarz- oder Feldspatkristalle vorhanden. Mit Gips-Plättchen betrachtet fällt auf, dass die feinen Kristalle, die im Pseudotachylit vorhanden sind, eine bevorzugte Orientierung aufweisen (**Abbildung 13A**). Häufig sind sie zudem nachträglich durch spröde-duktilen Störungen beeinflusst, was sich an deutlichem Versatz in Dünnschliff zeigt (**Abbildung 13B**).

10.5 Strieden-Komplex

Die Gesteine des Strieden-Komplex wurden anhand von 4 repräsentativen Proben untersucht.

10.5.1 Granat-Glimmerschiefer

Bei den Gesteinen des Strieden-Komplex handelt es sich um Grt-Glimmerschiefer mit gut ausgeprägter Schieferung. Hauptbestandteil der Gesteine sind grobe Hellglimmer, welche die leicht verfaltete Schieferung aufbauen. Außerdem sind längliche, opake Minerale (Rutil, Ilmenit), Quarz und selten Chlorit vorhanden. Biotit- und Feldspatkristalle sind selten. Quarz ist durch Tripelkorngemetrien charakterisiert, das von *low temperature bulging* überprägt wird. Als bis zu 1 cm große Porphyroklasten tritt stark chloritisierter und serizitisierter Granat auf. Zumeist ist die Mineralumwandlung bereits soweit fortgeschritten, sodass nur mehr Knötchen von Granat im Zentrum kugelliger Aggregate vorhanden sind. Selten ist in den Granaten eine reliktsche Schieferung in Form von länglichen Erzen zu erkennen. Diese ist leicht verfaltet und in den verschiedenen Granaten variierend orientiert. Zwischen zwei benachbarten Granaten können Drucklösungsvorgänge beobachtet werden. Dies äußert sich im Auftreten feinkörniger Quarz und von Serizit (**Abbildung 14A, B**).

10.5.2 Amphibolite

Die Amphibolite sind sehr feinkörnig und weisen eine Verfaltung auf. Hauptbestandteil sind Amphibol und Epidot. In verfalteten Lagen, aber auch als isolierte Klasten treten Quarz, Feldspat und selten Karbonat auf. Die Amphibole sind länglich ausgebildet und nach der verfalteten Schieferung eingeregelt. Quarz tritt außer in den Klasten und Gängen auch zwischen Amphibol und Epidot auf. Die Korngröße ist relativ homogen im gesamten Gestein. Nur die Karbonatkristalle sind etwas gröber ausgebildet (**Abbildung 14C, D**).

10.5.3 Interpretation der Metamorphosegeschichte

Die Gesteine des Strieden-Komplex wurden unter Bedingungen der obersten Grünschieferfazies bis unteren Amphibolitfazies gebildet. Die Granate wuchsen wahrscheinlich vor der Bildung der prägenden Schieferung, da sie eine interne Schieferung aufweisen. Diese wird durch stängelige Erze angezeigt. Beim Anlegen der prägenden Schieferung, die hauptsächlich aus groben Hellglimmern aufgebaut wird, rotierten die

Granate in die Schieferung ein. Unter Bedingungen der Grünschieferfazies wurde das Gestein überprägt, wodurch es zur Serizitisierung und Chloritisierung kam.

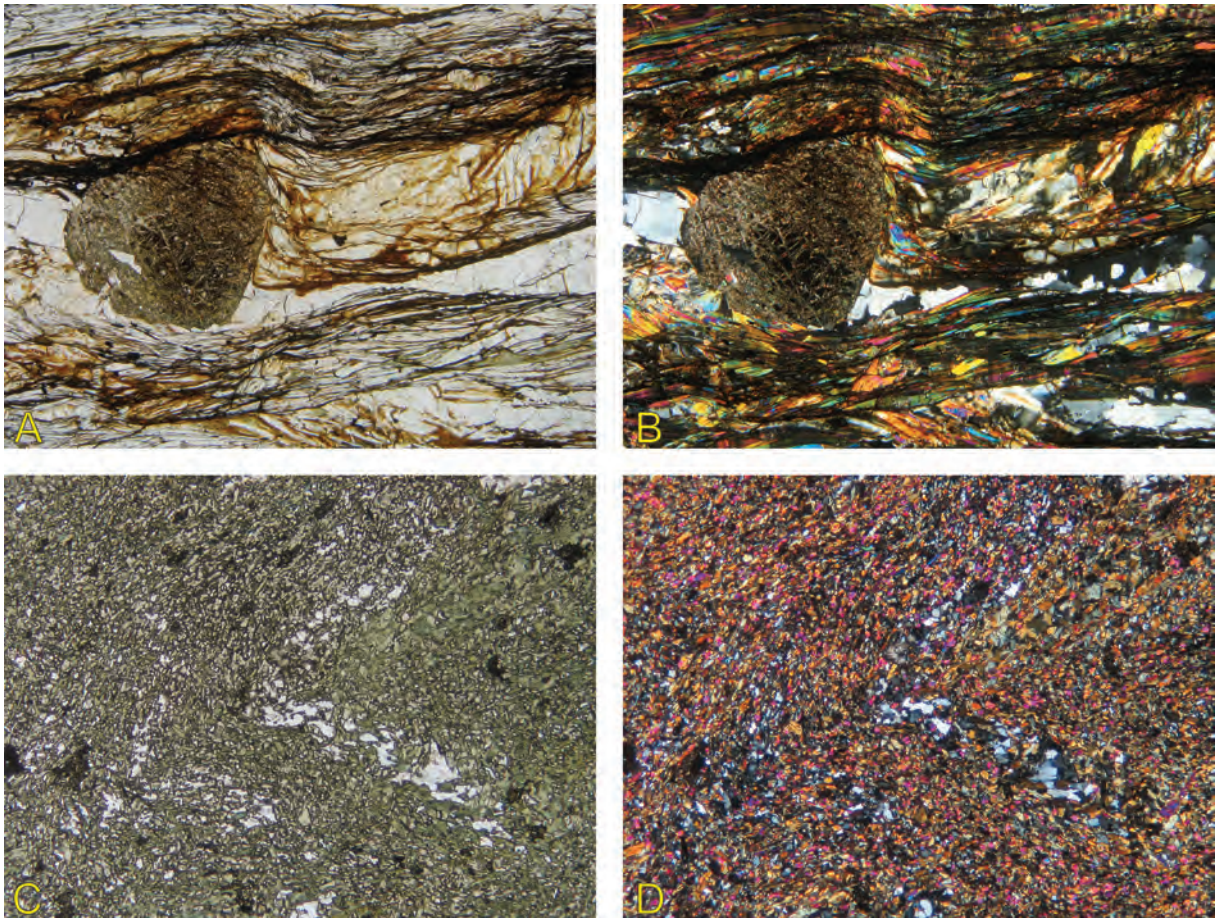


Abbildung 14: Dünnschliffbilder von Gesteinen aus dem Strieden-Komplex. **A, B)** Die Schieferung dieses Grt-Glimmerschiefers besteht hauptsächlich aus opaker Phase und Hgl. Qtz tritt zwischen den Glimmer-Lagen auf. Porphyroklastisch ist Grt vorhanden. Dieser ist zumeist stark serizitisiert und chloritisiert und oft ist nur mehr ein reliktscher Rest vorhanden. Selten ist in den Granaten eine reliktsche Schieferung in Form von länglichen Erzen zu erkennen. Diese ist leicht verfaltet und in den verschiedenen Granaten variierend orientiert (16G18, B: X-Pol, BB: 11,71 mm). **C, D)** Dieser Amphibolit ist sehr feinkörnig und besteht hauptsächlich aus Amp und Ep. Es gibt eine verfaltete Schieferung, nach der die Kristalle eingeregelt sind. Qtz, Fsp und seltenes Karbonat treten isoliert auf. Zudem bildet Qtz Gänge, die sich durch das Gestein ziehen (16G48, D: X-Pol, BB: 7,5 mm).

11 Strukturelle Lagerungsverhältnisse und Tektonik

Im Folgenden werden die einzelnen Komplexe und tektonischen Linien im kartierten Gebiet näher erläutert und diskutiert. Einzelne Textpassagen wurden von **Griesmeier & Schuster (akzeptiert)** übernommen. Der Goldeck-Komplex wurde strukturgeologisch nicht bearbeitet.

11.1 Prijakt-Polinik-Komplex

Die Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplex sind durch sehr einheitliches Einfallen nach S charakterisiert. Die Einfallswinkel schwanken dabei zwischen 30 und 80°. Die Lineare fallen mit etwa 50° einheitlich Richtung ESE bis SE (**Abbildung 15A**).

Auffallend sind zwei gut ausgebildete Kluftsysteme. Ein subvertikales NNW-SSE

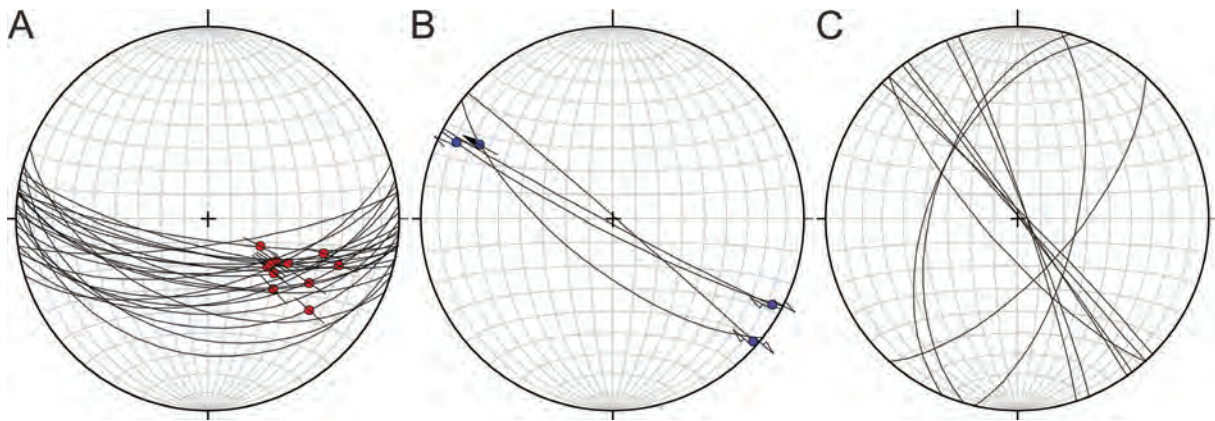


Abbildung 15: Stereoplots der gemessenen Flächen im Prijakt-Polinik-Komplex. **A)** Einfallen der Schieferung und der Lineare (rot). **B)** Harnischflächen kleinräumiger Störungen mit Linearen und Schersinn (blau). **C)** Kluftsystem; Die Gesteine bei Feistritz brechen nach dem NNW-SSE streichenden Kluftsystem.

streichendes System, das vor allem am Laserscan nördlich des Nigglaigrabens gut erkennbar ist (Abbildung 16) und ein konjugiertes etwa N-S streichendes System (Abbildung 15C). Zudem ist eine Richtung vorherrschend, nach der bevorzugt kleinräumige Störungen ausgebildet sind (Abbildung 15B). Diese Störungen sind nahezu vertikal in NW-SE Richtung orientiert. Auf Abbildung 16 ist einer dieser Störungen eingezeichnet. Eine zweite Störung (SE-NW streichend) ist morphologisch angedeutet und daher als vermutete Störung in der Karte abgebildet.

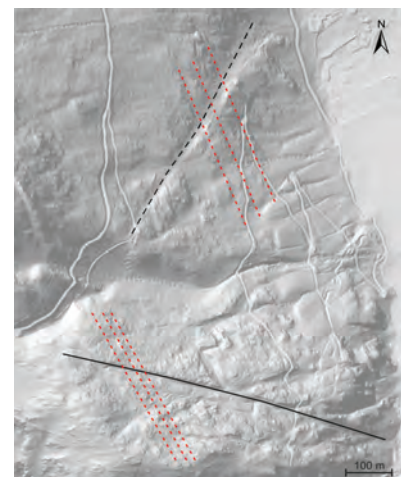


Abbildung 16: L a s e r s c a n vom Gebiet nördlich des Nigglaigrabens. Klüftung (rot) und Störungen (schwarz) sind hervorgehoben. (<http://www.kagis.ktn.gv.at>)

11.2 Wallner-Scherzone

Die Wallner-Scherzone fällt mittelsteil nach S-SW und Streckungslineare zeigen eine abschiebende Bewegung Richtung SE (Abbildung 17). Es lässt sich ein signifikanter

strain Gradient vom

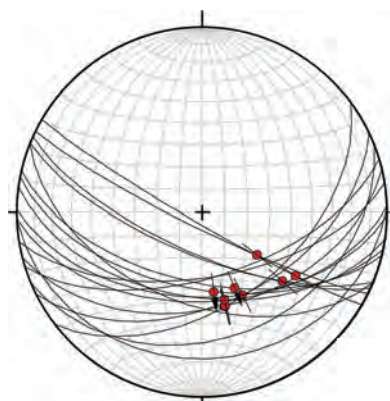


Abbildung 17: Stereoplot der gemessenen Schieferungsflächen in der Wallner-Scherzone. Die Lineare (rot) zeigen Abschiebung nach SE bis S.

Liegenden ins Hangende feststellen. Im Liegenden finden sich vereinzelte, isolierte Scherbänder, die in stark mylonitisierte und phyllonitisierte Gesteine im Kern der Scherzone übergehen. Das Einfallen der Gesteine variiert dabei wenig in S-SW Richtung. Variationen im Einfallswinkel ergeben sich durch ein penetratives SC-Gefüge, das vor allem in den Phylloniten vorherrschend ist. Harnischflächen sind selten und zeigen dieselbe Geometrie wie die Schieferungsflächen. Auch die Lineare sind gleich orientiert, weswegen sie nicht separat dargestellt wurden. Dies könnte darauf hindeuten, dass die Scherzone bis in den spröden Bereich kontinuierlich aktiv war oder dass sie später in gleicher Weise reaktiviert wurde.

11.3 Gaugen-Komplex

Die Gesteine des Gaugen-Komplex zeigen kein einheitliches Einfallen. Im Allgemeinen ist das Gesteinsstreichen jedoch etwa E-W gerichtet und es gibt Bereiche, in denen ein Nord- oder Süd-Fallen vorherrscht, auch wenn die Einfallswinkel stark schwanken. So ist südlich der Leßnigbach-Scherzone flaches Einfallen (ca. 30°) nach Norden vorherrschend.

Wenige Flächen, auf denen bevorzugt Krenulationen sichtbar sind, fallen flach nach E. Die Lineationen und Krenulationen verlaufen zumeist parallel und variieren stark in der Streichrichtung von NNE-SSW bis E-W. Es lässt sich allerdings kein eindeutiger Trend feststellen, ob die Lineationen bzw. Krenulationen bevorzugt NNE-SSW respektive E-W

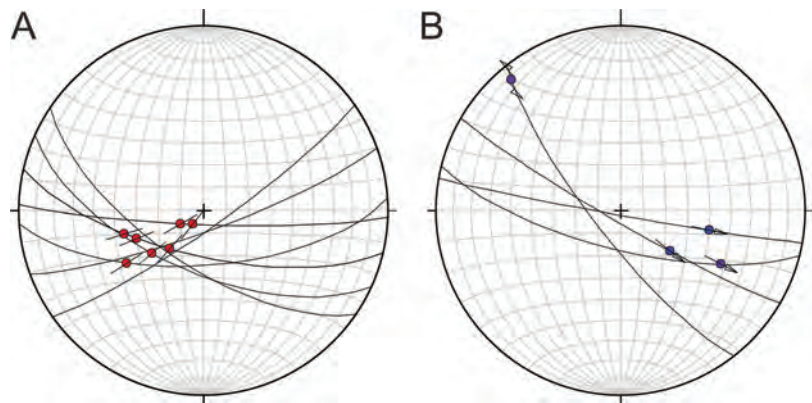


Abbildung 38: Stereoplots der gemessenen Flächen im Strieden-Komplex. **A)** Einfall der Schieferung und Lineare. **B)** Einfall der Harnische und Lineare. Vergleiche WNW-ESE Streichen mit Abbildung 23.

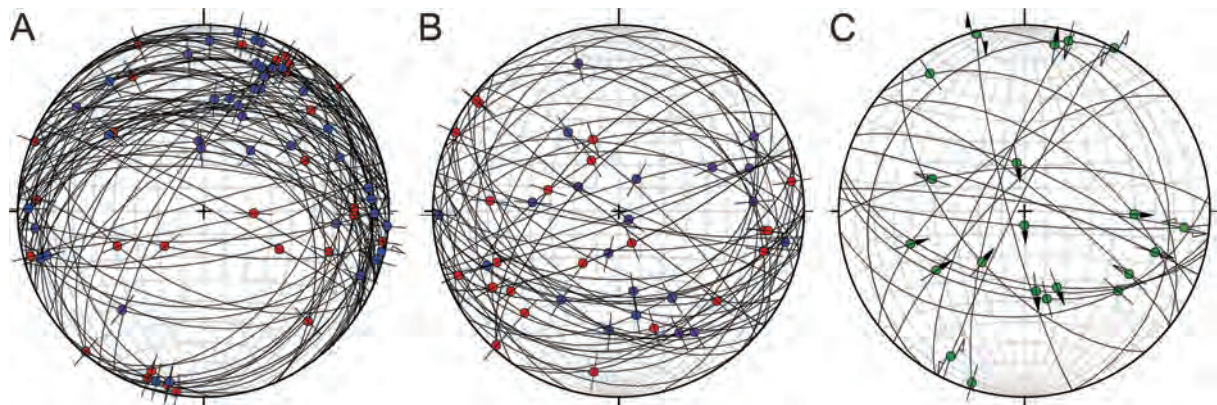


Abbildung 18: Stereoplots der gemessenen Flächen im Gaugen-Komplex. **A)** N-dominierendes Einfallen der Schieferungen, Lineare (blau) und Krenulationen (rot) südlich der Leßnigbach-Scherzone. **B)** S-dominierendes Einfallen der Schieferungen, Lineare (blau) und Krenulationen (rot) nördlich der Leßnigbach-Scherzone. **C)** Einfall der Harnischflächen und Lineare (grün) im gesamten Gaugen-Komplex.

streichen. (Abbildung 18A). Nördlich der Scherzone dominiert mittelsteiles (ca. 45), südliches Einfallen, die Variation ist allerdings noch größer als südlich der Leßnigbach-Scherzone. Auch die Orientierung der Lineare und Krenulationen variiert sehr stark. Allerdings herrscht NNW-SSE und WSW-ENE Streichen vor. Die Einfallswinkel schwanken dabei zwischen subhorizontal und -vertikal (Abbildung 18B). Das unstete Einfallen der Flächen und Lineare im gesamten Gaugen-Komplex könnte auf mehrfache Verfaltung zurückzuführen sein.

