



universität  
wien

# MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Geologie des hinteren Neuhofgrabens (Steiermark):  
Petrologie, Geochemie, Geochronologie  
ostalpiner Kristallineinheiten“

verfasst von / submitted by

Gerald Schuberth-Hlavač, BSc

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

Wien, 2021 / Vienna 2021

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

UA 066 815

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

Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreut von / Supervisor:

Privatdoz. Dr. Ralf Schuster

Mitbetreut von / Co-Supervisor:

-



## Zusammenfassung

Untersucht wurde ein Gebiet in der zentralen Gleinalm, Steiermark, nordwestlich von Graz. Es ist zur Gänze Teil des Oberostalpinen Deckenstapels. Zum größten Teil liegt es im Silvretta-Seckau-Deckensystem und ein kleiner Teil im Südosten wird dem Koralm-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Die das Gebiet prägenden Lithologien sind (1) Augengneise des Gleinalm-Augengneis-Lithodems, (2) Amphibolite des Speik-Komplexes, (3) Granat-Glimmerschiefer des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems und (4) die Amphibolit-Orthogneis-Wechselagerung des Amering-Komplexes. Sie zeigen ein gemeinsames relativ einheitliches SE Einfallen und ein SW-SE Streckungslinear. Eine koaxiale Deformation ist dominierend, ein Lagenbau ist erkennbar und eine Foliation ist mehr oder wenig stark ausgeprägt.

Unter dem Mikroskop zeigen die Lithologien eine für sie jeweils charakteristische Paragenese der Amphibolitfazies. Basierend auf Kyanit Pseudomorphosen nach Andalusit und zweiphasigem Granat in den Glimmerschiefern des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems lassen sich zwei Metamorphosen ableiten: Eine Temperatur- und eine Druck-betonte.

Geochronologische Berechnungen zeigen folgende, als Abkühlalter interpretierte, Werte: Für das Silvretta-Seckau-Deckensystem: (1) Hornblende im Ar/Ar-System aus dem Speik-Komplex unter ca. 500 °C vor  $99,0 \pm 2,2$  Ma, (2) Muscovit im Ar/Ar-System aus dem Gleinalm-Augengneis-Lithodem unter ca. 400 °C vor  $81,0 \pm 0,7$  Ma und (3) Biotit im Rb/Sr-System aus dem Amering-Komplex unter ca. 300 °C vor  $80,8 \pm 0,8$  Ma. Für das Koralm-Wölz-Deckensystem ergeben sich Muscovit-Alter im Ar/Ar-System von  $84,2 \pm 0,5$  Ma.

Für das Gleinalm-Augengneis-Lithodem wurde mittels Zirkon im U/Pb-System ein Wert von  $261 \pm 2$  Ma berechnet, der als Bildungsalter verstanden wird.

Erwähnte Metamorphosen werden dadurch wie folgt zugeordnet: Die Ältere, Temperatur-betonte Metamorphose, wird dem Permischen Ereignis zugeordnet, wobei der Protolith des Gleinalm-Augengneis-Lithodems gebildet wurde. Die Jüngere, Druck-betonte Metamorphose wird aufgrund der Abkühlalter dem Eoalpinen Ereignis zugerechnet.

Für die letzte prägende Metamorphose im Zuge des Eoalpinen Ereignisses, wurden Druck- und Temperatur-Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies (ca. 585 °C bei 8,3 kbar) abgeschätzt.

Es wird vermutet, dass die Gesteine auch vor dem Permischen Ereignis Metamorphosen durchliefen, diese sind jedoch aufgrund der Dominanz der eoalpinen Metamorphose nur bedingt feststellbar.

Aufgrund geochemischer Untersuchungen werden die lithodemischen Einheiten wie folgt interpretiert: Gleinalm-Augengneis-Lithodem: Kalium-reiche granitische Intrusion; Speik-Komplex: Backarc-Becken-Basalte und Ultramafitite; Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem: Pelitische Sedimente einer felsischen Landmasse, die bei einem oder in der Nähe eines aktiven Kontinentalrandes abgelagert wurde und Amering-Komplex: Fortgeschritten entwickelter Inselbogen oder kontinentaler magmatischer Bogen.

Insgesamt wir hier von einem Subduktionssystem mit einem spät neoproterozoischen bis paläozoischen Ursprung ausgegangen. Der Amering-Komplex stellt den sich durch anhaltende Subduktion, Verwitterung und Erosion entwickelnden Inselbogen oder kontinentalen magmatischen Bogen dar. Die für diesen Komplex charakteristische Amphibolit-Orthogneis-Wechselagerung wird als ein *magma mingling* von sauren und basischen Schmelzen interpretiert. Der Speik-Komplex wird als dessen Backarc-Becken und nunmehr als Ophiolith einer Supra-Subduktionszone verstanden. Das Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem wird als die in diesem Becken abgelagerten Sedimente interpretiert.

Im Perm intrudierte der Protolith der heutigen Augengneise in Form eines Kalium-reichen Granits. Auswirkungen dieses Ereignisses lassen sich im Speik-Komplex und Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem belegen, im Amering-Komplex nicht.

Im Zuge des Eoalpinen Ereignisses kam es schlussendlich zur Deckenstapelung: Das Koralm-Wölz-Deckensystem wurde auf das Silvretta-Seckau-Deckensystem aufgeschoben und innerhalb dessen der Speik-Komplex auf den Amering-Komplex.

## Abstract

An area in the central Gleinalm, Styria, northwest of Graz was examined. It is entirely part of the Upper Austroalpine nappe stack. Most of it is in the Silvretta-Seckau Nappe System and a small part in the southeast is assigned to the Koralpe-Wölz Nappe System. The lithologies that characterize this area are (1) augengneiss of the Gleinalm Augengneis Lithodeme, (2) amphibolites of the Speik Complex, (3) garnet mica schist of the Neuhof Mica Schist Lithodeme and (4) the amphibolite-orthogneiss alternation of the Amering Complex. They show a common, relatively uniform SE dip and a SW-SE stretching lineation. A coaxial deformation is dominant, a layer structure is evident and a foliation is more or less pronounced.