Selten sind Harnischflächen im Gaugen-Komplex ausgebildet, deren Orientierung allerdings sowohl in Einfallsrichtung wie auch -winkel sehr stark variiert. Es lassen sich jedoch zwei bevorzugte Systeme erkennen. Ein konjugiertes Set streicht etwa E-W und ein weiteres etwa N-S. Eine Verkürzung in N-S Richtung ist dabei interpretierbar, allerdings nicht eindeutig

belegt. Die große Variation im Einfallen der Harnischflächen ist darauf zurückzuführen, dass sie nicht kogenetisch gebildet wurden (**Abbildung 18C**).

11.4 Leßnigbach-Scherzone

Bei der Leßnigbach-Scherzone handelt es sich um eine N-fallende, steil nach S überschiebende Scherzone, die den Gaugen-K. vollständig durchtrennt. Die Gesteine in der Scherzone wurden in ein penetratives SCC'-Gefüge gelegt und anschließend von einer offenen Faltung überprägt, wobei die Faltenachsenebenen schwach nach W bis S einfallen (**Abbildung 19C**). Durch die unruhige Lagerung aufgrund der mehrphasigen Deformation gibt es starke Variationen in den Einfallswinkeln der Schieferungsflächen, jedoch weniger in den Einfallsrichtungen. Das allgemeine Einfallen ist N gerichtet mit Schwankungen zwischen NW und NE. Die Streckungslineare weisen ein N-S Streichen auf, wohingegen

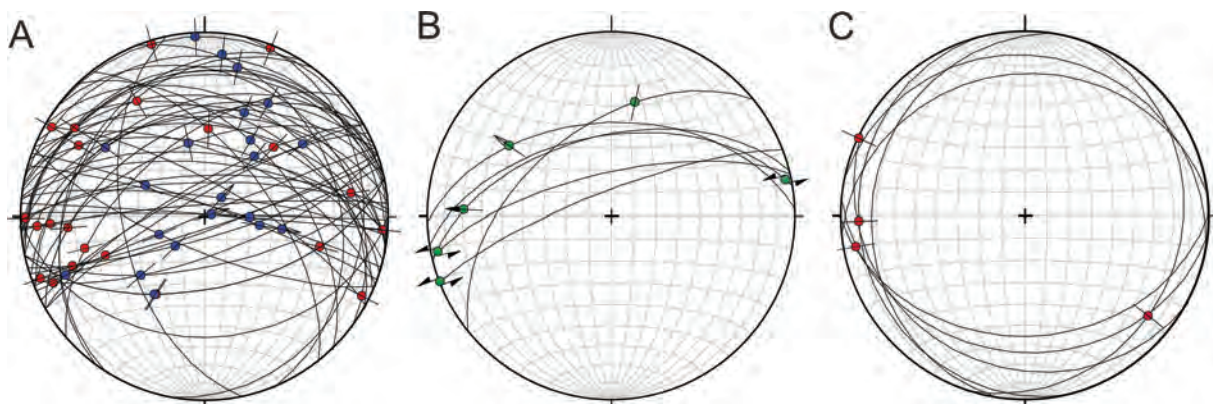


Abbildung 19: Stereoplots der gemessenen Flächen in der Leßnigbach-Scherzone. **A)** Einfallen der Schieferung, Lineare (blau) und Krenulationen (rot). **B)** Harnischflächen und Lineare (grün). Man beachte die Parallelen der Lineare zu den der Krenulationen in Plot A. **C)** Faltenachsenebenen einer offenen Verfallung mit Faltenachsen (rot), die EW streichen.

die Faltenachsen und Krenulationen im Allgemeinen E-W streichen (**Abbildung 19A**). Auffallend ist, dass die Einfallswinkel der Streckungslineare stark schwanken und die Faltenachsen nahezu subhorizontal verbleiben. Dies kann als Indiz dafür gewertet werden, dass die Faltung nach der Ausbildung des phyllonitischen SCC'-Gefüges angelegt wurde.

Harnischflächen sind sehr selten ausgebildet (**Abbildung 19B**). Interessant ist jedoch, dass die meisten dieser Flächen Faserkristalle ausbilden, die parallel zu den Faltenachsen orientiert sind und sinistrale horizontale Bewegung andeuten. Zudem

gibt es sehr schwach ausgebildete SC-Gefüge, die ebenfalls sinistralen Schersinn zeigen. Es kann argumentiert werden, dass es eine schwache sinistrale Überprägung gab, die im spröde-duktilen Übergangsbereich stattfand, wobei zuerst die SC-Gefüge und bei etwas niedrigeren Temperaturen die Harnischflächen mit synkinematischen Faserkristallen gebildet wurden.

Die Scherzone ist über ein großes Geländeprofil – vom Tal in 560 m Sh. bis auf dem



Abbildung 20: Leßnigbach-Scherzone im oberen Hangbereich (1940 m Sh.). Die phyllonitische Struktur ist von Knickfalten überprägt.

Kammbereich auf ca. 2200 m Sh. – zu beobachten. Im Tal sind die Gesteine von duktiler Faltung überprägt, wohingegen am Kammbereich neben den typischen SCC'-Gefügen überprägende Knickfalten auftreten (Abbildung 20). Diese Beobachtungen könnten mit dem Temperaturunterschied bedingt durch nahezu 2 km Höhendifferenz erklärt werden.

11.5 Blaßnig-Scherzone

Die Blaßnig-Scherzone ist bei Blaßnig unterhalb eines Gehöftes an der Straße gut aufgeschlossen. Sie streicht ENE-WSW, fällt mit Winkeln über 70° nach N und S ein und überprägt eine alpidische Verfallung mit NW-SE streichenden Faltenachsen und N-fallenden Achsialebenen (Abbildung 22B). Die duktile Lineation streicht subhorizontal in ENE-WSW Richtung und zeigt sinistralen Versatzsinn (Abbildung 22A). Die Gesteine weisen ein penetratives SCC'-Gefüge (Abbildung 22A, C), aber auch zahlreiche Harnischflächen auf. Diese Harnische finden sich zumeist an den C-Flächen, da diese die meiste Bewegung aufnehmen, außerdem brechen die Gesteine bevorzugt nach diesen Flächen. Auch die C'-Flächen sind reich an Harnischen. Interessant ist, dass die C'-Flächen nicht wie im einfachen *simple shear* Modell in 15° Winkel zu den C-Flächen stehen, sondern einen Winkel von bis zu 40° aufweisen. Es kann daraus geschlossen werden, dass die Blaßnig-Scherzone in transpressivem, seitenverschiebenden Milieu gebildet wurde. Seltener sind auch passiv gebildete Scherfalten (engl. *shear folds*) ausgebildet, die den sinistralen Schersinn untermauern (Abbildung 21). Die Scherzone wurde anschließend an steilen Harnischflächen mit nahezu vertikalem Linear schwach überprägt, wobei der Südblock gehoben wurde. Dabei kam es zu geringer



Abbildung 21: Scherfalte in der Blaßnig-Scherzone. Die Störungsfläche ist in weiß nachgezeichnet, die verfalteten Schieferungsflächen in schwarz.

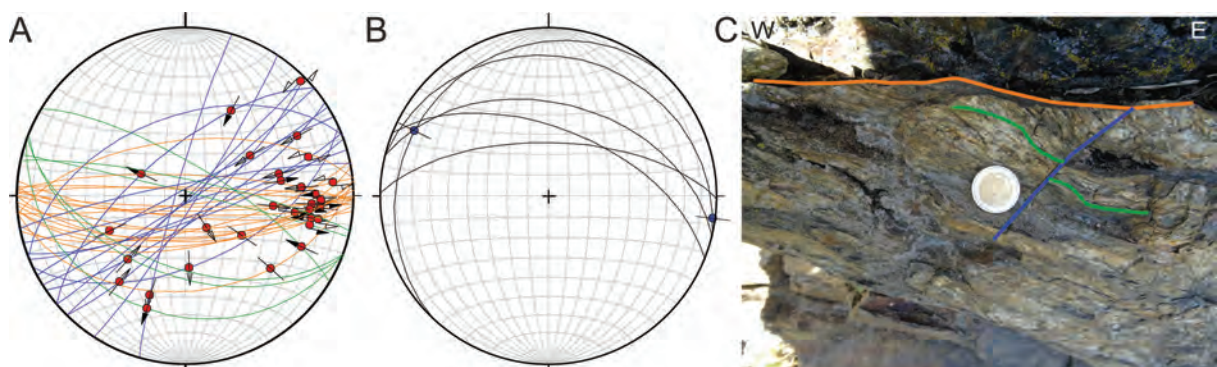


Abbildung 22: Stereoplots der gemessenen Flächen in der Blaßnig-Scherzone und ein SCC'-Gefüge. A) Einfallen der Schieferungs- und Harnischflächen. Es kann zwischen SC und C' Flächen unterschieden werden (S...grün, C'...orange, C'...blau). Lineare streichen NE-SW bis E-W. B) N-fallende Achsialebenen mit E-W streichenden Faltenachsen. Diese Faltung wurde von der Scherzone überprägt. C) Foto mit nachgezeichnetem SCC'-Gefüge (S...grün, C'...orange, C'...blau). Man beachte den hohen Winkel zwischen den C und C' Flächen. Die spricht für eine Entstehung in transpressivem Milieu.

Rotation gegen den Uhrzeigersinn. Leider gibt es für diese Überprägung wenig Evidenz, der Versatz wird vor allem aus dem Kartenbild deutlich: Der Strieden-Komplex liegt

strukturell unter dem Gaugen-Komplex und kommt an dieser Position an die Oberfläche. Dies kann nicht allein durch Seitenverschiebungen bewerkstelligt werden. Somit ist es naheliegend, dass es zu einer vertikalen Bewegung gekommen ist.

11.6 Strieden-Komplex

Der Strieden-Komplex ist durch Einfallen nach SW-SSW mit Einfallswinkeln zwischen 60 und 85° charakterisiert. Diese Schieferung ist stark intern verfaltet mit Faltenachsebenen, die steil nach NW einfallen. Die Faltenachsen sowie die dazu (sub)parallelen Streckungslineare fallen mittelsteil nach SSW (**Abbildung 38A**). Im Bereich des Rundhöckers bei Kleblach ist der Strieden-Komplex von einem konjugierten System mit ESE-WNW und NNE-SSW streichenden Störungen durchzogen, die vor allem am Laserscan deutlich sichtbar sind

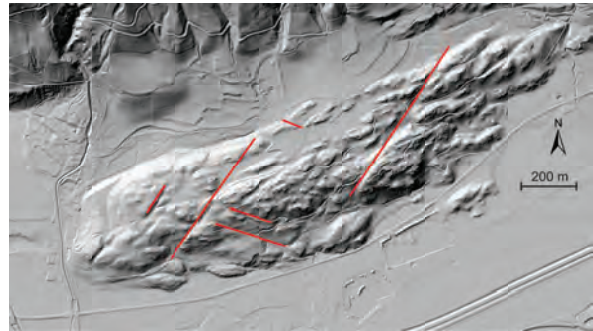


Abbildung 23: Laserscan des Rundhöckers bei Kleblach. ESE-WNW und NNE-SSW streichende Störungen sind eingezeichnet (<http://www.kagis.ktn.gv.at>).

(**Abbildung 23**). Harnische, die in Amphiboliten an einer dieser WNW-ESE streichenden Störungen gemessen wurden, fallen steil nach SSW und zeigen sinistrale bzw. abschiebende Bewegung nach ESE (**Abbildung 38B**).

12 Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop

Im Folgenden werden die Beobachtungen beschrieben und eine Struktur- und Metamorphoseentwicklung interpretiert. Die Einstufung in metamorphe Faziesbereiche bezieht sich auf **Oberhänsli et al. (2004)**. Zusätzlich zu den in Kapitel 10 erwähnten Mineralabkürzungen werden folgende verwendet: Ms...Muskovit, Pg...Paragonit, Cel...Celadonit, Ph...Phengit, Pl...Plagioklas, Ab...Albit, An...Anorthit, Sil...Sillimanit, And...Andalusit, Crd...Cordierit, Alm...Almandin, Prp...Pyrop, Sps...Spessartin, Adr...Andradit, Sp...Sphalerit, Ilm...Ilmenit, Mnz...Monazit.

12.1 Methodik

Die Proben 04R65 und 16G32 wurden an den Rasterelektronenmikroskopen FEI Inspect S50 an der Universität Wien und TESCAN an der Geologischen Bundesanstalt Wien untersucht. Dabei wurden Elementkonzentrationen der Minerale der beiden Proben bestimmt. Haupt- und Nebenelemente der Probe 04R65, die auf Puderpellets aufgetragen wurde, wurden mittels wellenlängendispersiver Röntgenstrahlen-Fluoreszenz (WDXRF) an der Geologischen Bundesanstalt in Wien gemessen. Die chemischen Analysen wurden von Gewichtsprozent auf Molprozent umgerechnet und Ca, das im Apatit eingebaut ist, wurde herausgerechnet. Da das vorhandene Phosphor nur in den Apatit geht, ist bekannt, wie viel Ca vom Gesamtkalzium abgezogen werden muss.

Mit dem Programm THERIAK DOMINO (**de Capitani & Petrakakis, 2009**) wurde ein Phasendiagramm berechnet, welches die stabilen Bedingungen möglicher

Mineralparagenesen graphisch zeigt. Zur Berechnung wurde eine Datenbank von Dr. D. K. Tinkham (http://dtinkham.net/tcds55_p07.zip, Version 1.0, erstellt am 22.3.2012) im chemischen System $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MnO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ verwendet. Bei der Datenbank handelt es sich um eine verbesserte Version der Datenbank ds5.5 von

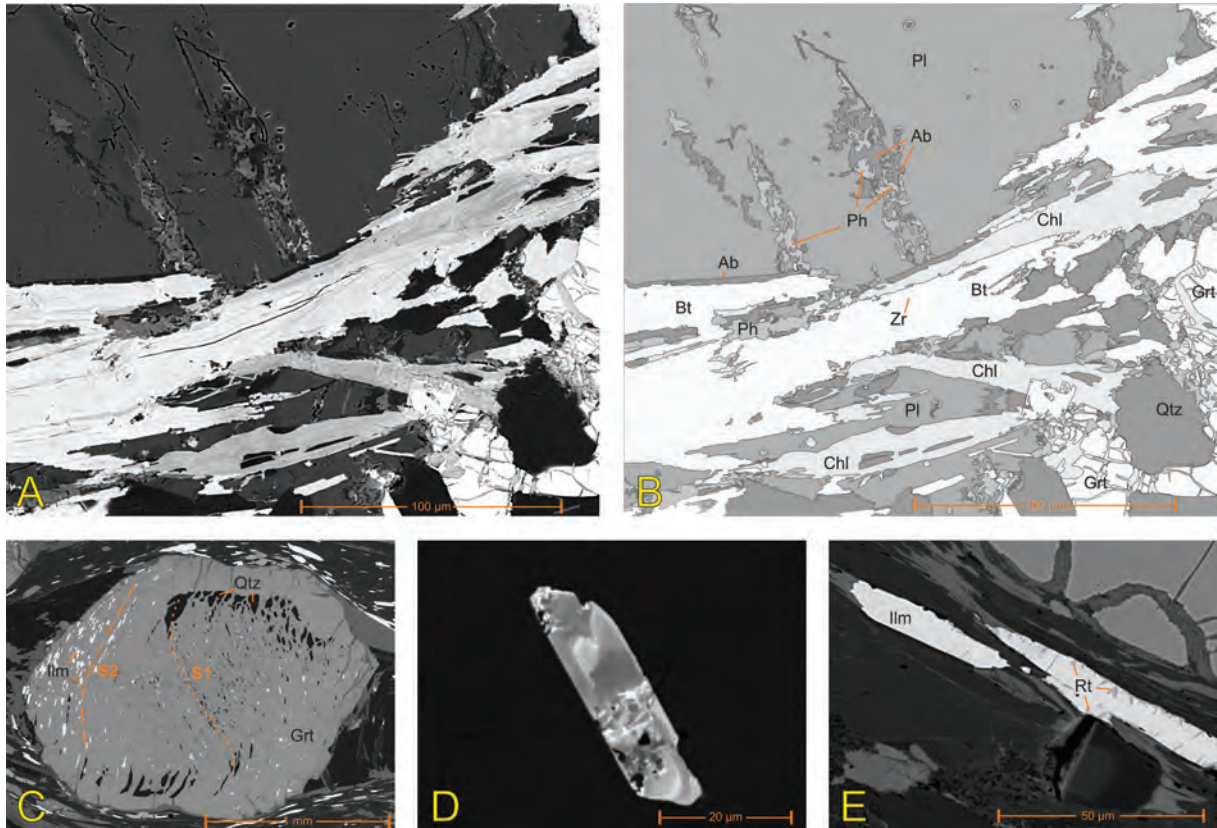


Abbildung 24: BSE Bilder eines Granat-Glimmerschiefers (Probe 04R65). **A und B)** Granat rechts im Bild zerfällt zu Chlorit und überwächst den früher gebildeten strain Schatten aus Quarz. Ein Plagioklas-Kristall zerfällt in Rissen zu reinem Albit und phengitischem Hellglimmer. **C)** Der Granat zeigt zwei interne Schieferungen, die durch Einschlüsse nachgezeichnet werden. Die ältere Schieferung (S1) zeigt eine S-förmige Struktur und ist hauptsächlich durch Qtz-Kristalle nachgezeichnet. Am linken Rand ist eine zweite Schieferung (S2) erkennbar, die weniger verfaltet und durch Ilm-Kristalle nachgezeichnet wird. **D)** Idiomorpher, zonierter Allanit in Plagioklas. **E)** Rutil-Zähne in länglichen Ilmenit-Kristallen zeigen, dass Ilmenit vor Rutil gewachsen ist.