Under the microscope, the lithologies show a characteristic paragenesis of the amphibolite facies. Based on kyanite pseudomorphs after andalusite and two-phase garnet in the mica schists of the Neuhof Mica Schist Lithodeme, two metamorphoses can be assumed: one that is temperature dominated and one that is pressure dominated.

Geochronological calculations show the following values, which are interpreted as cooling ages: For the Silvretta-Seckau Nappe System: (1) Hornblende in the Ar/Ar system from the Speik Complex indicate cooling below approx. 500 °C before  $99.0 \pm 2.2$  Ma, (2) Muscovite in the Ar/Ar system from the Gleinalm Augengneis Lithodeme indicate cooling below approx. 400 °C before  $81.0 \pm 0.7$  Ma and (3) Biotite in the Rb/Sr system from the Amering Complex indicate cooling below approx. 300 °C before  $80.8 \pm 0.8$  Ma. For the Koralpe-Wölz Nappe System, the muscovite age in the Ar/Ar system is  $84.2 \pm 0.5$  Ma. For the Gleinalm Augengneis Lithodeme, a value of  $261 \pm 2$  Ma was calculated using zircon in the U/Pb system, which is understood as a formation age.

According to the geochronological age date mentioned metamorphic events are assigned as follows: The older, temperature-dominated metamorphosis is assigned to the Permian event, whereby the protolith of the Gleinalm-Augengneis-Lithodeme was formed. The younger, pressure-dominated metamorphosis is attributed to the Eoalpine event due to the cooling ages.

For the last metamorphosis in the course of the Eoalpine event, pressure and temperature conditions of the epidote amphibolite facies (approx. 585 °C at 8.3 kbar) were estimated.

In the units of the Silvretta-Seckau Nappe System mineral relics indicate a pre-Permian metamorphic imprint, but more precise information is difficult to detect because of the Eoalpine overprint.

On the basis of geochemical analyses, the lithodemic units are interpreted as follows: Gleinalm Augengneis Lithodeme: Potassium-rich granitic intrusion; Speik Complex: Back-arc basin basalts and ultramafites; Neuhof Mica Schist Lithodeme: Pelitic sediments of a felsic landmass deposited at or near an active continental margin; Amering Complex: Evolved island arc or continental arc.

Overall, a subduction system with a late Neoproterozoic to Paleozoic origin is assumed. The Amering Complex represents the island or continental arc that develops through sustained subduction, weathering and erosion. The amphibolite-orthogneiss alternation characteristic of this complex is interpreted as a magma mingling of acidic and basic melts. The Speik Complex is understood as its back-arc basin that now is present as a supra-subduction zone ophiolite. The Neuhof Mica Schist Lithodeme is interpreted as the sediments deposited in this basin.

In the Permian, the protolith of today's augengneiss intruded as potassium-rich granite. The effects of this event (Permian metamorphism) can be observed in the Speik Complex and in the Neuhof Mica Schist Lithodeme but were not detected in the Amering Complex.

In the course of the Eoalpine event, the nappes were stacked: The Koralpe-Wölz Nappe System was thrust onto the Silvretta-Seckau Nappe System and within the latter the Speik Complex was thrust onto the Amering Complex.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1. Geographischer Überblick . . . . .	1
1.2. Geologischer Überblick . . . . .	2
1.3. Erforschungsgeschichte . . . . .	2
<b>2. Kartierung</b>	<b>6</b>
2.1. Überblick . . . . .	6
2.2. Lithologien . . . . .	6
2.2.1. Unterschiede in den Lithologien . . . . .	9
2.3. Gefüge . . . . .	9
<b>3. Petrographie – Makroskopisch</b>	<b>13</b>
3.1. Gleinalm-Augengneis-Lithodem . . . . .	13
3.1.1. Augengneis . . . . .	13
3.1.2. Untergeordnete Lithologien . . . . .	13
3.2. Speik-Komplex . . . . .	14
3.2.1. Amphibolite . . . . .	14
3.2.2. Serpentin . . . . .	15
3.2.3. Untergeordnete Lithologien . . . . .	16
3.3. Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem . . . . .	16
3.3.1. Glimmerschiefer . . . . .	16
3.3.2. Untergeordnete Lithologien . . . . .	18
3.4. Amering-Komplex . . . . .	19
3.4.1. Amphibolit . . . . .	19
3.4.2. Orthogneis . . . . .	20
3.4.3. Kataklasit . . . . .	20
3.5. Rappold-Komplex . . . . .	20
3.5.1. Glimmerschiefer . . . . .	20
3.5.2. Marmor . . . . .	21
3.5.3. Quarzit . . . . .	21
3.6. Wölz-Komplex . . . . .	21
3.6.1. Kyanit-Granat-Glimmerschiefer . . . . .	21
<b>4. Petrographie – Mikroskopisch</b>	<b>23</b>
4.1. Gleinalm-Augengneis-Lithodem . . . . .	23
4.1.1. Augengneis . . . . .	23
4.1.2. Gabbro . . . . .	26
4.2. Speik-Komplex . . . . .	27
4.2.1. Amphibolite . . . . .	27
4.2.2. Serpentin . . . . .	30
4.3. Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem . . . . .	31
4.3.1. Glimmerschiefer . . . . .	31
4.3.2. Quarzit . . . . .	34
4.3.3. Calcit-Marmor . . . . .	35
4.4. Amering-Komplex . . . . .	36
4.4.1. Amphibolit . . . . .	36
4.4.2. Orthogneis . . . . .	38
4.5. Zusammenfassung und Interpretation . . . . .	39

<b>5. Rasterelektronenmikroskop: Glimmerschiefer</b>	<b>41</b>
5.1. Methodik . . . . .	41
5.2. Ergebnisse . . . . .	41
5.3. Interpretation . . . . .	41
<b>6. Röntgendiffraktometrie: Serpentin</b>	<b>43</b>
6.1. Methodik . . . . .	43
6.2. Ergebnisse . . . . .	43
6.3. Protolith? . . . . .	44
<b>7. Geochemie</b>	<b>45</b>
7.1. Methodik . . . . .	45
7.2. Übersicht . . . . .	46
7.3. Gleinalm-Augengneis-Lithodem . . . . .	48
7.3.1. Augengneis . . . . .	48
7.3.2. Gabbro . . . . .	55
7.4. Speik-Komplex . . . . .	56
7.4.1. Amphibolite . . . . .	56
7.5. Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem . . . . .	60
7.5.1. Glimmerschiefer . . . . .	60
7.6. Amering-Komplex . . . . .	63
7.6.1. Amphibolite . . . . .	63
7.6.2. Orthogneise . . . . .	65
7.6.3. Entwickelter Inselbogen? . . . . .	66
7.7. Interpretation der lithodemischen Einheiten . . . . .	71
<b>8. Geochronologie</b>	<b>72</b>
8.1. Probenentnahmestellen . . . . .	72
8.2. Argon-Argon Datierung . . . . .	73
8.2.1. Methodik . . . . .	75
8.2.2. Ergebnisse . . . . .	80
8.3. Rubidium-Strontium Datierung . . . . .	85
8.3.1. Methodik . . . . .	85
8.3.2. Ergebnisse . . . . .	86
8.4. Uran-Blei Datierung . . . . .	87
8.4.1. Methodik . . . . .	88
8.4.2. Ergebnisse . . . . .	88
8.5. Diskussion und Zusammenfassung . . . . .	89
<b>9. Metamorphosen</b>	<b>96</b>
9.1. Eoalpine Metamorphose . . . . .	96
9.1.1. Methodik . . . . .	96
9.1.2. Ergebnisse . . . . .	97
9.2. Permische Metamorphose . . . . .	97
9.3. Serpentinisierung . . . . .	97
9.4. Diskussion . . . . .	98
<b>10. Zusammenfassende Diskussion</b>	<b>102</b>
10.1. Kurzzusammenfassung der Untersuchungen . . . . .	102
10.2. Mögliche Geologische Entwicklung . . . . .	102
10.2.1. Die Einheiten . . . . .	103
10.2.2. Zeitliche Abfolge . . . . .	107
10.3. Offene Fragen . . . . .	111
<b>Danksagungen</b>	<b>115</b>

<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>117</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>127</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>129</b>
<b>A. Anhang</b>	<b>130</b>
A.1. Liste der Mineralabkürzungen . . . . .	130
A.2. Aufschlussverzeichnis . . . . .	131
A.3. Daten der chemischen Analyse . . . . .	135
A.4. Daten der Datierung . . . . .	136
A.4.1. Ar/Ar-Daten . . . . .	136
A.4.2. Rb/Sr-Daten . . . . .	140
A.4.3. U/Pb-Daten . . . . .	142
A.5. Verwendete Software/Tools . . . . .	143



# 1. Einleitung

Diese Arbeit behandelt das Gebiet um den Neuhofgraben in der zentralen Gleinalm, nordwestlich der steirischen Landeshauptstadt Graz.

Das Gebiet wurde kartiert und die darin vorkommenden Lithologien wurden makroskopisch und mikroskopisch petrographisch beschrieben. Für ausgewählte Gesteine wurden Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop und eine Röntgen-Pulver-Diffraktometrie durchgeführt. Zur geochemischen Untersuchung wurden von den wesentlichen Lithologien Proben genommen und analysiert; zusätzlich sind Literaturdaten miteinbezogen worden. Die Metamorphosebedingungen der letzten prägenden Metamorphose wurden mit Gleichgewichtsdiagrammen abgeschätzt. Durch Miteinbeziehen von zum Teil bisher unveröffentlichten, geochronologischen Daten, aus dem Gebiet und dessen Umgebung konnte eine mögliche geologische Entwicklungsgeschichte skizziert werden.

Die vorliegende Arbeit folgt in ihrem Aufbau grundsätzlich der Strukturierung in lithodemische Einheiten der aktuellen Geologischen Karten der Geologischen Bundesanstalt (Becker, 1979; Ebner et al., 2017) des Gebiets.

Da geologische Fachbegriffe reich an englischen Ausdrücken sind und diese Arbeit in Deutsch verfasst ist, wurden alle Begriffe die (noch) nicht in das Deutsche übernommen wurden (bspw. Murawski & Meyer, 2010) oder deren Übersetzung als zu sperrig erschien in Englisch und kursiv geschrieben. Weiters wurden (übliche) geochemische und geochronologische Plots in Englisch belassen da ein Übersetzten vermutlich mehr Verwirrung als Nutzen brächte.

Sämtliche hier vorkommend Koordinaten von Messungen, Probepunkten und dergleichen sind im geodätischen Referenzsystem *World Geodetic System 1984* (WGS 84 bzw. EPSG:4326) in geographischer Länge und geographischer Breite angegeben.

## 1.1. Geographischer Überblick

Das untersuchte Gebiet – der Talschluss des Neuhofgrabens – liegt in der Steiermark, im Gebiet der Gleinalm. Es ist ca. 30 km nordwestlich von Graz und etwa 9 km westlich von Übelbach.

Das Gebiet lässt sich von seinem nordwestlichsten Punkt ausgehend gegen den Uhrzeigersinn durch folgende markante Punkte umschreiben: Speikkogel, südlich über den Gleinalmsattel mit dem Gleinalm-Schutzhaus zum Roßbachkogel, dann östlich über den Ochsenkogel zum Schanzkreuz bzw. Tiefsattel, weiter in nordöstlicher Richtung über den Barendumpfbach zum Parkplatz Hoyer und schlussendlich über den Kreuzbach und unterhalb des Wüstnagelkogel retour zum Speikkogel.

Der im untersuchten Gebiet entspringende Übelbach verläuft im Wesentlichen in einer West-Ost Richtung und teilt es so in einen Nord-Teil mit Speik- und Wüstnagelkogel und eine Süd-Teil mit Ochsenkogel und Tiefsattel. Der Übelbach fließt direkt am Parkplatz Hoyer vorbei in westlicher Richtung durch den Ort Übelbach, wo er seine Richtung gegen Südwesten ändert, um schlussendlich bei Deutschfeistritz in die Mur zu entwässern.