Holland & Powell (1998).

Aufgrund der Beobachtungen im Polarisationsmikroskop und im Rasterelektronenmikroskop konnten durch den Vergleich der tatsächlich stabilen Phasen mit dem errechneten Phasendiagramm ungefähre Druck/Temperatur-Bedingungen bestimmt werden. Zur weiteren Eingrenzung der P/T-Bedingungen wurden zudem Isoplethen in THERIAK DOMINO (de Capitani & Petrakakis, 2009) berechnet, welche die Mineralchemie anzeigen. Folgende solid-solution-Modelle wurden verwendet:

White et al., 2005 (Granat, Biotit, Ilmenit), White et al., 2007 (Schmelze), Holland & Powell, 1998 (Chlorit, Cordierit, Staurolith), Holland & Powell, 2003 (Plagioklas), Coggon & Holland, 2002 (Hellglimmer).

12.2 04R65 – Grt-Glimmerschiefer

Im Folgenden werden Beobachtungen und Messungen am Rasterelektronenmikroskop der Probe 04R65, die aus dem Gaugen-Komplex südlich der Leßnigbach-Scherzone stammt

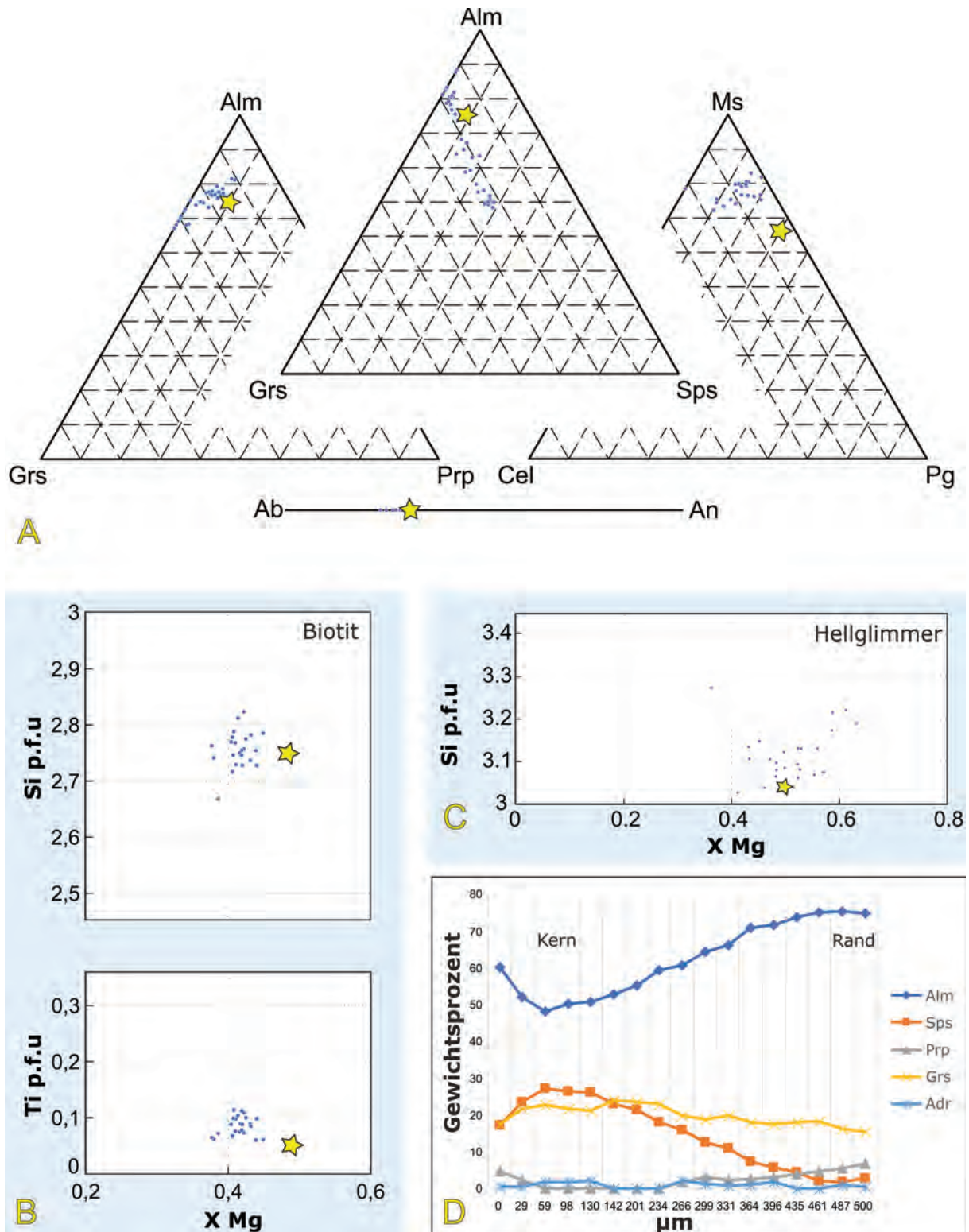


Abbildung 25: Chemische Zusammensetzung der Minerale, welche die Peak-Paragenese bilden. **A)** Dreiecksdiagramme, die die Granat-, Hellglimmer- und Plagioklas-Endglieder zeigen. **B und C)** Messungen an Biotiten bzw. Hellglimmern zeigen das Verhältnis $Mg/(Mg+Fe)$ gegen Ti pfu und Si pfu, respektive. Die Sterne in A bis C zeigen die errechneten Mineralzusammensetzungen der modellierten Gleichgewichts-Paragenese (560 °C und 6,5 kbar). **D)** Profil durch einen besonders manganreichen Granat. Das Profil beginnt links etwas abseits des Kernes, führt dann direkt über den Kern zum gegenüberliegenden Rand des Granats. Gut ersichtlich ist die Zonierung des Mangans, welche sich in der Spessartin-Komponente äußert und die dazu gegenläufige Zonierung des Eisens in der Almandin-Komponente. Für weitere Diskussion siehe Text.

beschrieben. Die Probe wurde genommen, weil die Granate größtenteils intakt sind und zahlreiche Biotit vorhanden ist. Chemische Analysen (Tabelle 2) wurden als Grundlage für die Bestimmung der Peak PT-Bedingungen herangezogen.

12.2.1 Petrographie und Chemie

Das untersuchte Gestein ist homogen und besitzt einen Lagenbau aus glimmer- und quarzfeldspatdominierenden Bereichen. Die Schieferung wird von den Glimmern aufgebaut, diese erreichen Größen von etwa 500 µm. Die Hellglimmer zeigen Mischungen der Endglieder Muskovit, Paragonit und Celadonit ($X_{Mg} = 0,36-0,63$, $X_{Na} = 0-0,2$, $Sipfu = 3,03-3,27$). Die Biotite ($X_{Mg} = 0,38-0,45$, $Sipfu = 2,67-2,82$, $Tipfu = 0,06-0,11$) sind randlich und vor allem in Rissen unvollständig von Chlorit ersetzt. In Lagen und vor allem auch in den Druckschatten von porphyroklastischem Granat sind Quarz und Feldspat vorhanden. Bei den Feldspäten handelt es sich um Oligoklase bis Andesine ($X_{Ab} = 0,67-0,76$, $X_{An} = 0,24-0,33$). Die Plagioklase werden an Rissen und Kanten von phenitischen Hellglimmern und reinen Albiten ersetzt (Abbildung 24A, B). In die Schieferung eingeregelt finden sich große Mengen an Ilmenit, aber auch Rutil, wobei Ilmenit Verwachsungen mit Rutil zeigt. Nicht selten sind Rutil-Zähne in Ilmenit zu beobachten. Ilmenit ist in diesen Fällen das Ausgangsprodukt, das von Rutil ersetzt wird (Abbildung 24E). Akzessorien bilden Apatit, seltener Zirkon sowie zonierter Turmalin und gelegentlich idiomorpher, zonierter Allanit. Letzterer ist vor allem an den Elementen Cer, Lanthan und Neodym angereichert und als Produkt des Plagioklaszerfalls entstanden (Abbildung 24D).

	Bt	Bt	Bt	Grt	Grt	Grt	Grt	Ilm	Ilm	Pl	Pl	Hgl	Hgl	Hgl
SiO ₂	35,56	37,28	36,18	37,47	36,75	37,60	37,02	0,00	0,00	60,33	60,98	47,21	46,09	48,48
TiO ₂	1,87	1,29	1,31	0,00	0,00	0,00	0,00	53,53	52,88	0,00	0,00	0,00	0,64	0,57
Al ₂ O ₃	18,10	19,58	19,07	21,13	20,38	20,86	21,32	0,00	0,00	25,29	25,09	34,70	35,48	32,67
FeO	21,10	19,64	21,67	21,51	21,62	33,35	33,24	45,02	44,88	0,00	0,00	1,73	1,08	1,79
MnO	0,00	0,00	0,00	12,72	11,73	0,81	0,94	1,63	2,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	8,64	8,03	8,67	0,00	0,00	1,36	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	1,09	0,75	1,43
CaO	0,00	0,00	0,00	7,88	8,39	5,94	6,29	0,00	0,00	6,04	6,26	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,24	8,07	0,88	1,22	0,80
K ₂ O	8,50	9,03	8,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,73	9,57	9,26
Total	93,77	94,85	95,75	100,71	98,87	99,92	99,95	100,17	99,94	99,90	100,40	95,34	94,83	95,00
Si	2,76	2,82	2,75	3,01	3,01	3,02	2,99	0,00	0,00	2,68	2,70	3,13	3,07	3,22
Ti	0,11	0,07	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	2,02	2,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
Al	1,65	1,75	1,71	2,00	1,96	1,98	2,03	0,00	0,00	1,33	1,31	2,71	2,79	2,55
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,37	1,24	1,38	1,44	1,44	2,22	2,24	1,89	1,89	0,00	0,00	0,10	0,06	0,10
Mn	0,00	0,00	0,00	0,87	0,81	0,06	0,06	0,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,00	0,91	0,98	0,00	0,00	0,16	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,14
Ca	0,00	0,00	0,00	0,68	0,74	0,51	0,54	0,00	0,00	0,29	0,30	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,69	0,11	0,16	0,10
K	0,84	0,87	0,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	0,81	0,78

Tabelle 2: Repräsentative Analysen der Probe 04R65, die mit dem Rasterelektronenmikroskop an Granaten, Biotiten, Ilmeniten, Plagioklasen und Hellglimmern gemessen wurden.

Die Granate sind idiomorph ausgebildet und haben zahlreiche Einschlüsse aus Ilmenit, Rutil, Apatit und Quarz. Sehr selten finden sich auch kleine Zirkon-Kristalle. Die Größe

der Einschlüsse ist auf wenige 10er μm beschränkt. Eine bevorzugte Orientierung dieser Einschlüsse ist nicht immer eindeutig zu erkennen. Selten lässt sich aber eine verfaltete ältere Schieferung erkennen, da die Einschlüsse nach ihrer Form eingeregelt sind. Größere, bis zu 250 μm große Quarz-Einschlüsse weisen darauf hin, dass die Granate ihre eigenen *strain* Schatten überwachsen haben. Die Granat-Ränder besitzen merklich weniger Einschlüsse, welche zudem zumeist aus Ilmenit und seltener Quarz bestehen. Außerdem ist auffallend, dass diese Einschlüsse nicht gleich der verfalteten Schieferung im Kern orientiert sind. Diese alte Schieferung im Rand des Granats steht in hohem Winkel zu der heute sichtbaren Schieferung ([Abbildung 24C](#)). Die Granate sind außerdem von wenigen feinen Rissen durchzogen, die von Chlorit und untergeordnet Biotit verfüllt sind. Der Kontakt des Granats zur Matrix ist scharf und zumeist ist ein dünner Saum aus Chlorit und Biotit vorhanden. Die Granate besitzen eine Mangan-Zonierung und die chemische Verteilung der Elemente variiert vom Kern zum Rand aufgrund von Diffusionsprozessen (Kern: $X_{\text{Alm}} = 0,48-0,6$, $X_{\text{Grs}} = 0,18-0,24$, $X_{\text{Py}} = 0-0,05$, $X_{\text{Sps}} = 0,17-0,29$; Rand: $X_{\text{Alm}} = 0,73-0,81$, $X_{\text{Grs}} = 0,11-0,19$, $X_{\text{Py}} = 0,04-0,08$, $X_{\text{Sps}} = 0-0,13$).

12.2.2 Granatprofil

In einem Granat, dessen Kern sich als besonders manganreich herausstellte, wurde ein Profil gemessen, um die Verteilung der einzelnen Endglieder graphisch darstellen zu können. Die prozentuellen Anteile der einzelnen Endglieder wurden dabei mit MINSORT ([Petrakakis & Dietrich, 1985](#); Version 6.1.6701) berechnet. Das Diagramm ([Abbildung 25D](#)) zeigt, dass der Anteil an Spessartin im Kern bei etwa 30 % liegt und gegen den Rand hin immer mehr abnimmt auf unter 5 %. Synchron dazu steigt der Almandin Anteil vom Kern zum Rand. Die Grossular Komponente sinkt etwas zum Rand hin, während der Pyrop Anteil steigt. Andradit nimmt einen kleinen Anteil des Granates ein und ist mehr oder weniger homogen verteilt. Diese chemische Verteilung innerhalb des Granats ist typisch für progrades Wachstum ([Gaidies et al., 2006](#) und [Referenzen darin](#)).

12.2.3 P-T Modellierung und Vergleich von Chemie und Beobachtungen

In [Abbildung 26](#) ist ein Diagramm der errechneten Mineralzusammensetzung ersichtlich. Die in Dünnschliff und Rasterelektronenmikroskop beobachtete Mineralzusammensetzung ist in einem breiten Feld stabil (570-670 °C bei 5-8,5 kbar). Der Vergleich zwischen den analysierten und modellierten chemischen Zusammensetzungen von Granat, Biotit, Hellglimmer und Plagioklas ([Abbildung 27](#)) schränken die P-T Bedingungen auf 560 °C bei 6,5 kbar (Sterne in [Abbildung 25](#), [Abbildung 26](#) und [Abbildung 27](#)) ein. Daraus ergibt sich, wie in [Abbildung 26](#) ersichtlich, das Problem, dass die P-T Bedingungen außerhalb der beobachteten stabilen Mineralzusammensetzung liegt. In dem aufgrund der Mineralchemie errechneten Stabilitätsfeld ist Chlorit zur Zeit des *Peaks* stabil. Beobachtungen im Mikroskop legen jedoch nahe, dass es sich beim vorhandenen Chlorit um ein späteres Umwandlungsprodukt von Biotit und Granat handelt. Zudem kann in [Abbildung 25](#) beobachtet werden, dass die gemessene Mineralchemie mit der errechneten Mineralchemie am *Peak* nicht hundertprozentig übereinstimmt. Der Magnesiumanteil der Glimmerphasen ist in den errechneten Ergebnissen zu hoch. Ein Grund dafür könnte der zu hohe Magnesiumgehalt in den Rändern der Granate sein, der bei etwa 8 % liegt. Somit weisen

die Glimmer einen verminderten Gehalt an Magnesium auf, wie die Messungen an diesen zeigen. In der Berechnung der stabilen Mineralzusammensetzung wird dies nicht berücksichtigt. Ein weiteres Problem könnte sich durch Mangan ergeben, das gänzlich in die Kerne der Granate eingebaut wird. Dieses ist somit bei der *Peak*-Paragenese nicht mehr verfügbar und könnte ebenfalls zu veränderter Modellierung beitragen.

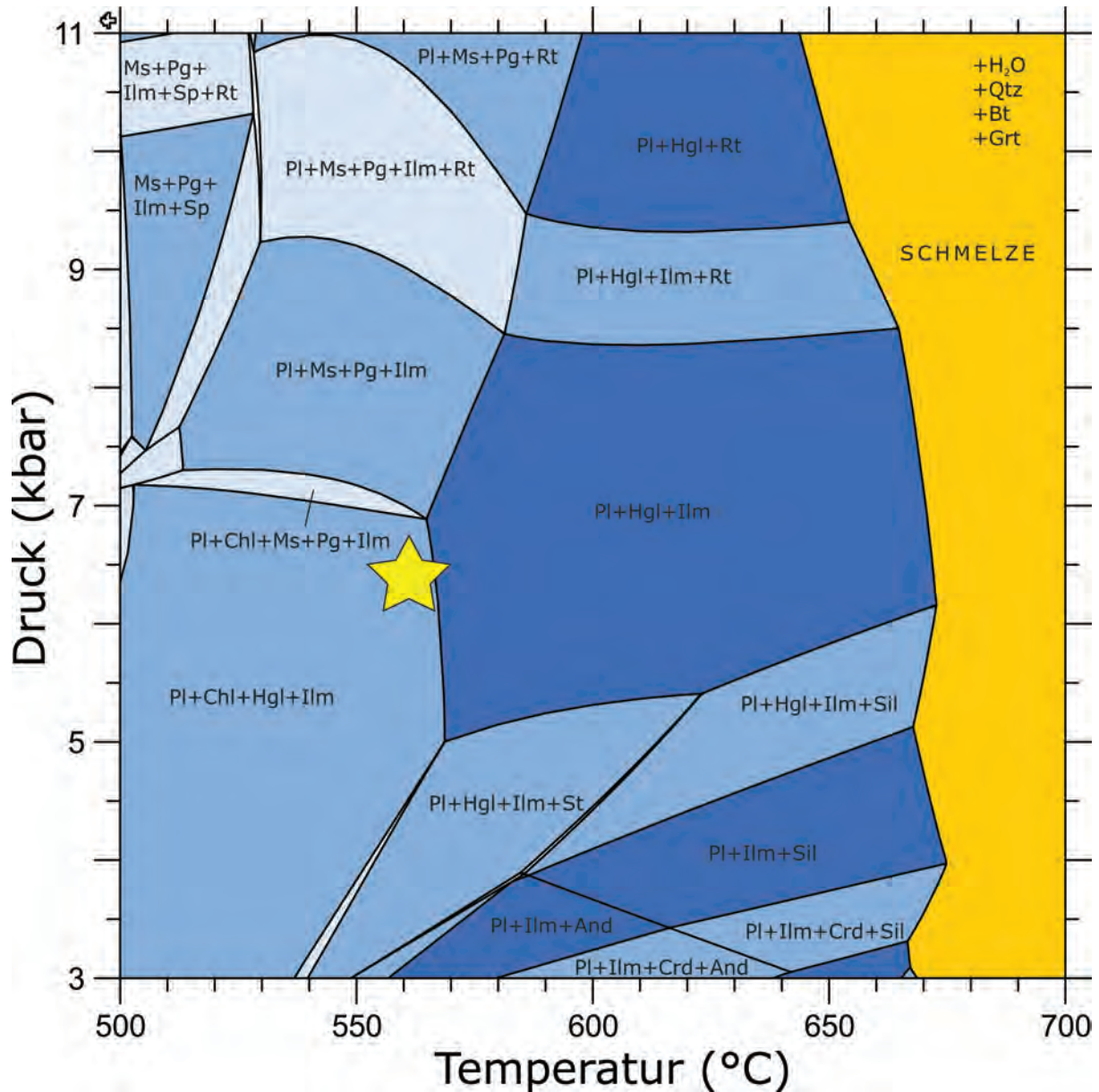


Abbildung 26: Diagramm der berechneten Gleichgewichtsparagenesen der Probe 04R65 aus dem Gaugen-Komplex südlich der Leßnigbach-Scherzone. Der Stern markiert die durch chemische Analysen errechnete *Peak*-Paragenese und liegt bei 560 °C und 6,5 kbar. Wasser, Quarz, Biotit und Granat sind in allen Feldern stabil.