Zum Speikkogel sei angemerkt, dass es sich hier um den Gleinalm-Speikkogel (1988 m) handelt. Dieser liegt unweit südwestlich des gering höheren Lenzmoarkogels (1991 m). Er soll nicht mit dem Stubalpen-Speikkogel (1993 m) und dem Großen Speikkogel (2140 m) auf der Koralpe verwechselt werden – diese befinden sich geographisch in der Nähe.

Das Gebiet umfasst eine Fläche von etwa 16 km<sup>2</sup> und betrifft den NE-Teil des ÖK50 Blatts 162 Köflach sowie den NW-Teil des ÖK50 Blatts 163 Voitsberg.

## 1.2. Geologischer Überblick

Das untersuchte Gebiet beinhaltet ausschließlich Einheiten des Oberostalpins. Es liegt zum allergrößten Teil im Silvretta-Seckau-Deckensystem. Ein kleiner Teil des Koralpe-Wölz-Deckensystems ist im Süd(ost)en des Gebiets vorhanden – Abb. 1.1.

Die Ostalpinen-Einheiten wurden seit der frühen Kreide gebildet und stellen einen Nordwest-vergenten *pro-wedge* des Alpen Orogens dar (Mandl et al., 2018). Die Deckensysteme des betrachteten Gebiets werden zur Unterplatte des Eoalpinen (kretazischen) Ereignisses gezählt (Schmid et al., 2004). Das Silvretta-Seckau-Deckensystem bildet das tektonisch tiefste Stockwerk des oberostalpinen Deckenstapels und liegt dem Unterostalpin auf. Das Koralpe-Wölz-Deckensystem wiederum überlagert das Silvretta-Seckau-Deckensystem (Schuster, 2004).

Insgesamt werden die Ostalpinen-Einheiten der AlCaPa (Alpine-Carpathian-Pannonian) Megaunit bzw. Mikroplatte (Handy et al., 2010) zugeordnet.

Nach der zurzeit aktuellen geologischen Karte des Gebiets (Ebner et al., 2017), lassen sich obige Deckensysteme, wie folgt weiter unterteilen:

- Vom Koralpe-Wölz-Deckensystem liegt die Pusterwald-Decke mit dem Rappold-Komplex im untersuchten Gebiet. Dieser überlagert den Wölz-Komplex, welcher die liegendste Einheit dieses Deckensystems darstellt (Schuster, 2004). Einschaltungen des Wölz-Komplexes sind im untersuchten Gebiet vorhanden.
- Vom Silvretta-Seckau-Deckensystem liegt die Bösenstein-Pletzen-Decke mit dem Amering-Komplex und Speik-Komplex im untersuchten Gebiet. Als Ergänzung zu dieser Unterteilung werden die in obiger Geologischen Karte als "Neuhof-Glimmerschiefer" (Nr. 147) und "Augengneis" (Nr. 142) bezeichneten lithologischen Einheiten hier als Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem und Gleinalm-Augengneis-Lithodem geführt.  
Die genannten lithodemischen Einheiten werden als Gleinalm-Kristallin bezeichnet.

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem erfuhr eine permische Metamorphose und eine eoalpine Überprägung, die bis in den Grünschiefer-, Amphibolit- und Eklogit-Bereich ging (Mandl et al., 2018). Das Silvretta-Seckau-Deckensystem erfuhr eine variszische, permische (lokal) und eine eoalpine Metamorphose, die jeweils bis zur Amphibolitfazies reichte – variszisch lokal darüber (Schuster, 2004). Für beide Deckensysteme wird die eoalpine Metamorphose als dominant angesehen (Gasser et al., 2009).

Zusammenfassend lässt sich das untersuchte Gebiet in den Amering-Komplex, den Speik-Komplex, das Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem und das Gleinalm-Augengneis-Lithodem des Silvretta-Seckau-Deckensystems unterteilen. Ein Teil des Rappold-Komplexes und Einschaltungen des Wölz-Komplexes des Koralpe-Wölz-Deckensystems treten auf.

## 1.3. Erforschungsgeschichte

Das Gebiet der Gleinalm wurde von unterschiedlichen Geologen bekannten Namens im Laufe der Geschichte unterschiedlichen Großeinheiten zugeordnet: Suess (1909) Steirische Altkristallineinheiten der Muralpen, Kober (1938) Muriden und Tollmann (1977) Mittelostalpin.

Die Erforschungsgeschichte des betrachteten Gebiets ist eng mit der jener des Grazer Umlandes verbunden. Die aus historischer Sicht wesentlichen Institutionen sind das Generalmuseum Joanneum (gegründet 1811 als Landesmuseum Joanneum) und die Karl-Franzens Universität in Graz

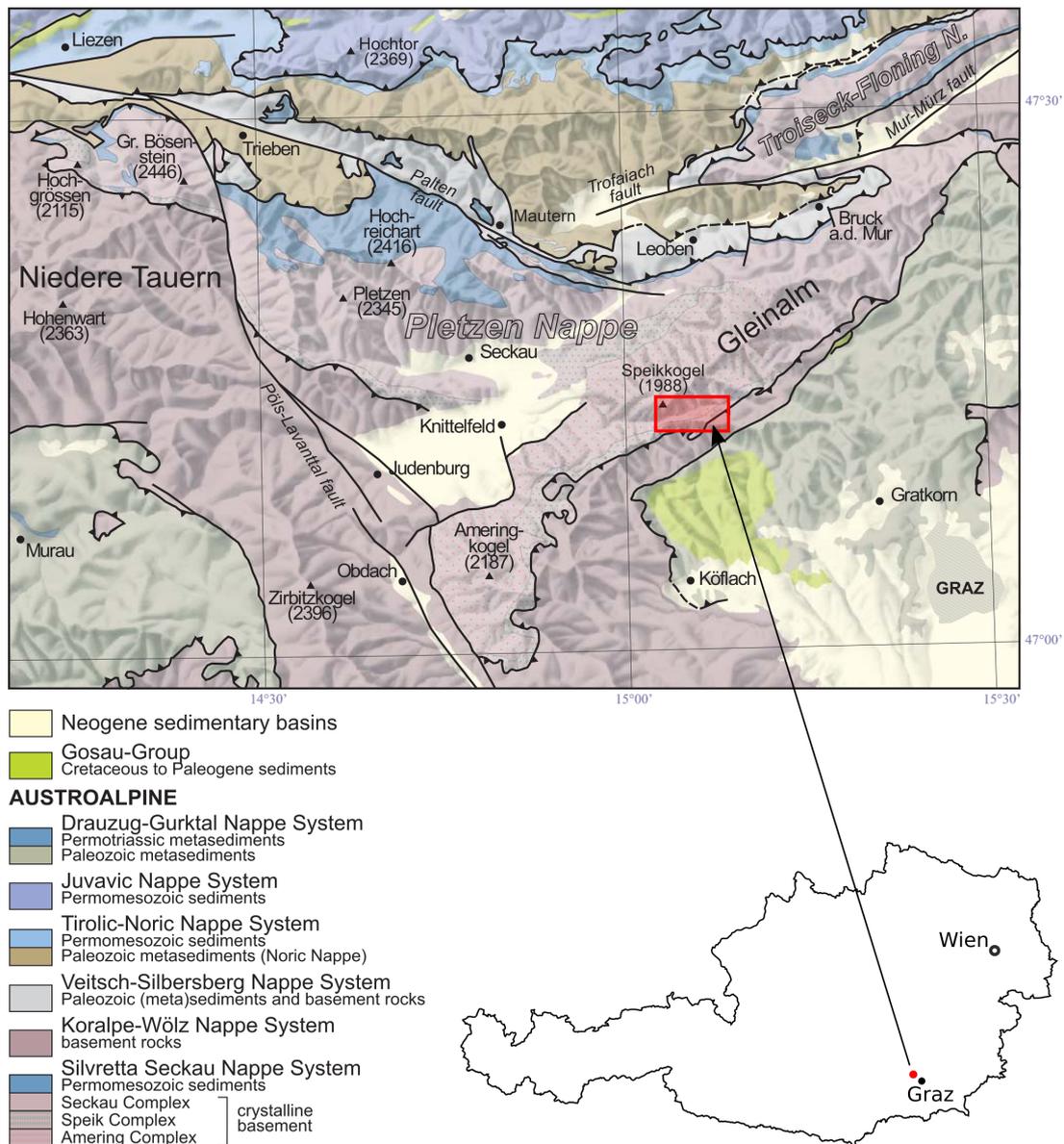


Abbildung 1.1.: Geologische Überblickskarte mit Ostalpinem Deckenstapel (aus Mandl et al., 2014), rot: untersuchtes Gebiet

(Erdwissenschaftliche Institute ab 1864). Weiters der "Geognostisch-montanistische Verein für Inner-österreich und des Landes ob der Enns" (1843), die Geologische Reichsanstalt in Wien (1849) und der "Geognostisch-montanistische Verein für Steiermark" (1851, eine Abtrennung des erstgenannten Vereins).

Die ersten Übersichtskarten der Steiermark sind jene von Anker (1835) und Unger (1843). Hier sind die Abgrenzungen der wesentlichen Einheiten im Umland von Graz bereits dargestellt. Geologisch detailliertere Darstellungen finden sich in der Karte "Geologische Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark" (Stur, 1865) und in der ersten "Geologie der Steiermark" (Stur, 1871).

Umfangreiche geologische und petrographische Bearbeitungen erfolgten in den 1920er Jahren durch Franz Heritsch, Franz Angel, und Fritz Czermak (bspw. Angel & Heritsch, 1921). Das Gleinalmgebiet wurde durch Angel (1923) erstmals petrographisch und mit einer geologischen Karte (Abb. 1.2) ausführlich beschrieben. Im selben Jahr wurde von Cermak & Heritsch (1923) der Stubalpen-Komplex in sieben Gesteinsserien gegliedert: "Ammeringserie, Speikserie, Rappoltserie, Almhausserie, Teigitschserie, Gradenerserie und Obdacher Zone". Diese Gliederung erfolgte nach lithologischen und tektonischen Merkmalen sowie unter Verwendung von Lokalnamen und sie findet sich auch in rezenten geolo-

gischen Karten wieder. Wobei "Serie" im Sinne der modernen lithodemischen Nomenklatur durch "Komplex" zu ersetzen ist.

Von den genannten Serien sind drei für das untersuchte Gebiet relevant: Der Amering-, Speik- und der Rappold-Komplex. Namensgeber sind der Ameringkogel (2187 m), der Speikogel (1993 m) und der Rappoldkogel (1928 m) der Stub- bzw. Packalpe an der Grenze der Steiermark und Kärnten. Diese weisen jeweils charakteristische Lithologien (Orthogneis, Amphibolit und Glimmerschiefer) auf. Zum Amering- und Rappold-Komplex sei angemerkt, dass sich diese in der Literatur in unterschiedlichen Schreibweisen wiederfinden: Amering sowohl mit einem als auch mit zwei "m" (Amering bzw. Ammering) und Rappold mit "d" oder "t" am Ende (Rappold bzw. Rappolt).

Mit dieser Einteilung wurde auch der geologische Bau umrissen, wobei der Amering- vom Speik-Komplex überlagert wird. Letzterer wiederum vom Rappold-Komplex. Schlussendlich werden die Kristallinkomplexe gegen Osten hin vom Grazer Paläozoikum und von transgressiv auflagernden Goschichten der späten Kreide überlagert.

Für das Gleinalmgebiet selbst erfolgte durch Angel (1923) ebenfalls eine Seriengliederung, welche jedoch im Vergleich zu obiger weniger differenziert war (Becker, 1980) und sich nicht durch setzte.