12.2.4 Interpretation der Struktur- und Metamorphoseentwicklung

Die amphibolitfazielle Paragenese, die als *Peak*-Paragenese verstanden werden kann, setzte sich aus Grt + Bt + Hgl + Pl + Ilm zusammen. Die Granate wuchsen über eine vormalige Schieferung, welche durch Rotation der Granate im Inneren dieser verfault wurde. Diese vormalige Schieferung wird durch große Mengen an Illmenit, aber auch Apatit, Rutil,

Quarz und wenig Zirkon nachgezeichnet. Die Rotation der Granate nahm mit der Zeit ab und es wuchsen Granatränder mit etwas veränderter chemischer Zusammensetzung an die Kerne an und über die vorhandene Schieferung. Später rotierten die Granate weiter. Diese Annahme ist dadurch begründet, dass die Schieferung im Rand der Granate einen hohen Winkel zur heute sichtbaren Schieferung aufweist. Es könnte sich bei der Rotation und dem Anwachsen der Ränder auch um einen kontinuierlichen Prozess handeln. Später wurde das Gestein unter Bedingungen der Grünschieferfazies überprägt. Dabei entstanden Risse in den Granaten, die mit Chlorit verfüllt wurden. Schmale Ränder der Granate, im Bereich weniger μm , wurden zudem von Chlorit/Biotit pseudomorph ersetzt. Ilmenit wurde randlich geringfügig von Rutil ersetzt. Die Plagioklase zerfielen an Rissen zu reinem Albit, Phengit und Allanit.

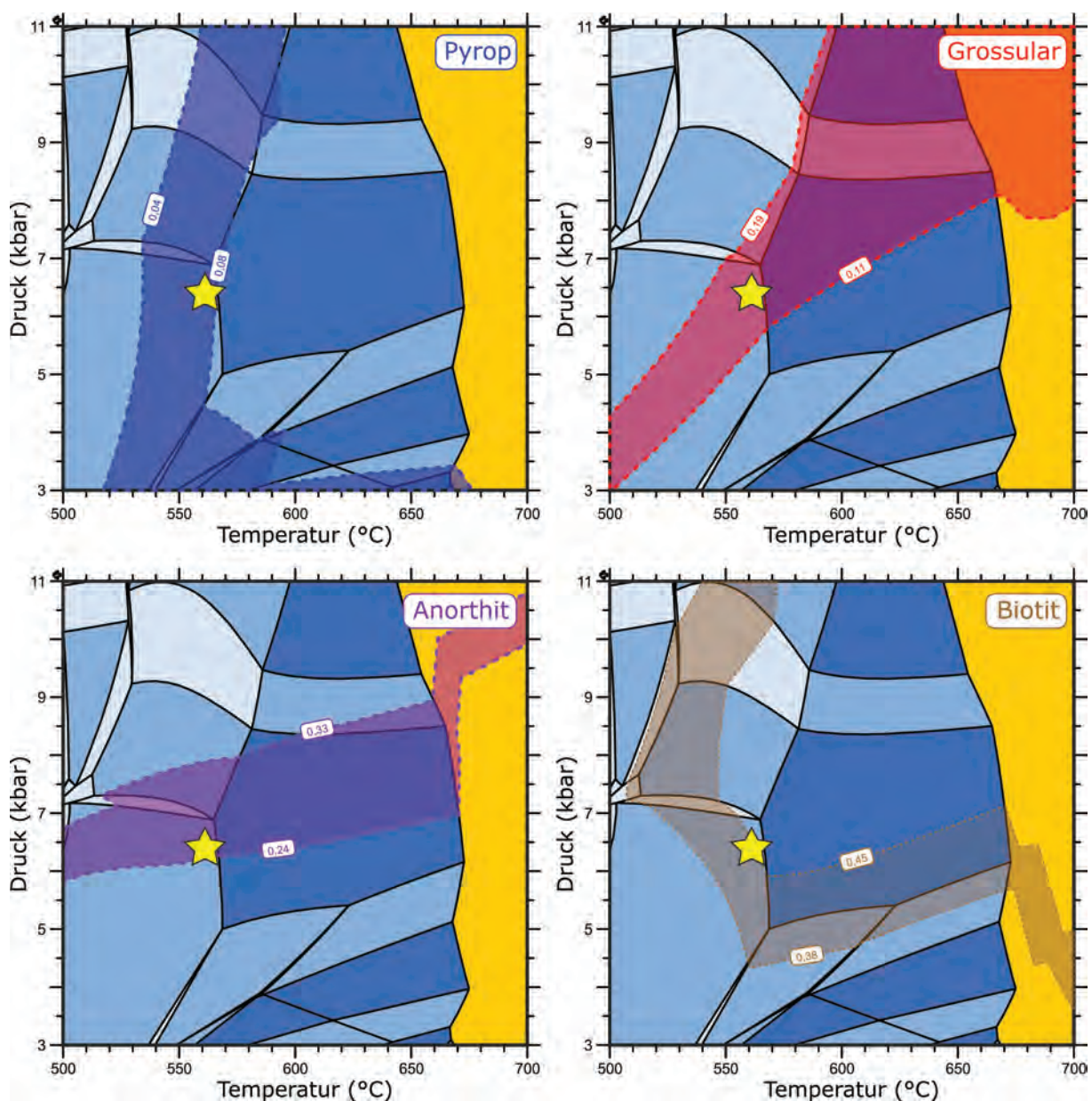


Abbildung 27: Modelle der errechneten Gleichgewichts-Paragenese mit ausgewählten Isoplethen. Bei den Isoplethen handelt es sich um die Endglieder Pyrop, Grossular und Anorthit und bei Biotit um X Mg. Die Sterne markieren die errechneten Mineralzusammensetzungen der modellierten Gleichgewichts-Paragenese (560 °C und 6,5 kbar).

12.3 16G32 – St-Ky-Grt-Glimmerschiefer

Die Probe 16G32 stammt aus dem Gaugen-Komplex, nördlich der Leßnigbach-Scherzone. Sie beinhaltet neben Granat und zahlreichem Biotit auch Staurolith und Kyanit, wodurch sie für chemische Analysen (Tabelle 3) und PT-Berechnungen besonders interessant ist. Leider konnte aus Zeitgründen und mangels Gesamtchemieanalysen in ausreichender Qualität keine Pseudosection errechnet werden.

	ST	ST	ST	GRT	GRT	GRT	BT	BT	ILM	ILM	PL	PL	HGL	HGL	HGL
SiO ₂	28,68	28,58	27,64	37,20	37,69	37,75	36,39	36,84	0,00	0,00	60,17	59,96	46,69	45,87	47,08
TiO ₂	0,50	0,53	0,64	0,00	0,00	0,00	1,32	1,87	52,98	51,87	0,00	0,00	0,91	0,71	0,66
Al ₂ O ₃	54,65	53,71	54,73	21,19	21,28	21,40	19,14	19,05	0,00	0,00	25,51	25,35	36,00	35,63	35,48
FeO	11,19	11,17	11,64	33,53	33,94	32,35	16,83	17,30	44,89	45,57	0,00	0,00	1,02	0,79	0,89
MnO	0,00	0,00	0,00	2,78	2,51	1,88	0,00	0,00	1,90	1,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,93	1,08	1,34	2,48	2,25	2,45	10,14	10,12	0,00	0,00	0,00	0,00	1,35	1,26	1,25
CaO	0,00	0,00	0,00	2,83	3,40	5,11	0,00	0,00	0,00	0,00	6,90	6,70	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,82	7,58	0,40	0,91	0,56
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,19	9,04	0,00	0,00	0,00	0,00	9,22	9,06	9,20
ZnO	1,13	1,60	1,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,08	96,67	97,85	100,02	101,06	100,94	93,01	94,21	99,77	99,14	100,39	99,58	95,60	94,23	95,13
Si	7,93	7,97	7,66	3,00	3,01	3,00	2,79	2,79	0,00	0,00	2,67	2,68	3,07	3,06	3,10
Ti	0,10	0,11	0,13	0,00	0,00	0,00	0,08	0,11	2,01	1,99	0,00	0,00	0,05	0,04	0,03
Al	17,75	17,64	17,86	2,01	2,00	2,00	1,73	1,70	0,00	0,00	1,33	1,33	2,79	2,80	2,76
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,61	2,60	2,70	2,26	2,26	2,15	1,08	1,09	0,99	1,01	0,00	0,00	0,06	0,04	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,19	0,17	0,13	0,00	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,41	0,45	0,55	0,30	0,27	0,29	1,16	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,13	0,12
Ca	0,00	0,00	0,00	0,24	0,29	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,32	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,66	0,05	0,12	0,07
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,77	0,77
Zn	0,30	0,33	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabelle 3: Repräsentative Analysen der Probe 16G32, die mit dem Rasterelektronenmikroskop an Staurolithen, Granaten, Biotiten, Ilmeniten, Plagioklasen und Hellglimmern gemessen wurden.

12.4 Petrographie und Chemie

Das Gestein ist homogen und weist eine deutliche Schieferung auf, die aus Hellglimmer und Biotit aufgebaut wird. Letzterer (XMg = 0,47-0,54, Sipfu = 2,44-2,84, Tipfu = 0-0,12) ist an den Rändern und vor allem in Rissen von Granat chloritisiert. Die Hellglimmer sind zumeist Muskovite mit Mischungen der Endglieder Paragonit, Margarit und Celadonit (XMg = 0,23-0,8, XNa = 0,06-0,17, Sipfu = 3,04-3,24), es gibt jedoch auch Phengite in der Schieferung. Zwischen den Glimmerlagen befinden sich größtenteils Quarz und Plagioklas in der Matrix. Bei letzterem handelt es sich um Andesin (XAb = 0,57-0,69, XAn = 0,31-0,43) auf. Er zeigt Zerfallsstrukturen zu Albit, Phengit und weniger Epidot. Zudem finden sich nicht unbeachtliche Mengen an Rutil, die teilweise zu Ilmenit umgewandelt wurden. Da die Kerne zumeist aus Rutil bestehen, ist es eindeutig, dass Ilmenit aus Rutil hervorgegangen ist. Auch Apatit, Epidot, Turmalin, Zirkon und selten Monazit und Pyrit kommen akzessorisch in der Matrix vor. Als Porphyroblasten sind Granat (XAlm = 0,66-0,76, XGr

= 0,01-0,16, XPy = 0,09-0,14, XSps = 0,04-0,07), Staurolith (XMg = 0,12-0,17, XFe = 0,83-0,88, XZn = 0,07-0,13) und Kyanit vorhanden. Die Granate sind zumeist nur als Atollgranate (Meyer, 1977) erhalten, die Kerne sind oft von Biotit und Plagioklas ersetzt. Es können keine erwähnenswerten Zonierungen in den Granaten festgestellt werden. Als Einschlüsse sind Apatit, Quarz, Rutil, Ilmenit und Pyrit vorhanden. Obwohl es eine ganze Reihe an verschiedenen Einschlüssen gibt, sind die Granate doch relativ rein. In Rissen findet sich zumeist Biotit, aber auch Chlorit. Mangan ist in den Granaten wenig vorhanden, selbst

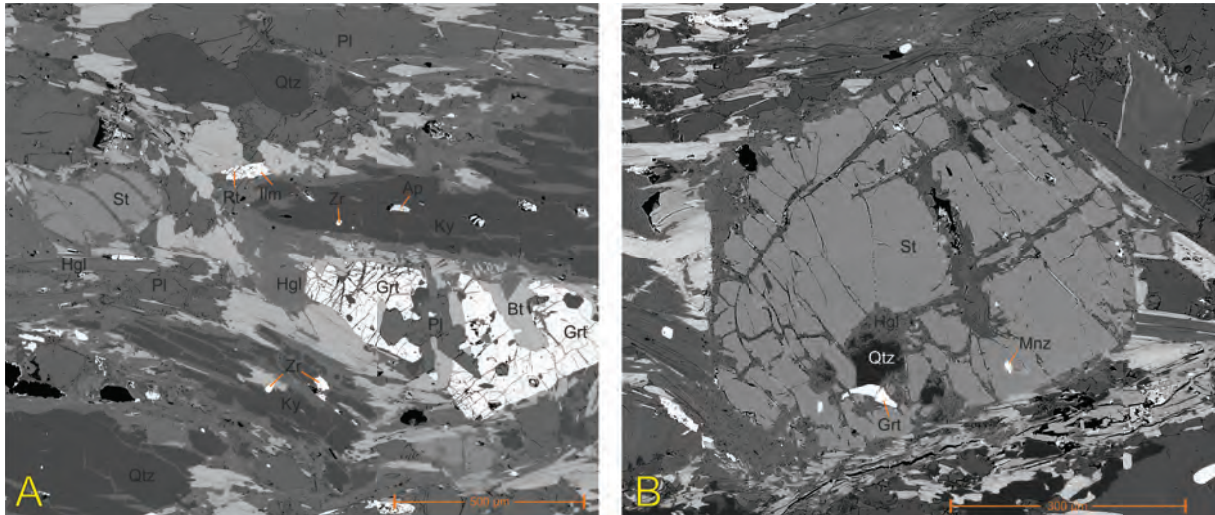


Abbildung 28: BSE Bilder eines Granat-Staurolith-Kyanit-Glimmerschiefers (Probe 16G32). **A)** Überblick über die Probe. Granat, vor allem der instabile Kern, ist von Plagioklas und Biotit ersetzt. Kyanit und Staurolith sind sehr rein und in Rissen von Hellglimmer und Quarz ersetzt. Kyanit hat häufig Einschlüsse von Zirkon. **B)** Staurolith-Kristall mit einem Granat-Einschluss. Dies deutet darauf hin, dass Staurolith nach der Bildung von Granat gewachsen ist. In Rissen zerfällt er zu Hellglimmer und Quarz.

dort, wo von den Kernen noch etwas übrig ist. Staurolith und Kyanit sind nahezu frei von Einschlüssen. Interessant ist, dass Staurolith selten Einschlüsse von Granat enthält. Dies ist ein Hinweis darauf, dass Granat bereits vorhanden war, als Staurolith gebildet wurde. Nur selten finden sich Apatit, Pyrit, Monazit, Epidot und Zirkon. In Rissen in beiden Mineralen findet sich fast ausschließlich Muskovit. Um Staurolith findet sich außerhalb eines Saumes aus Muskovit zumeist Biotit, der wohl beim Zerfall von Staurolith das Eisen aufnahm.

12.4.1 Granatprofil und Chemie

In **Abbildung 29D** ist ein Profil über einen Granat ersichtlich, dessen Kern noch erhalten ist. Eine Manganzonierung ist, geplottet als Spessartin-Komponente, nicht besonders stark ausgeprägt. Es lässt sich jedoch feststellen, dass die Werte von etwa 7 % auf etwa 5 % abfallen und am Rand (rechts im Diagramm) wieder etwas ansteigen. Auch die anderen Endglieder zeigen keine eindeutigen Trends mit Ausnahme einer Veränderung gegen den Rand des Granats hin. Auffallend ist, dass die Grossular-Komponente einen starken Anstieg gegen den Rand hin zeigt, dann allerdings wieder abfällt. In der Almandin-Komponente ist dieser Trend gegenläufig ausgebildet. Ein Grund für diese Änderungen könnte darin begründet sein, dass die Kerne der Granate, die eine leicht veränderte Zusammensetzung gegenüber den Rändern aufweisen unter niedrigeren Temperaturen gebildet wurden und zum Zeitpunkt der Bildung der Ränder nicht mehr stabil waren. Das Mangan als Beispiel wurde wieder frei und somit ganz am Rand wieder angelagert.

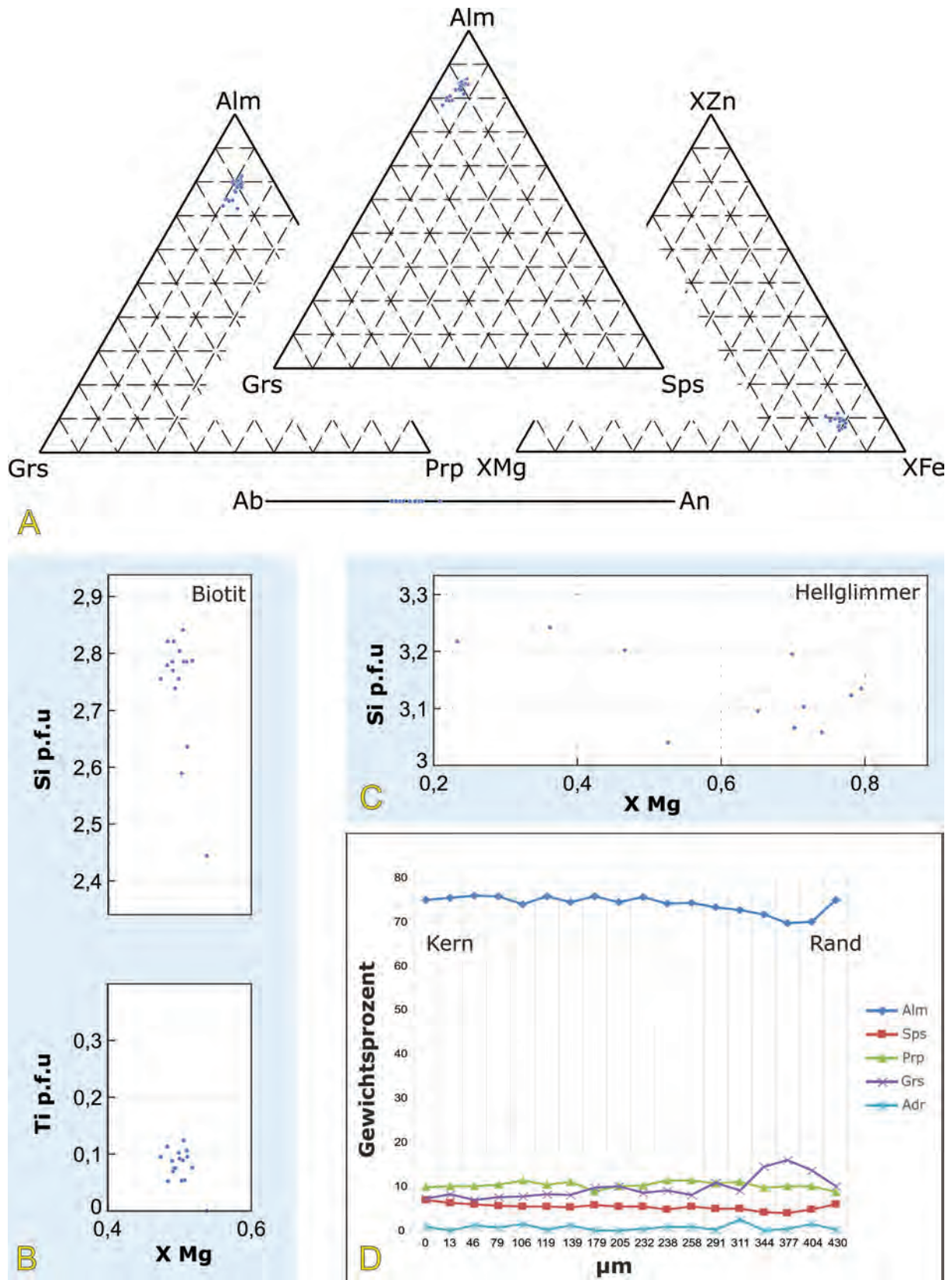


Abbildung 29: Chemische Zusammensetzung der Minerale, welche die Peak-Paragenese bilden. **A)** Dreiecksdiagramme stabiler Granat-, und Plagioklas-Endglieder sowie X Mg, X Fe und X Zn von Staurolith. Gut ersichtlich ist, dass es keine erwähnenswerte Mn-Zonierung gibt (siehe Spessartin-Komponente). Der Zn-Gehalt in Staurolith liegt einheitlich bei etwa 10 %. **B und C)** Messungen an Biotiten bzw. Hellglimmern zeigen das Verhältnis Mg/(Mg+Fe) gegen Ti pfu und Si pfu, respektive. **D)** Profil durch einen Granat. Die Granate haben allgemein wenig Mn, jedoch lässt sich eine leichte Zonierung feststellen. Auffallend ist die Anreicherung von Ca in Grossular kurz vor dem Rand und erneute Abreicherung am äußersten Rand des Granats. Gegenläufig ist dies für Fe in Almandin feststellbar. Für weitere Diskussion siehe Text.

Ähnlich verhält es sich mit den anderen Elementen wie Eisen und Kalzium.

12.4.2 Interpretation der Metamorphoseentwicklung

Granatkerne mit Manganarmut wuchsen über eine vorhandene Schieferung. Zusätzlich, vielleicht auch etwas später begannen Staurolith und Kyanit zu wachsen. Staurolith überwuchs auch vorhandene Granate. In weiterer Folge änderte sich der Chemismus, wodurch die Granatkerne nicht mehr stabil waren. Unter den etwas veränderten Bedingungen wuchsen Ränder an die instabilen Kerne, die dabei wohl gleichzeitig von Biotit und Plagioklas ersetzt wurden. So entstanden die Atollformen der Granate, wie sie von Meyer (1977) bezeichnet wurden. Somit bestand die amphibolitfazielle Mineralparagenese aus $\text{Grt} + \text{St} + \text{Ky} + \text{Bt} + \text{Hgl} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Ilm}$. Später bildeten sich unter grünschieferfaziellen Bedingungen in Rissen von Granat Biotit und Chlorit. Rutil wurde von Ilmenit ersetzt, allerdings nicht vollständig. Staurolith und Kyanit wurden ebenfalls geringfügig zersetzt zu Hellglimmer und im Fall von Staurolith wohl auch zu Biotit. Auch die Biotite in der Schieferung wurden teilweise zu Chlorit umgewandelt. Die Plagioklase wurden an Rissen zu reinem Albit, Phenit und weniger Epidot umgewandelt.

13 Geochronologie

Im Zuge der Arbeit wurden ein Granat (04R65) und drei Biotite (16G27, 16G21, 04R65) aus dem Gaugen-Komplex und ein Biotit im Prijakt-Polinik-Komplex (16G46) datiert. Diese Daten wurden bereits in Griesmeier et al. (2017) vorgestellt. Zusätzlich sind aus der Literatur Muskovit Ar/Ar-Alter und Biotit Rb/Sr-Alter (Brewer, 1969) sowie Apatit und Zirkon *fission track* Alter (Wölfler, 2015) bekannt. Die Daten aus der Literatur sollen zusammen mit den neuen Daten einen Einblick in die Metamorphosegeschichte der einzelnen Komplexe geben. Eine Diskussion und Interpretation der eigenen Daten und der Daten aus der Literatur findet sich in Kapitel 15.

13.1 Methodik

Für die Datierung der Minerale wurden im Gelände repräsentative Proben gesammelt, die ausreichend Biotit bzw. Granat für die Datierung beinhalten. Diese Gesteine wurden anschließend mit dem Backenbrecher an der Universität Wien zerkleinert und die Korngröße 200-300 μm wurde gesiebt. Für die Gesamtgesteinsanalyse wurden Aliquote der Proben vor der Siebung aus dem homogenisierten Backenbrechermaterial etwa 80 g entnommen. Diese wurden in einer Scheibenschwingmühle an der Universität Wien gemahlen.

Für die Rb/Sr und Sm/Nd Datierungen wurden durch Kornformtrennung am Rütteltisch, Sieben, Mahlen und Separation am Magnetscheider möglichst reine Mineralpräparate hergestellt.

Die Granate aus der Siebfraction 0,2-0,3 mm wurden anschließend handgepickt. Um Oberflächenverunreinigungen zu vermeiden wurden die Fraktionen in Azeton und Wasser gewaschen und in 2,5 N HCl bei ca. 80 °C für 30 Minuten gelaugt. Für die Datierung wurden etwa 40 mg Granat, 200 mg Biotit und 100 mg Gesamtgesteinspulver verwendet. Die chemische Probenvorbereitung folgte der Prozedur von Sölva et al. (2005). Elementkonzentrationen wurden durch Isotopenverdünnung bestimmt. Blank-

Bestimmungen lagen unter $<0,3$ ng bei Sm und Nd und unter <1 ng bei Rb und Sr. Isotopenmessungen wurden am Departement für Lithosphärenforschung an der Universität

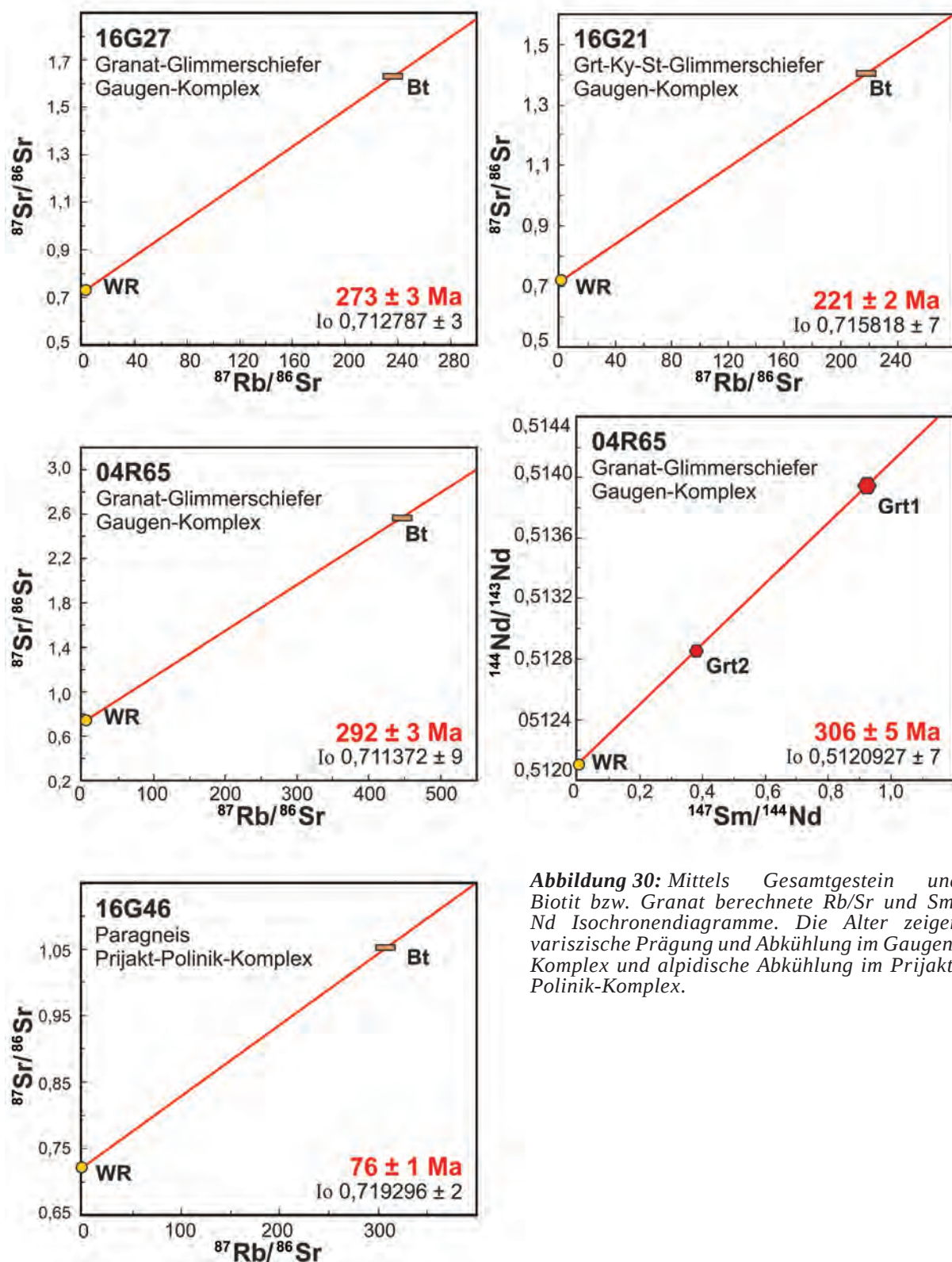


Abbildung 30: Mittels Gesamtgestein und Biotit bzw. Granat berechnete Rb/Sr und Sm/Nd Isochronendiagramme. Die Alter zeigen variszische Prägung und Abkühlung im Gaugen-Komplex und alpidische Abkühlung im Prijakt-Polinik-Komplex.

Wien an einem ThermoFinnigan® Triton MC-TIMS durchgeführt. Alle Elemente wurden von Re-Doppelfilamenten verdampft, nur für Rb-Messungen wurden Ta-single-Filamente

verwendet. Der La Jolla Standard ergab auf der Triton MC-TIMS einen Wert von $0,511843 \pm 2$ ($n = 13$; 2σ Standardabweichung) für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ und für den NBS987 Standard ein Verhältnis von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71013 \pm 4$ ($n = 6$; 2σ Standardabweichung). Fehler auf die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnissen liegen unter 1 %, wie die fortwährende iterative Probenanalyse und die spike-Rekalibrierung zeigen. Alter wurden mit dem Programm ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2003) berechnet. Die Alter basieren auf den Zerfallskonstanten von $1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ für ^{87}Rb und $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ für ^{147}Sm .

13.2 Ergebnisse

Gemessene Werte und Altersdaten zu den einzelnen Proben finden sich in [Tabelle 4](#) und [Abbildung 30](#). Die Probenpunkte finden sich in [Abbildung 35](#) (in Kapitel 15.1). Eine ausführliche Interpretation und Diskussion der Altersdaten findet sich im Kapitel 15.1.

Bei den Proben, die zur Biotit-Datierung verwendet wurden, handelt es sich um Paragneise. Es wurde 3 Proben aus dem Gaugen-Komplex und eine Probe aus dem Prijakt-Polinik-Komplex verwendet. Die Probe aus dem Prijakt-Polinik-Komplex von nördlich des Nigglaigrabens ergibt ein Rb/Sr Isotopenalter von $75,96 \pm 0,75 \text{ Ma}$ (16G46). Der überlagernde Gaugen-Komplex zeigt eine Verjüngung der Alter von Süd nach Nord mit $292,4 \pm 2,9 \text{ Ma}$ (04R65) im Süden über $272,5 \pm 2,7 \text{ Ma}$ (16G27) zu $221,3 \pm 2,2 \text{ Ma}$ (16G21) im Norden, wobei sich die letzte Probe nördlich der Leßnigbach-Scherzone befindet. Die Biotite zeigen die Abkühlung unter etwa 300°C (Thöni, 2006).

PROBE	MATERIAL	Rb [PPM]	Sr [PPM]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\text{SM}$	ALTER [MA]	
16G21	WR	138,282	257,655	1,555	0,721	3E-6		
16G21	Bt	462,933	6,550	218,465	1,403	12E-5	$221,3 \pm 2,2$	
16G27	WR	64,756	338,012	0,555	0,715	4E-6		
16G27	Bt	357,159	4,757	236,906	1,631	13E-5	$272,5 \pm 2,7$	
16G46	WR	112,990	210,354	1,557	0,721	4E-6		
16G46	Bt	450,071	4,371	308,005	1,052	8E-6	$75,96 \pm 0,75$	
04R65	WR	138,1	255,3	1,5664	0,717890	4E-6		
04R65	Bt	459,5	3,521	446,33	2,568383	16E-5	$292,4 \pm 2,9$	
PROBE	MATERIAL	Nd [PPM]	Sm [PPM]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\text{SM}$	ϵ_0 Nd(CHUR)	ALTER [MA]
04R65	WR	44,809	9,272	0,125	0,512	3,83E-6	-5,7	$306,1 \pm 4,8$
04R65	Grt1	1,272	1,941	0,923	0,514	2,58E-5	25,5	$307 \pm 6,0$
04R65	Grt2	3,727	2,345	0,380	0,513	9,50E-6	4,2	$304,7 \pm 7,6$

Tabelle 4: Rb/Sr und Sm/Nd Isotopendaten von Gesamtgesteinen und Biotiten, bzw. Granaten von Metapeliten. Analytische Verfahren werden im Text erläutert. Die Alter wurden von Gesamtgestein und Biotit, bzw. Granat berechnet, wobei das Granatalter aufgrund zweier Granatfraktionen berechnet wurde. Fehler auf die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ respektive $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ Verhältnisse werden mit $\pm 1 \%$ angenommen.

Vom Granat aus dem Gaugen-Komplex (04R65) wurden 2 Fraktionen gemessen, wobei Granat 1 (in [Tabelle 4](#)) die reinere und Granat 2 die unreinere Fraktion darstellt. In den unreineren Granaten finden sich mehr Einschlüsse von Erzmineralen und Anwachsungen von Quarzen und Feldspäten. Granat 1 ergibt ein Sm/Nd Isotopenalter von 307 ± 6 Ma und Granat 2 $304,7 \pm 7,6$ Ma. Die Dreipunktisochrone ergibt ein Alter von $306,1 \pm 4,8$ Ma.