Die zu den aktuellen Kartenblättern führenden Kartierungen erfolgten ab den 1960er Jahren durch Dissertationen an der Universität Graz und vor allem in den 1970er Jahren durch Leander Peter Becker, Reinhold Schumacher und andere. Ebenfalls wurden in den 1970/80er Jahren einige geochemische Untersuchungen der Gesteine des betrachteten Gebiets, unter anderem von Thilo Teich, gemacht. Diese Arbeiten – einige Publikationen (bspw. Becker & Schumacher, 1972; Teich, 1978) – führten schlussendlich auch zu einer Neuinterpretation der kristallinen Gesteine und der geologische Bau der Gleinalm gliedert sich seither in einen Gleinalmkern (Vulkanogener Komplex, Amering-Komplex), einen Augengneiszug (hier Gleinalm-Augengneis-Lithodem), einen Amphibolit-Komplex (Speik-Komplex) und einen Glimmerschiefer-Komplex mit Pegmatit- und Marmoreinschaltungen (Rappold-Komplex, hier weiter differenziert in Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem und Rappold-Komplex).

Im Laufe der Geschichte kam es zu einigen interessanten und gegensätzlichen Interpretationen das Gebiet und dessen Genese und Metamorphose(n) betreffend. Allgemein herrschte seit Angel die Auffassung vor, dass das Gebiet einer dominierenden Metamorphose während des Variszischen Ereignisses in der Amphibolitfazies unterworfen war und es wurde ein starker retrograder Einfluss (Diaphthorese) postuliert.

Dies führte zu der Vorstellung, dass die für den Amering-Komplex charakteristische Wechsellagerung aus Amphiboliten und Orthogneisen durch eine granitoide Intrusion in die basischen Gesteine während einer hochgradigen Metamorphose entstanden sein soll. Frank et al. (1976) hingegen gehen von einer vulkanischen Entstehung dieser Wechsellagerung aus. In eben dieser Arbeit konnte auch durch geochronologische Daten gezeigt werden, dass der Einfluss der kretazischen, eoalpinen Metamorphose weit stärker war als bis dahin angenommen.

Bezüglich der Genese der Augengneise wurde durch Teich (1978), basierend auf detaillierten geochemischen Analysen die Auffassung einer metamorphen "Quarzporphyrplatte" vertreten. In (Neubauer, 1988) hingegen wird darin ein Intrusivkörper, der sich bei der Platznahme des Speik-Komplexes auf dem Amering-Komplex im Zuge des Variszischen Ereignisses gebildet haben soll, gesehen.

Zahlreiche Datierungen des ostalpinen Kristallins ergaben permische Alter. Dies legte für diese Einheiten neben der variszischen und eoalpinen auch eine, dritte, permische Metamorphose nahe. Neuinterpretationen unter Einbeziehung dieses Ereignisses (Schuster, 2003) mündeten schlussendlich im heutigen tektonischen Verständnis dieses Gebiets (Schmid et al., 2004).

Bezüglich des Speik-Komplexes hat sich seit den 1980er Jahren die Meinung, dass dies ein Teil eines Ophiolith-Komplexes ist etabliert und auch das es sich dabei um Backarc-Becken-Basalte handeln könnte (bspw. Neubauer, 1988; Neubauer et al., 1989). Wann und unter welchen Bedingungen die Obduktion oder Exhumation erfolgt sein könnte ist noch nicht geklärt. So wird diese einerseits der Zeit Kambrium-Ordovizium zugerechnet (Neubauer, 1988) und andererseits unter Einwirkung mehrerer



## 2. Kartierung

### 2.1. Überblick

Das untersuchte Gebiet hat eine Fläche von ca. 16 km<sup>2</sup>. Es wurde 2019 aufgenommen und kleine Details wurden im Sommer 2020 verbessert.

Das Gebiet ist stark bewaldet und bewachsen, somit sind eher kleine Aufschlüsse die Regel und Große selten. Dank der Bewirtschaftung und den damit einhergehenden baulichen Maßnahmen gibt es einerseits ein gut verzweigtes Netz an alten und neuen Forststraßen und Pfaden und andererseits viele kleine Aufschlüsse. So lassen sich die Lithologien relativ gut im Gebiet verfolgen.

Die erstellte geologische Karte des untersuchten Gebiets ist in Abb. 2.1 dargestellt.

### 2.2. Lithologien

Lithologisch lässt sich das Gebiet von Nord nach Süd im Groben wie folgt umreißen: Der Nördliche Teil ist geprägt von einer Wechsellagerung aus Amphiboliten und Orthogneisen (Amering-Komplex), es folgt ein Augengneis-Zug (Gleinalm-Augengneis-Lithodem), ein Glimmerschiefer-Zug (Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem) und ein von (Granat-)Amphibolit geprägter südlicher Teil mit Einschaltungen von Serpentiniten, Bänderamphiboliten und Glimmerschiefern (Speik-Komplex). Südlich davon schließt abermals ein Glimmerschiefer-Zug an (Rappold-Komplex).

Die Gesteine werden folgenderweise kategorisiert:

**Metaplutonite** Augengneise sowie Gabbros des Gleinalm-Augengneis-Lithodems

**Metavulkanite** Amphibolite und feinkörnige Orthogneise des Amering-Komplexes sowie Amphibolite des Speik-Komplexes

**Metasedimentite** Glimmerschiefer des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodemes und (wenige) Paragneise in Wechsellagerung mit den Amphiboliten des Amering-Komplexes

An dieser Stelle werden die im Gebiet vorhandenen Hauptlithologien kurz und im Überblick beschrieben – für eine detaillierte Beschreibung sei auf die folgenden Kapitel verwiesen.

#### Amering-Komplex

Die Lithologien der nördlichen Seite des Neuhofgrabens, östlich des Speikkogels lassen sich am ehesten als eine Gesteinsassoziation von Amphiboliten und (gebänderten) Biotit-Plagioklas-Gneisen beschreiben.