14 Lagerstätten und Bergbau

Die Kreuzeckgruppe ist bekannt für zahlreiche kleine Lagerstätten von Gold und Antimon,

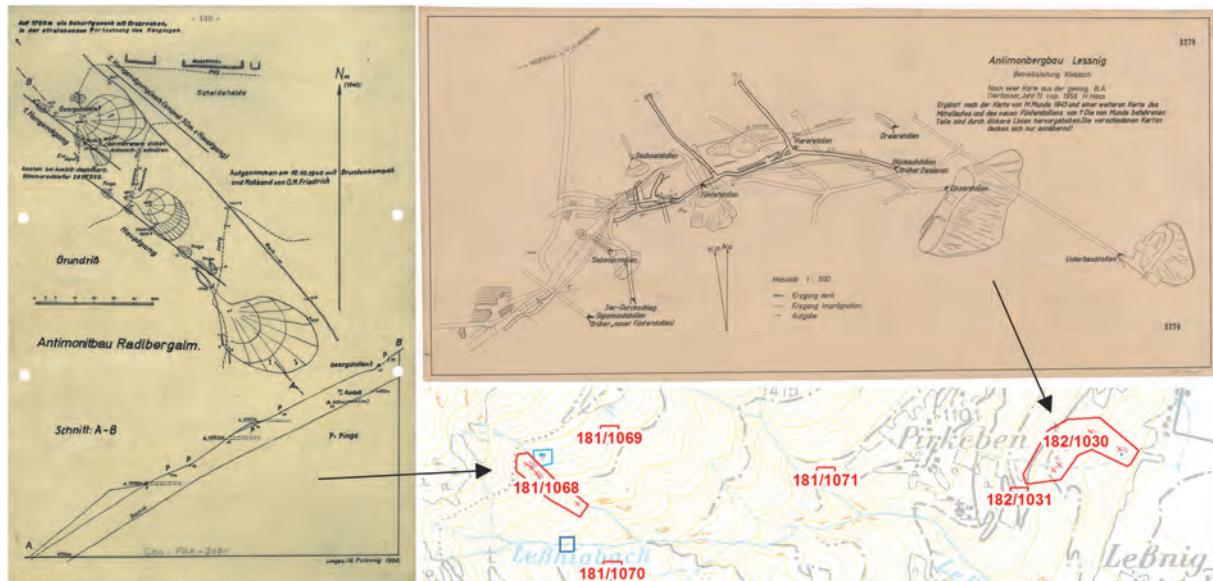


Abbildung 31: Karten der historischen Abbaue Radlberg und Leßnig. Aus [Friedrich \(1963\)](#). Die Topographie mit Haldenkataster wurde von der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung gestellt.

aber auch Blei, Kupfer und Eisen ([Friedrich, 1963](#)). Im kartierten Bereich liegen die historischen Antimon Abbaue bei Leßnig und nördlich der Radlberger Alm ([Abbildung 31](#)). Kleinere Abbaue befinden sich an den Südfällen der Kreuzeckgruppe. In diesen wurden hauptsächlich eisenreiche Kiese und untergeordnet Gold abgebaut. Die Lagerstätte Leßnig ist in der Literatur ausführlich beschrieben (zB: [Friedrich, 1963](#) und Referenzen darin; [Pichler, 2009](#)) und nach der Literatur an Störungszonen mit sehr graphitreichen Glimmerschiefern gebunden. Die Lagerstätte Leßnig besteht aus mehreren großen Pingen, die heute stark verwachsen sind und Stollen, die in Ausnahmefällen noch heute begehbar sind ([Pichler, 2009](#)). Die größte der Pingen, der „große Trichter“, befindet sich an den Koordinaten N 46,79238°, E 13,34327° (WGS84) und wurde eigens begangen. Bei den Gangarten handelt es sich um Kataklasite und massige Paragneise, die fein verteiltes Erz führen ([Abbildung 32](#)). Zudem werden Ankerit und Kalkspat als weitere, seltene Gangarten beschrieben. Das Erz wurde im Zuge der Arbeit nicht näher untersucht, nach [Hießleitner \(1947\)](#) handelt es sich um Antimonit, daneben Pyrit, Magnetkies, selten Kupferkies, noch seltener Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz und Plumosit. [Hießleitner \(1947\)](#) beschreibt zudem auch Grünschiefer als $\frac{1}{2}$ m mächtige Lagen und [Canaval \(1934\)](#) erwähnt Fuchsit führende Schiefer. Derartige Gesteine treten, wie oben beschrieben, auch in der Leßnigbach-Scherzone mit einer Mächtigkeit von bis zu 100 m auf. Diese Scherzone befindet sich unweit

südlich des Abbaues. Es konnte kein direkter Zusammenhang festgestellt werden, jedoch finden sich in der Literatur Beschreibungen über erzführende Störungen ([Friedrich, 1963](#)). [Hießleitner \(1947\)](#) beschreibt eine bedeutende E-W streichende Störung, mit der die Vererzungen in Zusammenhang gebracht werden. Ob es sich dabei um die Leßnigbach-Scherzone handelt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Es könnte sich dabei auch um den sogenannten „Draubbruch“ handeln, der im Drautal verlaufen soll. Dieser ist im Zuge dieser Arbeit als Blaßnig-Scherzone beschrieben. Zudem erwähnt er eine etwa N-S streichende, saigere „Lettenkluft“, an welcher der Ostblock abgesenkt wurde. Er vermutet

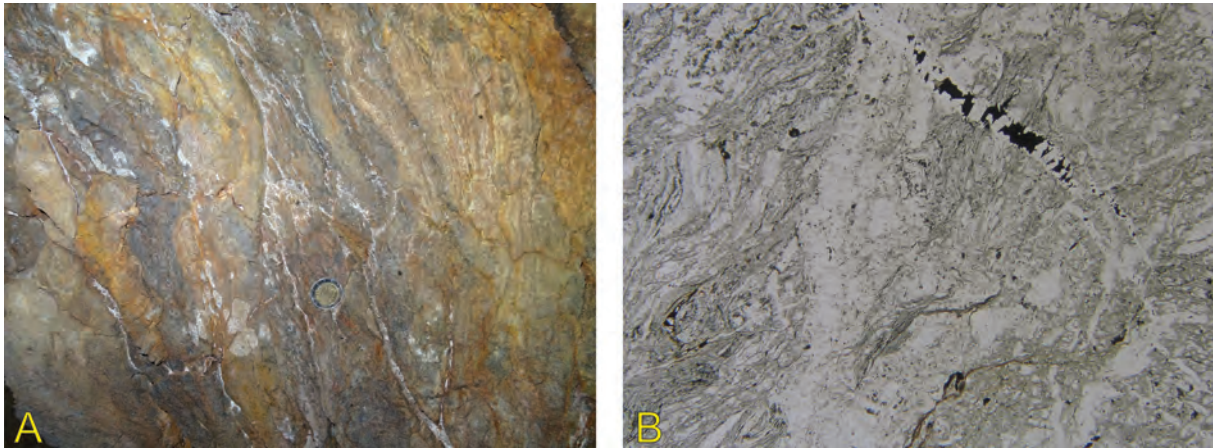


Abbildung 32: Gesteine aus dem „großen Trichter“ in der Leßnig Lagerstätte. **A)** Vererzter Paragneis, teils kataklastisch. **B)** Dünnschliff eines Kataklasties mit Erz führendem Quarzgang. Das Erz wurde nicht näher untersucht (Bildbreite: 11,71 mm).

einen Zusammenhang mit einer N-S streichenden, jüngeren Störung, die das Drautal von Kleblach-Lind bis Sachsenburg in N-S Richtung verlaufen lässt. Diese Störung konnte nicht nachgewiesen werden, ihre Existenz ist jedoch denkbar. In der von [Friedrich \(1963\)](#) zitierten Literatur werden mehrere kleinere Störungen beschrieben, welche die Vererzung versetzen. Wie die N-S streichende Störung wurden sie demnach nach der Vererzung, die mit der Ausbildung der Leßnigbach-Scherzone in Zusammenhang stehen könnte, gebildet.

Die Lagerstätte nördlich der Radlberger Alm liegt an der bei Sh. 1400 m von der Leßnigbach-Scherzone gegen WNW abzweigenden Störung. Es ist aber festzuhalten, dass die Aufschlüsse im Bereich der Pingen aus recht kompakten und etwas kataklastischen Paragneisen und nicht aus Phylloniten bestehen. Phyllonite finden sich aber unmittelbar nördlich im Bereich des Baches. Auch in dieser Lagerstätte wurde Antimonit, der an steilen Bewegungsflächen eingelagert ist, abgebaut. Diese wurden allerdings nicht mehr bewegt, nachdem das Erz eingedrungen war ([Friedrich, 1963](#) und Referenzen darin). [Pichler \(2009\)](#) beschreibt, dass noch begehbare Stollen und Mauerreste zu finden sind. Er konnte Antimonit, Stibiconit und Valentinit nachweisen.

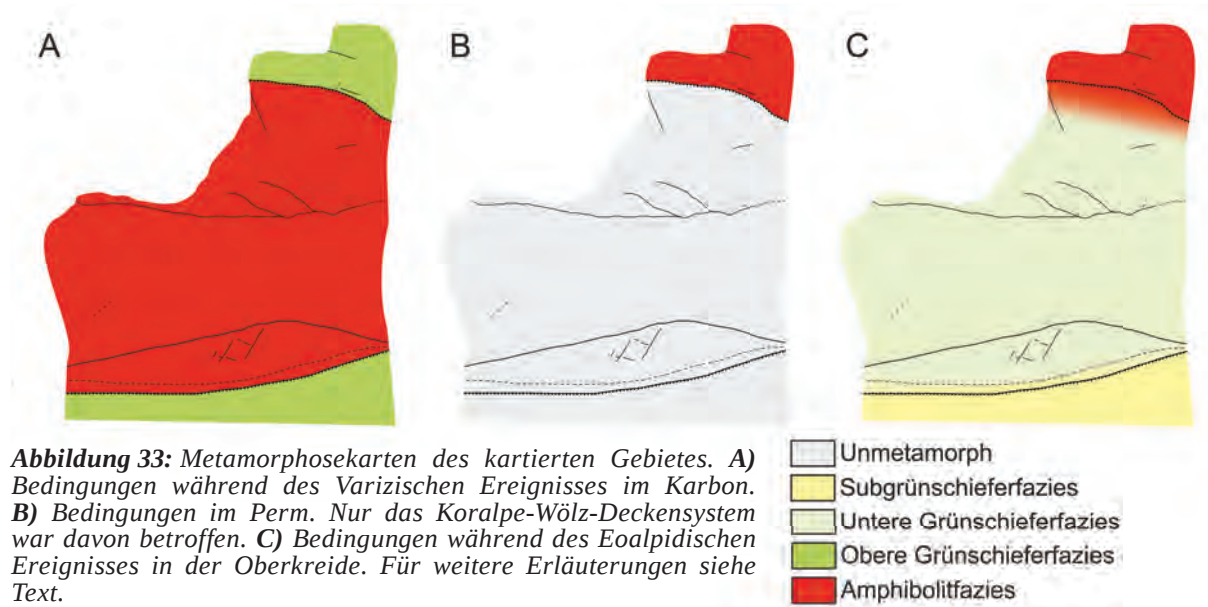
15 Diskussion

Im Folgenden wird zuerst die Metamorphosegeschichte der im kartierten Gebiet auftretenden Gesteine diskutiert. Im Anschluss folgen ein N-S Profil und Überlegungen zum weiteren

Verlauf der großen Scherzonen.

15.1 Metamorphosegeschichte

Die im Folgenden in zeitlichem Kontext beschriebenen Metamorphosebedingungen sind in ihrer Verteilung in [Abbildung 33](#) dargestellt. Die Farben und Fazieseinstufungen folgen dem Vorschlag von [Oberhänsli et al. \(2004; Abbildung 34\)](#). [Abbildung 35](#) zeigt eine interpretierte Karte (ohne quartäre Bedeckung) mit den Probenlokalitäten der datierten Proben.



Über das Variszische Ereignis ist im Prijakt-Polinik-Komplex wenig bekannt. Hinweise darauf liefern lediglich EMS-Datierungen an Monaziten ([Schulz et al., 2005](#)). Der Prijakt-Polinik-Komplex war zudem von einer permischen Hochtemperatur/Niederdruck Metamorphose betroffen. Diese erreichte amphibolitfazielle Bedingungen, wie es durch das Auftreten von Kyanitpseudomorphosen nach Andalusit und Pegmatiten belegt ist ([Schuster et al., 2006](#)).

Die prägenden Bedingungen erreichte er während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide um 100 Ma ([Hoke, 1990](#)). Diese Bedingungen waren im untersuchten Gebiet wahrscheinlich im Bereich der Amphibolitfazies. Darauf deuten Granatamphibolite hin, die im Norden des kartierten Gebietes aufgefunden wurden. Abkühlalter um 76 Ma zeigen eine Abkühlung unter 300 °C, was für eine rasche Exhumation der Gesteine spricht.

Außerhalb des untersuchten Gebietes ist die Abschätzung der kretazischen prägenden Bedingungen in Diskussion.

[Hoke \(1990\)](#) postuliert 620 °C bei 6,25 kbar. Sie erwähnt die Möglichkeit, dass die Eklogite, die in der Einheit stecken, bei etwa 8 kbar gebildet wurden und sich somit die kretazischen Bedingungen darauf festlegen lassen würden. Als

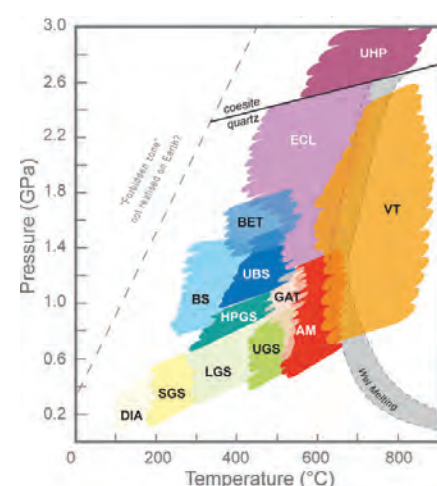


Abbildung 34: Faziesdiagramm ([Oberhänsli et al., 2004](#)).

Alter der Eklogite gibt sie lediglich an, dass sie älter als 105 Ma sein müssen. Neuere Daten, die im Folgenden beschrieben werden, widerlegen diese Alterseinschätzung.

Nach [Oberhänsli et al. \(2004\)](#) beginnt die Eklogitfazies erst bei etwa 13 kbar. [Massonne \(1991, 1992\)](#) konnte mit Phengitbarometrie 16 - 18 kbar in den Eklogiten festlegen und somit eine realistischere Abschätzung der prägenden Drücke geben. Temperaturen liegen dabei im Bereich von 625 ± 20 °C ([Linner et al., 1998](#)). Als Höhepunkt werden spätestens 100 Ma angegeben, wobei Rb/Sr Phenigalter mit 95 Ma ein Minimumalter definieren ([Linner et al., 1998](#)).

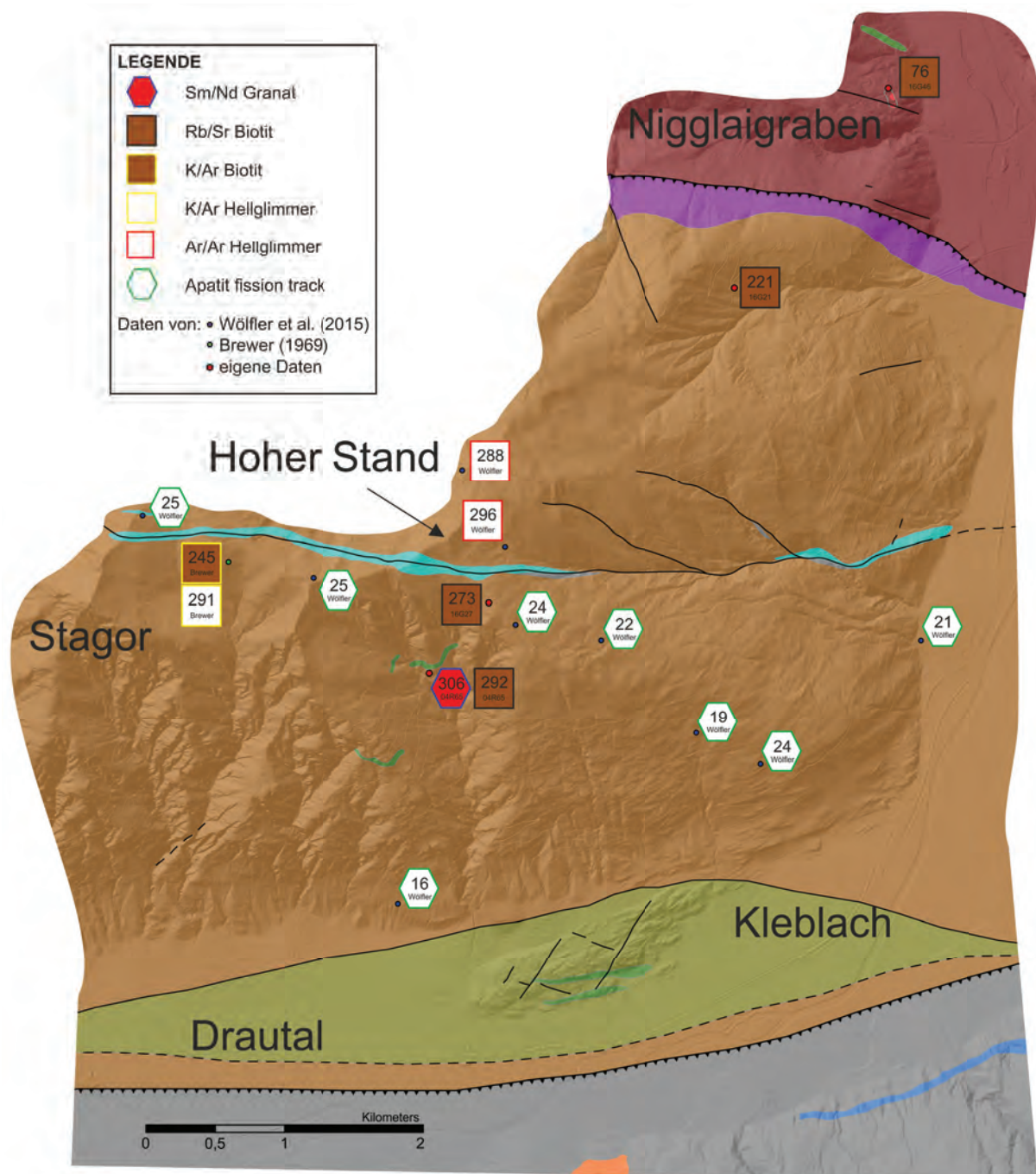


Abbildung 35: Abgedeckte Karte (ohne Quartäre Sedimente) mit Altersdaten. Die Koordinaten der Proben sind in Tabelle 4 aufgelistet. Die Koordinaten der Proben von Wölfler finden sich in [Wölfler et al. \(2015\)](#). Der Punkt von [Brewer \(1969\)](#) kann aufgrund mangelnder Daten nicht genauer lokalisiert werden. Die Farben der Gesteinspolygone sind in der Legende auf der beiliegenden Karte ersichtlich.