Sie bilden eine äußerst charakteristische Wechsellagerung, wobei die Mächtigkeit der Lagen starken Schwankungen im Zentimeter- bis Meter-Bereich unterworfen ist. Einerseits dominieren einzelne Lithologien in ihrer Reinform in gewissen Abschnitten, andererseits zeigt sich eine Vielzahl an Übergängen. So lassen sich Abschnitte zum Teil als gebänderte Amphibolite oder Plagioklas-Gneise mit Amphibol-Lagen verstehen. Auch existieren Aufschlüsse von mehrere Meter mächtigem Orthogneis mit zwischengeschalteten und scharf getrennten Zenti- bis Dezimeter mächtigen Amphibolit-Lagen. Aufgrund der mannigfaltigen Übergänge ist in der (älteren) Literatur in diesem Zusammenhang oft von Aplitamphibolit, Bänderamphibolit, Metablastischem Amphibolit, injiziertem Amphibolit und Ähnlichem die Rede.

Im Kartenmaßstab und in seiner Gesamtheit betrachtet könnte man diese Wechsellagerung auch als Biotit-Hornblende-Plagioklas- bzw. Biotit-Plagioklas-Hornblende-Gneis auffassen.

**Amphibolit** Dieses Gestein zeigt sich als allgemeiner Amphibolit und häufiger als Bänderamphibolit. Auffallend ist die Zunahme der Bänderung im Hangenden – sowohl hinsichtlich der Mächtigkeit als auch der Häufigkeit. Dementsprechend ist die Häufigkeit von Feldspat stark variabel. Plagioklasaggregate treten häufig flaserig in Erscheinung.

Stellenweise erinnert das Gestein an Metagabbros. In tieferen Lagen zeigen sich auch tiefschwarze Ausprägungen, die hauptsächlich aus Hornblende und Biotit bestehen.

**Orthogneis** Abhängig von der Position in der Wechsellagerung tritt dieses Gestein als ein äußerst heller Biotit-Plagioklas-Gneis oder auch als ein Hornblende-führender Biotit-Plagioklas-Gneis mit distinktem Hell-Dunkel-Lagenbau auf.

**Paragneis** Wenige Aufschlüsse von Paragneisen sind vorhanden. Diese sind Quarz-reich und Muscovit führend.

**Kataklasit** Hiervon konnte nur ein größerer Aufschluss gefunden werden. Dieser ist in unmittelbarer Nähe des Übelbaches und vor allem nahe bzw. möglicherweise an der Grenze zwischen den Augengneisen des Gleinalm-Augengneis-Lithodems und Amphiboliten des Amering-Komplexes. Hier sind Amphibolite und Orthogneise durch Klüfte zerbrochen und zu Stücken im Zentimeterbereich zerteilt.

Das Gelände wirkt in der Umgebung morphologisch unruhig.

### Gleinalm-Augengneis-Lithodem

Der Gleinalm-Augengneis bildet einen charakteristischen und gut zu verfolgender Zug aus einem relativ monotonen Augengneis (Orthogneis). Er ist durch die Anwesenheit von Alkalifeldspat-Porphyroblasten definiert, wobei deren Größe und Form variabel sind.

Im Augengneis konnte eine Gabbro-Linse gefunden werden. Diese ist entlang einer Forststraße abgeschlossen und zehner Meter breit. Über die genau Ausdehnung kann jedoch keine Auskunft gegeben werden, da aufgrund von Bodenbildung die Grenzen nicht ausfindig zu machen waren. Die Grenzen zum Nebengestein lassen sich – großzügig – auf maximal einen Meter Breite, eher geringer, einengen.

### Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem

Besteht aus Glimmerschiefern bis Paragneisen unterschiedlicher Ausprägung. Untergeordnet treten Calcit-Marmore, Quarzite und pegmatoide Mobilisate auf. Es lässt sich eine Feldspat-Zunahme mit zunehmender Höhenlage und/oder auch Nähe zu den Augengneisen beobachten. Auf der geologischen Karte (Abb. 2.1) sind diese Lithologien zusammengefasst als "Neuhof-Glimmerschiefer" ausgeschieden.

**Glimmerschiefer** Es sind hellbraune Gesteine, die durch einen hohen Anteil an Hellglimmer ausgezeichnet sind und einen linsigen Bruch aufweisen. Biotit und Granat sind meist vorhanden und Quarzmobilisat-Lagen können auftreten. Feldspat ist spärlich auszumachen oder fehlt gänzlich. Neben dem markanten Zug, der durch das Gebiet zieht, konnte noch eine Glimmerschiefer-Einschaltung innerhalb der allgemeinen Amphibolite des Speik-Komplexes gefunden werden, die sehr stark an diese Glimmerschiefer erinnert.

**Paragneise** Diese unterscheiden sich von den Glimmerschiefern durch einen weitaus höheren Quarz- und vor allem Feldspat-Anteil. Sie sind auf höhere Lagen im Südwesten des Gebiets, in unmittelbarer Nähe zum Augengneis-Zug, beschränkt.

**Calcit-Marmore** Sie sind homogen und bankig ausgebildet. Es lassen sich zwei Typen ausscheiden: Weiß bis gelblich mit Muscovit-Blättchen und grünlich mit Pyrit-Körnern.

**Quarzite** Dieses Gestein zeigt einen deutlichen Lagenbau aus mehrheitlich quarzitischen Lagen mit Zentimeter- bis Meter-Mächtigkeit und pelitischen Lagen im Zentimeter-Bereich mit Biotit und Feldspat. Feinkörnige Granat-Körner sind häufig auszumachen. Sie konnten nur in tieferen Lagen im Osten des Gebiets bzw. des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems ausgemacht werden.

**Pegmatoide Mobilisate** Diese treten in den Paragneisen als diskordante, wenige Zentimeter mächtige, Gänge auf. Sie sind weiß, grobkörnig und führen mehrheitlich Feldspat und Quarz.

### Speik-Komplex

Die Gesteine des Speik-Komplexes bestehen im Wesentlichen aus Amphiboliten. Untergeordnet sind Serpentine zu nennen und selten treten geringmächtige Einschaltungen von Glimmerschiefern auf.