Der Gaugen-Komplex, der sich im Hangenden der Wallner-Scherzone befindet, erreichte die prägenden Metamorphosebedingungen bereits während des Variszischen Ereignisses um 306 Ma, was anhand des Sm/Nd-Alters an Granat festgestellt wurde. Es kann angenommen werden, dass die Granate die *Peak*-Metamorphose anzeigen, da sich diese in den beobachteten Bedingungen im stabilen Gleichgewicht mit dem Gesamtgestein befinden. Diese *Peak*-Bedingungen wurden bei 560 °C und 6,5 kbar erreicht. Ar/Ar-Alter an Muskoviten ergeben etwa 290 Ma (Wölfler et al., 2015). Sie zeigen die Abkühlung unter etwa 380°C (Thöni, 2006). Rb/Sr-Biotitalter im Gaugen-Komplex zeigen eine Verjüngung von Süden nach Norden. Die beiden Proben 04R65 und 16G27 liegen südlich der Leßnigbach-Scherzone und obwohl sie relativ knapp beisammen liegen ergibt sich ein Alterunterschied von knapp 20 Ma (292 Ma, 273 Ma). Dies könnte auch auf Korngrößeneffekte zurückgehen. Die Biotite der Probe 04R65 weisen eine kleinere Korngröße auf als die der Probe 16G27. Durch die Diffusion konnte vermutlich mehr Sr während einer erneuten Aufheizung in der Oberkreide aus den Mineralen diffundieren, wodurch das etwas jüngere Alter zustande kommt. Die Probe 16G21 wurde nördlich der Leßnigbach-Scherzone genommen und gibt ein jüngeres Alter von 221 Ma. Dies lässt sich damit erklären, dass der Block nördlich der Scherzone während der Oberkreide tiefer lag und durch die Aktivität der Leßnigbach- und Wallner-Scherzonen angehoben wurde. Somit lagen auch die Biotite in der Probe in größerer Tiefe bei etwas höherer Temperatur, wodurch mehr Diffusion stattfinden konnte. Sie sind also stärker verjüngt.

Eine Probe, die von Brewer (1969) gemessen wurde, ergibt ein K/Ar-Biotitalter mit etwa 245 Ma und ein K/Ar-Muskovitalter mit 291 Ma. Da allerdings keine Koordinaten, sondern nur eine ungefähre Lokalität bekannt ist (ca. 46,791N, 13,281E; WGS 1984), kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob sie von nördlich oder südlich der Leßnigbach-Scherzone stammt. Dieses Alter steht im Einklang mit dem oben erwähnten Alter von 290 Ma an Muskoviten von Wölfler et al. (2015).

Abkühlung unter 120-60°C liefern Apatit *fission track* Alter von Wölfler et al. (2015). Diese zeigen, dass die Gesteine der südöstlichen Kreuzeckgruppe im Oligozän bis Miozän (16-25 Ma) nahe an die Oberflächen gekommen sind. Der aus den Daten berechnete Temperaturgradient liegt dabei bei 47°C/km. Wölfler et al. (2015) erklären diesen hohen Gradienten mit erhöhtem Wärmefluss durch magmatische Aktivität entlang der Periadriatischen Störung und mit der Exhumation heißer Penninischer-Decken im Miozän.

Anhand der Abkühlalter im Prijakt-Polinik-Komplex und im Gaugen-Komplex kann auf ein Alter der Wallner-Scherzone geschlossen werden. Die Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplex waren um 100 Ma tief versenkt (>20 km), wohingegen sich die Gesteine des Gaugen-Komplex bereits in oberen Krustenniveaus (<10 km) befanden. Da sie heute nebeneinander an der Erdoberfläche liegen, müssen sie nach 100 Ma angenähert worden sein, sprich der Prijakt-Polinik-Komplex muss exhumiert worden sein. Da die Grenze zwischen den beiden Komplexen die Wallner-Scherzone darstellt, muss sie für diese Annäherung verantwortlich sein. Die Wallner-Scherzone im engeren Sinn stellt eigentlich nur den lokalisierten Teil einer sehr mächtigen Abschiebung dar. Die Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplex, die als rekristallisierte Mylonite betrachtet werden können, weshalb sie auch so plattig brechen, inklusive der im Norden auftretenden Eklogite stammen aus großer

Tiefe (>40 km) und wurden an dieser Abschiebung, die sich ins Hangende immer weiter lokalisiert hat, exhumiert. Während der Exhumation kühlten die Gesteine immer weiter ab, wodurch es abschließend zur Bildung von Ultrakataklasiten kam. Im Zuge der Fokussierung auf eine distinkte Bewegungsbahn wurden Gesteine aus größerer Tiefe rasch exhumiert und gleichzeitig wurden an die Temperaturen angepasste Störungsgesteine gebildet. Da die Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplex eine Abkühlung unter 300 °C um 76 Ma zeigen, kann die Aktivität der Scherzone nicht später gewesen sein. Somit muss die Wallner-Scherzone eoalpidisch – in der Oberkreide – entstanden sein.

Ein Querschnitt durch eine übliche Scherzone ist in [Abbildung 36](#) dargestellt. Sie zeigt auch den Temperaturbereich, in der charakteristische Störungsgesteine ausgebildet werden. Die Temperaturen in der Wallner-Scherzone, scheinen sehr gering zu sein. Zieht man in Betracht, dass große Teile des Prijakt-Polinik-Komplex Teil der Scherzone sind, ergeben sich höhere Temperaturen, wie es mit der strichlierten Linie in [Abbildung 36](#) angedeutet ist.

Interessant ist auch die Leßnigbach-Scherzone, die den Gaugen-Komplex in EW Richtung durchtrennt. In ihr treten Gesteine auf, i.e. Grünschiefer und Phyllonite, die keine eindeutige Zuordnung haben. Einen möglichen Ursprung stellt der Strieden-Komplex dar. Im Profil zur Karte ist diese Möglichkeit eingezeichnet ([Abbildung 37](#)). Von Kartierungen weiter im Westen ([Schuster & Schmidt, 2003](#)) ist bekannt, dass der Strieden-Komplex im Liegenden des Gaugen-Komplex auftritt. Die Leßnigbach-Scherzone ist eine unüblich steile Überschiebungszone. Wenn man annimmt, dass sie mechanisch oder geometrisch mit der Wallner-Scherzone verbunden ist, die beiden Scherzonen also in der Tiefe verbunden sind, dann entsteht im Hangenden der Leßnigbach-Scherzone ein isolierter Block. Wenn man die S gerichtete Abschiebung im N und die S gerichtete steile Überschiebung im S zusammen bewegt, ergibt sich

daraus, dass der Block rotiert (im Profil in [Abbildung 33](#) gegen den Uhrzeigersinn). Wenn sich nun der Strieden-Komplex in nicht allzu großer Tiefe unter dem Gaugen-Komplex befindet, so kann er in der Leßnigbach-Scherzone an die Oberfläche kommen. Nach dieser Hypothese ist auch eine Altereinstufung für diese Scherzone möglich. Sie muss also wie die Wallner-Scherzone ebenfalls eoalpidisch sein. Wiederum sprechen die Temperaturen in der Scherzone gegen eine spätere Entstehung.

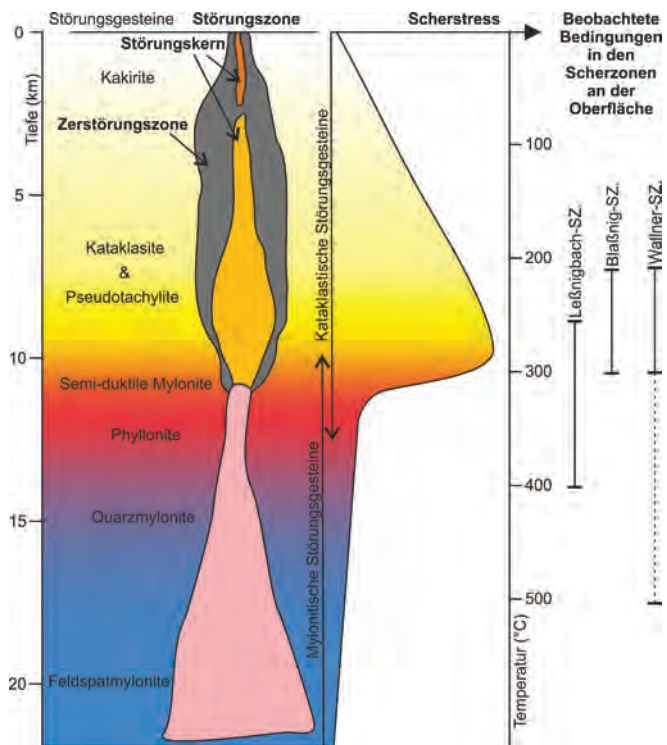


Abbildung 36: Modell einer subvertikalen Störungszone in kontinentaler Kruste von der Oberfläche bis in die Tiefe. Auf der rechten Seite sind die Temperaturbereiche markiert, die in den Scherzonen im untersuchten Gebiet an der Oberfläche beobachtet wurden. Die strichlierte Linie in der Wallner-SZ. beinhaltet Teile des Prijakt-Polinik-Komplex. Für weiter Erläuterungen siehe Text. Verändert nach [Cao & Neubauer \(2016\)](#).

Der Strieden-Komplex ist im untersuchten Gebiet nur kleinräumig vertreten, er spielt aber dennoch eine wichtige Rolle im Verständnis des Gebietes. Ähnlich wie der Gaugen-Komplex erreichte er die prägenden Metamorphosebedingungen während des Variszischen Ereignisses um 340 Ma mit 650 ± 100 °C bei $5,5 \pm 1$ kbar (Hoke, 1990). Etwas höhere Drücke von $8,8 \pm 1,5$ kbar bei 590 ± 20 °C werden von Proyer et al. (2001) angegeben. Im untersuchten Gebiet ist wahrscheinlich der hangenste Teil des Strieden-Komplex vorhanden, der womöglich niedrigere Temperaturen zeigt. Leider gibt es keine Daten dazu. Alpidisch wurden nur grünschieferfazielle Bedingungen erreicht. Dies ist durch variszische Ar/Ar-Alter an Muskoviten belegt, die mit 311-316 Ma ein variszisches Abkühlalter aufweisen (Schuster & Faupl, 2001). Wann und wie der Strieden-Komplex an die Stelle gekommen ist, an der er heute aufgeschlossen ist, konnte nicht eindeutig geklärt werden. Sicher ist, dass er im Norden durch die sinistrale Blaßnig-Scherzone begrenzt ist. Da im Süden der Goldeck-Komplex aufgeschlossen ist, muss es eine weitere tektonische Grenze im Süden geben. In einer vollständigen Abfolge liegt der Gaugen-Komplex dazwischen, wodurch anzunehmen ist, dass dieser aus südlich des Strieden-Komplex im Oberdrautal, unter alluvialen Sedimenten verborgen, auftritt. Zudem beinhaltet der Gaugen-Komplex im Hangensten Marmorzüge (Pestal et al., 2006), die im kartierten Gebiet vollständig fehlen. Daraus kann geschlossen werden, dass der Gaugen-Komplex südlich des Strieden-Komplex in nicht unbeachtlicher Mächtigkeit den Goldeck-Komplex unterlagert. Somit steht fest, dass es zwei Störungen im Oberdrautal geben muss. Eine vermutlich flache Deckengrenze zwischen Gaugen- und Goldeck-Komplex und eine steile Scherzone, die mit der Blaßnig-Scherzone vergleichbar sein dürfte. Diese muss einen dextralen Schersinn aufweisen. Zudem ist es denkbar, dass sich beide Scherzone an einem gewissen Punkt wieder vereinen. Der Strieden-Komplex stellt also eine Art Einschub dar und wurde wahrscheinlich von weiter im Westen an die heutige Position verfrachtet. Dies ist nicht unwahrscheinlich, da er dort in größerer Mächtigkeit auftritt (Schuster & Schmidt, 2003). Diese tektonische Struktur könnte wohl als *tulip structure* bezeichnet werden. Die Alterseinstufung ist dagegen weitaus ungenauer, da es keine direkten Daten gibt. Sie ist nicht mit den anderen beiden Scherzonen (Wallner-, Leßnigbach-SZ.) korrelierbar, kann also durchaus zu einer anderen Zeit entstanden sein. Aufgrund der Temperatur der Scherung kann eine post-kretazische Aktivität nahezu ausgeschlossen werden. Es ist anzunehmen, dass die heutige Konfiguration der Strieden- und Gaugen-Komplexe bereits Bestand hatte. Dies geschah vermutlich post-variszisch, womöglich im Perm. Auch dafür gibt es keine direkten Beweise. Es ist lediglich bekannt, dass die Deckengrenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex eine Phyllonitzone darstellt, die unter grünschieferfaziellen Bedingungen gebildet wurde und prä-alpidisch ist (Schuster & Schmidt, 2003). Da die beiden Komplexe variszisch amphibolitfaziell geprägt wurden, muss die Überschiebung nachher stattgefunden haben. Unter der Annahme, dass diese Deckengrenze permisch ist, wäre es denkbar, dass die Blaßnig-Scherzone im Jura entstand. Im Jura war das Gebiet der heutigen Ostalpen von großer sinistraler Seitenverschiebungstektonik betroffen (z.B. Schuster & Frank, 1999), die dafür verantwortlich war, dass unter anderem der Meliata-Hallstatt Ozean nach Westen geschoben wurde. Diese Alterseinstufung der Blaßnig-Scherzone ist sehr spekulativ und unbewiesen. Dennoch sollte die Möglichkeit erwähnt werden.

Der Goldeck-Komplex erreichte die prägenden Bedingungen während des Variszischen

Ereignisses zwischen 307 und 322 Ma (Brewer, 1969). Da nur in den tiefsten Anteilen Biotit vorhanden ist und Granat gänzlich fehlt, wurden maximal grünschieferfazielle Bedingungen erreicht. Eine Überprägung während des Eoalpidischen Ereignisses war sehr gering und erreichte lediglich anchizonale Bedingungen (Niedermayr & Niedermayr, 1984).

15.2 Nord-Süd Profil

In [Abbildung 37](#) sind 2 Profile dargestellt, wobei es sich dabei um denselben Ausschnitt handelt. Der nördliche Punkt liegt an den Koordinaten Lon 13,322 Lat 46,84, während sich der südliche Punkt bei Lon 13,322 Lat 46,737 befindet (Koordinatensystem: WGS 1984, Dezimalkoordinaten). In [Abbildung 37A](#) ist nur der oberste km dargestellt, dafür wurde aber das Einfallen der Schieferung angedeutet. Im linken Bereich befindet sich der Prijakt-Polinik-Komplex, dessen plattige Paragneise sehr einheitliches Einfallen aufweisen. Darüber befindet sich die Wallner-Scherzone, die vor allem durch die lila eingezeichneten Ultrakataklasite auffällt. Der nach S abschiebende Schersinn wurde verzeichnet. Im Hangenden davon folgt der Gaugen-Komplex. Es wird interpretiert, dass dieser in nicht allzu großer Tiefe vom Strieden-Komplex unterlagert wird. Diese Annahmen stammen daher, dass der Strieden-Komplex nicht allzu weit entfernt im Westen an die Oberfläche tritt und der Gaugen-Komplex somit geringe Mächtigkeit aufweist. Weiter im S folgt die Leßnigbach-Scherzone, die durch ihre Steilheit und die darin auftretenden Gesteine auffällt. Der nach S überschiebende Charakter ist ebenfalls verzeichnet. Dies betrachtet fällt nun auf, dass der Gaugen-Komplex gegen den Uhrzeigersinn zu rotieren scheint. Der unterlagernde Strieden-Komplex kann somit in der Leßnigbach-Scherzone an die Oberfläche kommen. Die Gesteine in der Leßnigbach-Scherzone geben allerdings bis heute Rätsel auf. Es konnten keine Granat-Relikte erkannt werden. Vielleicht ist dies auf die starke Überprägung in Grünschieferfazies zurückzuführen. Zudem wäre es denkbar, dass es sich um hangendste Anteile des Strieden-Komplex handelt, in denen womöglich nie Granat vorhanden war. Weiter im Süden lagert nun wiederum der Gaugen-Komplex und wird bei der Blaßnig-Scherzone gegen den Strieden-Komplex begrenzt. Der Strieden-Komplex ist in diesem Bereich so eingezeichnet, dass er den Gaugen-Komplex an einer flachen Deckengrenze unterlagert und an einer steilen Scherbahn an die Oberfläche kommt. Zieht man in Betracht, dass die Deckengrenze flach nach E fällt, reicht eine sinistrale Bewegung der Blaßnig-Scherzone aus, um den Strieden-Komplex an dieser Stelle an die Oberfläche zu bringen. Es gab vermutlich zusätzlich eine vertikale Bewegung, an welcher der S-Block noch etwas angehoben wurde, diese ist allerdings zu vernachlässigen. Weiter im S wird der Strieden-Komplex wiederum an einer steilen Scherzone begrenzt. Man kann sich diese Struktur als *tulip structure* vorstellen. Dies ist in [Abbildung 37B](#) besser ersichtlich. Nun taucht ein weiteres Problem auf. Im Gelände tritt der Goldeck-Komplex südlich davon an der Oberfläche auf. Dieser wird, wie auf GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (Pestal et al., 2006) ersichtlich vom Gaugen-Komplex unterlagert, der eine relativ große Mächtigkeit aufweist. Wie kann also der Strieden-Komplex, der nur durch Seitenverschiebungen an die heutige Position gebracht wurde, an mächtige Abfolgen des Gaugen-Komplex grenzen? Da an der Blaßnig-Scherzone nicht viel vertikale Bewegung ersichtlich ist, kann dies nur an einer zweiten Scherzone weiter im S geschehen sein. Es muss also eine starke Überprägung stattgefunden haben, die den gesamten nördlichen

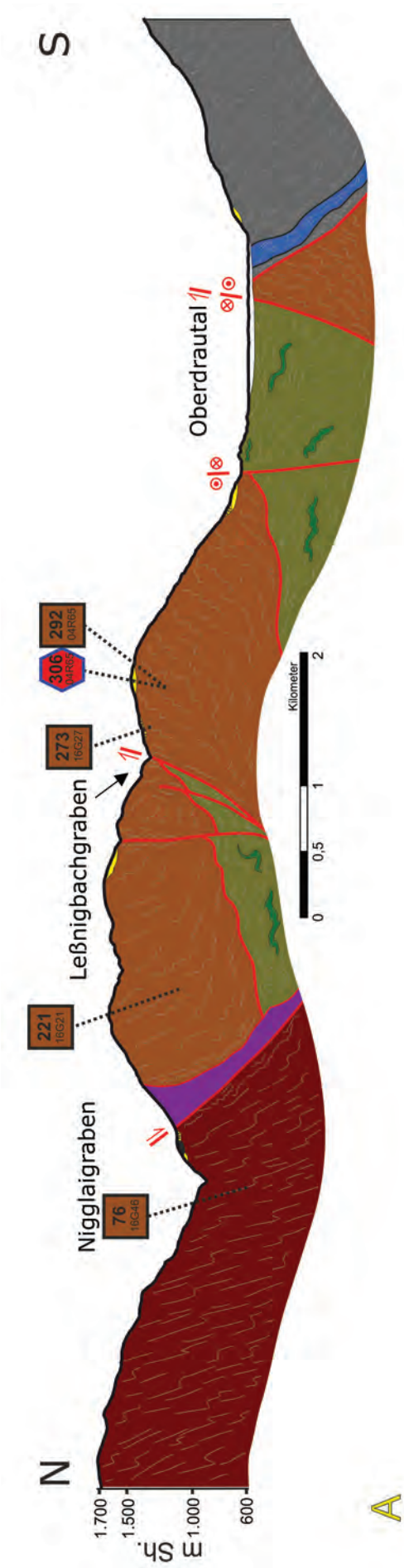
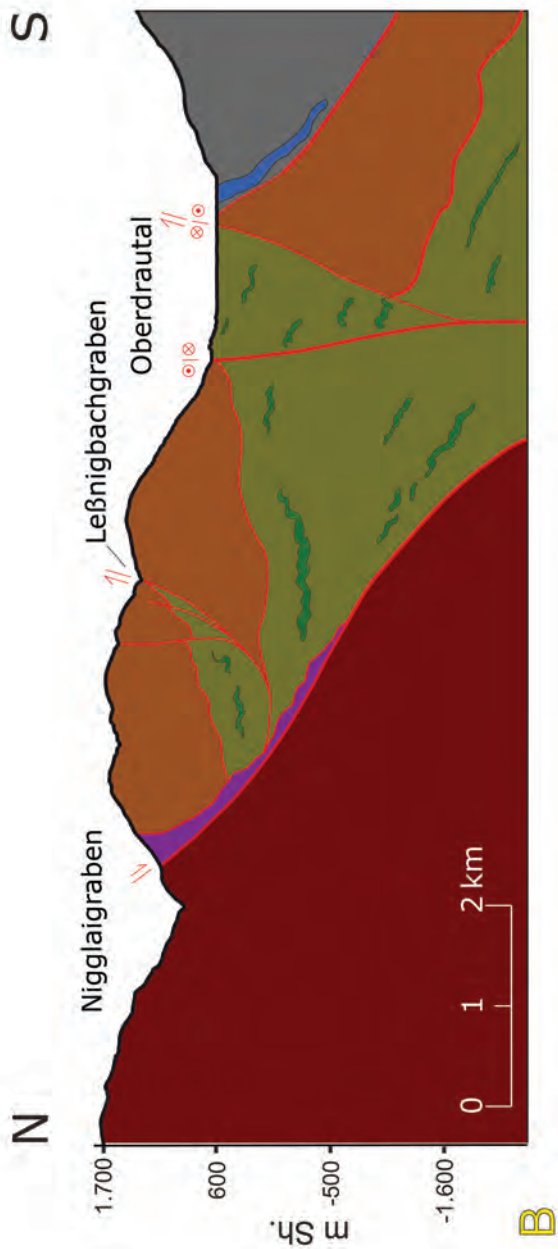


Abbildung 37: Profil durch die SE Kreuzeckgruppe. Bei beiden Profilen handelt es sich um denselben Ausschnitt (Koordinaten: Lon 13,322 Lat 46,84; Lon 13,322 Lat 46,737; WGS 1984, Dezimalkoordinaten). In A wurde das Gesteinseinfällen durch weiße Linien angedeutet, während in B diese fehlen, dafür aber in größere Tiefe gezeichnet wurde. Die Legende ist auf der beiliegenden Karte ersichtlich.



Block gegen den südlich davon gelegenen angehoben hat. Dies könnte im Ausgleich von Platzproblemen während starker alpidischer N-S Einengung begründet sein. Alles in allem gibt der Südteil des Profil noch Rätsel auf, da es höchst fragwürdig ist, ob diese zweite Scherzone, die den Strieden-Komplex im Süden begrenzen soll, tatsächlich 2 Bewegungsrichtungen aufweist, wobei beide relativ hohen Versatz aufweisen müssen. Weitere Kartierungen weiter im Westen sind somit unbedingt vonnöten, um dieses Gebiet besser verstehen zu können.

15.3 Weiterer Verlauf der Scherzonen

Allem voran muss erwähnt werden, dass der Verlauf der Scherzonen im Westen in dieser Arbeit ungeklärt bleiben muss. Wie bereits erwähnt, können Aussagen dazu nur durch Kartierungen im Westen getroffen werden.

Die Wallner-Scherzone verläuft im Osten vermutlich weiter bis zur Mölltal-Störung und wird von dieser abgeschnitten. Grobe Begehungen weiter im Westen zeigen, dass die Wallner-Scherzone von einer spröden NS verlaufenden Störung abgeschnitten wird. Näheres zum Verlauf dieser kann vorerst nicht gezeigt werden.

Die Leßnigbach-Scherzone verläuft nach Westen vermutlich in der Goldeckgruppe durch eine Reihe an Goldbergwerken im Siflitzgraben und stellt dann die auf GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (Pestal et al., 2006) verzeichnete Scherzone dar, die dann wiederum von der Mölltal-Störung abgeschnitten wird.

Die Blaßnig-Scherzone und die weiter oben erwähnte zweite Scherzone im Oberdrautal, die den Strieden-Komplex im Süden begrenzt, könnten zusammenlaufen und in enger Vergesellschaftung mit der variszischen Deckengrenze zwischen dem Gaugen- und Goldeck-Komplex bis zur Mölltal-Störung EW-streichend weiter verlaufen. Auch auf GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (Pestal et al., 2006) sind zwei separate Scherzonen verzeichnet. Eine flache Deckengrenze und eine steile zweite Scherzone.

Ob es eine weitere NS-streichende Scherzone von Kleblach-Lind bis Sachsenburg gibt, muss bis auf Weiteres ungewiss bleiben. Wenn diese vorhanden sein sollte, kann der horizontale Versatz nicht besonders groß sein. Über den vertikalen Versatz kann keine Aussage gemacht werden.

16 Conclusio

Durch feldgeologische Aufnahmen, Petrologie, Strukturgeologie und Geochronologie konnten folgende Kenntnisse in dem untersuchten Gebiet in der SE Kreuzeckgruppe gewonnen werden:

Der Prijakt-Polinik-Komplex, der die nördlichsten und liegensten Bereiche des kartierten Gebiets aufbaut, weist eine variszische, permische und alpidische Metamorphose auf. Während der eoalpidischen (kretazisch) wurden im Kartiergebiet amphibolitfazielle Bedingungen erreicht, wodurch die früheren Ereignisse stark überprägt wurden. Anschließend wurden die Gesteine rasch exhumiert, wodurch sie um 76 Ma unter 300 °C abkühlten.

An der Wallner-Scherzone, welche eine spät-kretazische Abschiebung und gleichzeitig Deckensystemgrenze darstellt, wurde der Prijakt-Polinik-Komplex exhumiert und grenzt seither an den Gaugen-Komplex. Dieser weist eine variszische Prägung in Amphibolitfazies (560 °C und 6,5 kbar) und eine grünschieferfazielle eoalpidische Überprägung auf. Er wird von der spät-kretazischen Leßnigbach-Scherzone in E-W Richtung durchtrennt, wodurch eine Zerteilung des Komplexes in Bezug auf die Abkühlungsgeschichte erfolgte. Der Nordblock wurde um 221 Ma unter 300 °C abgekühlt, während der Südblock diese Temperatur bereits um etwa 280 Ma unterschritt.

Ähnlich wie der Gaugen-Komplex erreichte auch der Strieden-Komplex die prägenden Metamorphosebedingungen im Amphibolitfazies während des Variszischen Ereignisses und wurde eoalpidisch grünschieferfaziell überprägt. Er tritt südlich des Gaugen-Komplex, als tektonischer Einschub zwischen der Blaßnig- und einer weiteren Scherzone im Süden auf, obwohl er sich im tektonisch liegenden dessen befindet. Weitere Scherzonen trennen den Strieden-Komplex im Süden wiederum gegen den Gaugen- und anschließend den hangenden Goldeck-Komplex. Letzterer weist eine grünschieferfazielle, variszische Prägung auf, die eoalpidisch kaum überprägt wurde.

Die Scherzonen, die im kartierten Gebiet auftreten, werden allesamt im Osten von der miozänen Mölltal-Störung abgeschnitten. Der weitere Verlauf im Westen bedarf weiterer Untersuchungen und flächiger Landesaufnahme.

17 Referenzen

- Angel, F. & Krajicek, E. (1939): Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, 49: 26-57, Klagenfurt.
- Canaval, R. (1934): Die Antimonitvorkommen des oberen Drautales. – Mont. Rdsch, 26, 1-16.
- Cao, S. & Neubauer, F. (2016): Deep crustal expressions of exhumed strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries. – Earth-Science Reviews, 162, 155-176.
- Coggon, R., & Holland, T. J. B. (2002): Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. – Journal of Metamorphic Geology, 20(7), 683-696.
- Brewer, M. S. (1969): Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. – Earth and Planetary Science Letters, 6(5), 321-331.
- de Capitani, C. D., & Petrakakis, K. (2010): The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. – American Mineralogist, 95(7), 1006-1016.
- Decker, K., & Peresson, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: Wessely, G. & Liebl, W. (eds.) Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE, Special Publication, 5, 69-77.
- Dellmour, K. & Widder, R.W. (1984): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf dem Blatt 181 Obervellach – Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 128/2: 316-317.
- Deutsch, A. (1977): Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120/2: 231-294.
- Deutsch, A. (1984): Young Alpine dikes south of the Tauern Window (Austria): A K-Ar and Sr isotope study. – Contrib. Mineral. Petrol., 85: 45-57.
- Deutsch, A. (1988): Die frühalpidische Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten). - Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 131/4: 553-562.
- Faupl, P. (2003): Historische Geologie. – 2. Auflage, UTB für Wissenschaft: Uni-Taschenbücher, 271 S., Facultas (Wien).
- Friedrich, O. M. (1963): Kreuzeckgruppe. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 1: 220 Seiten.
- Froitzheim, N., Plašienka, D. & Schuster, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. In: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. – Geological Society of London, 1141-1232.
- Gaidies, F., Abart, R., De Capitani, C., Schuster, R., Connolly, J. A. D., & Reusser, E. (2006): Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – Journal of Metamorphic Geology, 24(6), 451-475.
- Griesmeier, G. E. U., Schuster, R., Grasemann, B. & Huet, B. (akzeptiert): Variscan to Eoalpine tectono-metamorphic history of the Austroalpine Units south of the Tauern Window (Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria) – 13. Workshop on Geological Studies, Zlatibor, September 2017.

- Griesmeier, G. E. U. & Schuster, R. (akzeptiert): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 110.
- Heinz, H. (1987): Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). – Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 130: 175-203.
- Hießleitner, G. (1947): Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1947: 1-95.
- Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Höck, V., Neubauer, F. & Schuster, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizer mineralogische und petrographische Mitteilungen, 79: 155-181.
- Hoke, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps - basement crust in a convergent plate boundary zone. – Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 133, 5-87.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – Journal of metamorphic Geology, 16(3), 309-343.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (2003): Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. – Contributions to Mineralogy and Petrology (2003) 145: 492-501.
- Kurz, W., Fritz, H., Piller, W. E., Neubauer, F., and Genser, J. (2001): Overview of the Paleogene of the Eastern Alps. – In: Piller, W. E. and Rasser, M. (eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, 14: 11-56.
- Linner, M., Richter, W. & Thöni, M. (1998): Frühalpidische Metamorphose- und Abkühlgeschichte der Eklogite im ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster (Schobergruppe). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 143, 334-335.
- Ludwig, K. R. (2003): Isoplot/Ex, version 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley. – California, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 70pp.
- Massonne, H.-J. (1991): Druck-Temperatur-Entwicklung Phenitführender Eklogite. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 136, 55-77.
- Massonne, H.-J. (1992): Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks. – In: Kharaka, Y. K. & Maest, A. S. (eds.) Water-Rock Interaction, Balkema (Rotterdam), 1523-1526.
- Meyer, J. (1977). Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten). – Unveröffentlichte Dissertation der formal- und naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, 138 S., 50 Abb., 16 Tab., 6 Beilagen., Wien.
- Michálek, M., Putiš, M., & Hauzenberger, C. A. (2011): P-T data of Ky-St-Grt gneisses hosting HP amphibolites and eclogites from the Austroalpine Polinik complex, Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria. – Central European Journal of Geosciences, 3(2), 197.
- Miller, C. H., Thöni, M., Konzett, J., Kurz, W. & Schuster, R. (2005): Eclogites from the Koralpe and Saualpe Type-localities, Eastern Alps, Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 150: 227-263.
- Müller, D. G. D., Stumpfl, E. F., & Taylor, W. R. (1992): Shoshonitic and alkaline lamprophyres

- with elevated Au and PGE concentrations from the Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria. – *Mineralogy and Petrology*, 46(1), 23-42.
- Niedermayr, E. & Niedermayr, G. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Perm und Skyth auf Blatt 198 Weißbriach. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1984: 86-87.
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Engi, M., Goffé, B., Gosso, G., Handy, M. R., Höck, V., Koller, F., Lardeaux, J.-M., Plino, R., Rossi, P., Schuster, R., Schwartz, S. & Spalla, I. (2004): *Metamorphic Structure of the Alps*. – CCGM (Commission of the Geological Maps of the World), Paris.
- Pestal, G., Hejl, E., Braunstingl, R., Schuster, R. (Red.) (2009): *Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. Erläuterungen*. – 162 S, Geologische Bundesanstalt (Wien).
- Pestal, G., Rataj, W., Reitner J. M. & Schuster, R. (2006): *Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000, Blatt 182 Spittal an der Drau*. – Geologische Bundesanstalt (Wien).
- Petrakakis, K. & Dietrich, H. (1985): MINSORT: A program for the processing and archivation of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie/Monatshefte*, H. 8, 379-384.
- Pichler, A. (2009): *Bergbau in Westkärnten: eine Bestandsaufnahme der noch sichtbaren Merkmale der historischen Bergbaue in Westkärnten (Vol. 63)*. – Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten.
- Proyer, A., Schuster, R., Hoinkes, G. & Faupl, P. (2001): Permo-Triassic metamorphic evolution of the Kreuzeck-Goldeck mountains (Carinthia, Austria). – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 146: 240-242.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S.M. & Neugebauer, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. – *Geology*, 17: 404-407.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97/1, 93-117.
- Schönlaub, H. P. (1987): *Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000, Blatt 198 Weißbriach*. – Geologische Bundesanstalt (Wien).
- Schulz, B., Finger, F. & Krenn, E. (2005): Auflösung variskischer, permischer und alpidischer Ereignisse im polymetamorphen ostalpinen Kristallin südlich der Tauern mit EMS-Datierung von Monaziten. – In: Schuster, R. (Hrsg.): *Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.-16.09.2005 Gmünd, Kärnten*, 141-153, Wien (Geol. B-A.).
- Schuster, R. (2004): The Austroalpine crystalline units in the Eastern Alps. – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, 9: 30-36.
- Schuster, R. (2005): Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau. – *Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt, 2005 Gmünd*: 39-61.
- Schuster, R., Daurer, A., Krenmayr, H., Linner, M., Mandl, G. W., Pestal, G., & Reitner, J. M. (2015): *Rocky Austria. Geologie von Österreich - kurz und bunt*. – 4. Auflage, 80 S, Geologische Bundesanstalt (Wien).
- Schuster, R. & Faupl, P. (2001): Permo-Triassic sedimentary record and contemporaneous thermal basement evolution in the Drauzug-Goldeck-Kreuzek area (Eastern Alps / Austria). – *Abstract Volume 5th Workshop on Alpine Geological Studies (Obergurgl/ Austria)*, Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 25: 192-194.

- Schuster, R. & Frank, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitteilungen der Geologischen Bergbau Studenten. Österreich*, 42: 37-58, Wien.
- Schuster, R., Kurz, W., Krenn, K. & Fritz, H. (2013): Introduction to the Geology of the Eastern Alps. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 99, 121-132.
- Schuster, R., Pestal, G., & Reitner, J. (2006): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau, Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R. & Frank, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine - Southalpine realm. – *Mitteilungen der Geologischen Bergbau Studenten. Österreich*, 44: 111-141.
- Schuster, R. & Schmidt, K. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 143/3: 453-455.
- Schuster, R. & Stüwe, K. (2008): Permian Metamorphic Event in the Alps. – *Geology*, 36/8: 303-306.
- Sölva, H., Grasemann, B., Thöni, M., Thiede, R. & Habler, G. (2005): The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE- directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). – *Tectonophysics*, 401, 143-166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.005>
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2004): The Transmed Transsects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. – In: Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, and Ziegler PA (eds): *The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle*. – 141 pp, Springer Verlag.
- Thöni, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – *Mineralogy and Petrology*, 88(1-2), 123-148.
- Tollmann, A. (1977): *Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen*. – 766 pp, Deuticke, Wien.
- van Husen, D. (1987): *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. – Geologische Bundesanstalt, 24 S., 1 Kt., Wien.
- White, R. W., Pomroy, N. E. & Powell, R. (2005): An in-situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. – *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 579–602.
- White, R.W., Powell, R. & Holland T. J. B. (2007): Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. – *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511–527.
- Wölfler, A., Dekant, C., Frisch, W., Danšík, M., & Frank, W. (2015): Cretaceous to Miocene cooling of Austroalpine units southeast of the Tauern Window (Eastern Alps) constrained by multi-system thermochronometry. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108, 1.

Geologische Karte der SE Kreuzeckgruppe 1 : 20 000