**Amphibolite** Es lassen sich zwei Typen von Amphiboliten unterscheiden: (1) Ein hier als allgemeiner bzw. Granat-führender **Amphibolit** bezeichneter und (2) ein **Bänderamphibolit**. Ersterer ist über das gesamte Gebiet zu verfolgen und mehrere hunderte Meter mächtig. Letzterer bildet einen von allgemeinem Amphibolit umrahmten Körper im südöstlichen Teil des untersuchten Gebiets. Der Bänderamphibolit selbst schließt einen kleineren Augengneis-Zug ein.

Beim allgemeinen Amphibolit ist von einer – wenngleich auch variablen – Granat-Führung auszugehen. Der Bänderamphibolit ist durch die Existenz von hellen-Bändern ausgezeichnet und im frischen Anschlag zeigt sich ein dezenter Blaustich.

Auffallend ist, dass die allgemeinen Amphibolite im untersuchten Gebiet in das Hangenden hin aber auch mit zunehmenden Nähe zu den Bänderamphiboliten und Augengneisen inhomogener und heller (Feldspat-reicher) werden.

**Serpentine** Diese treten in vermutlich wenigen Meter bis maximal Zehner Meter mächtigen Linsen bzw. Lagen innerhalb der allgemeinen Amphibolite auf. Das Aufschluss-Verhältnis dieser Lithologie ist dürftig. Viel häufiger ist dieses Gestein als Lesesteine zu finden.

Ihr Auftreten innerhalb des untersuchten Gebiets ist im Wesentlichen auf den Bereich Ochsenkogel und nordöstlich davon beschränkt.

In der Karte (Abb. 2.1) sind vier Linsen eingezeichnet. Mindestens ein oder zwei weitere werden östlich der eingezeichneten und nördlich der Bänderamphibolite noch vermutet, da in diesem Bereich vermehrt Lesesteine zu finden waren und es schwer vorstellbar ist, dass diese von den eingezeichneten Linsen stammen. Von einem Antransport durch Menschen wird nicht ausgegangen.

Diese Lithologie scheint in den aktuellen geologischen Karten (Ebner et al., 2017; Becker, 1979) etwas überzeichnet dargestellt zu sein.

### Rappold-Komplex

Von dieser lithodemischen Einheit wurde nur ein kleines Stück im Südosten des Gebiets gestreift und sie gehört auch nicht zum Hauptaugenmerk dieser Untersuchung.

**Glimmerschiefer** Das Gestein ist äußerst Quarz- und Muscovit-reich. Abhängig vom Quarz-Gehalt kann es auch quarzitisches wirken. Die Muscovite wirken im Vergleich zum Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem grobkörniger.

**Marmor** Dieses Gestein kommt in Lagen in den Glimmerschiefern vor. Es ist grauweiß und hat gut erkennbare Calcit-Kristalle.

**Quarzit** Dieser kommt als eine Einschaltung im Glimmerschiefer vor. Es ist ein bräunliches Gestein mit plattiger Ausbildung.

## Wölz-Komplex

**Kyanit-Granat-Glimmerschiefer** Hiervon konnten zwei Einschaltungen gefunden werden. Einmal südwestlich des Tiefsattels und eine kleinere nordöstlich des Roßbachkogels. Es ist ein bräunliches Gestein mit äußerst markanten bis zu Zentimeter großen Granat-Körnern und grauem blaustichigem Kyanit.

### 2.2.1. Unterschiede in den Lithologien

An dieser Stelle wird auf die Unterschiede in den ähnlichen Lithologien der einzelnen lithodemischen Einheiten eingegangen.

#### Amphibolite

Die (Bänder-)Amphibolite des Amering-Komplexes sind feiner gebändert als jene des Speik-Komplexes, die (teilweise) einen deutlicher ausgeprägten Lagenbau zeigen.

Im Speik-Komplex ist von einer Granat-Führung auszugehen – wenngleich sie auch variabel ist. Im Amering-Komplex hingegen, spielen die Granate keine Rolle, nur feinkörnige Ausbildungen können selten beobachtet werden.

Biotit ist im Amering-Komplex auffallend häufig in idiomorphen Körnern zu sehen, dies ist in den Amphiboliten des Speik-Komplexes so nicht zu beobachten.

Die Amphibolite des Amering-Komplexes können stellenweise extrem monoton dunkel sein, aber auch eine gabbroide "Salz-und-Peffer"-Textur aufweisen. Diese Variabilität ist im Speik-Komplex nicht vorhanden.

#### Orthogneise

Die Orthogneise des Amering-Komplexes sind feinkörniger als die Augengneise des Gleinalm-Augengneis-Lithodems. Hornblende kann bei ersteren vorkommen, wohingegen sie bei letzteren nicht beobachtet wurde. Alkalifeldspat ist bei den Augengneisen das herausragende Element und spielt bei den Amering-Orthogneisen, bei welchen Plagioklas wichtiger ist, eine untergeordnete Rolle.

Dies manifestiert sich auch im Chemismus, welcher bei den Orthogneisen des Amering-Komplexes variabler ist, wohingegen die Augengneise relativ monoton Kalium-reich sind (siehe Kapitel 7).

#### Im Allgemeinen

Im Allgemeinen und im groben Vergleich wirken die Gesteine des Amering-Komplexes grazil und jene des Gleinalm-Augengneis-Lithodems sowie des Speik-Komplexes massiver.

Ein vulkanischer Ursprung – abgesehen von den gabbroid wirkenden Amphiboliten – des Amering-Komplexes sowie des Speik-Komplexes und ein plutonischer Ursprung des Gleinalm-Augengneis-Lithodems erscheinen naheliegend.

Im Amering-Komplex ist eine deutlich größere Variabilität und Vielfalt innerhalb einer Lithologie zu beobachten. Dies ist weder im Gleinalm-Augengneis-Lithodem noch im Speik-Komplex dermaßen ausgeprägt der Fall.

## 2.3. Gefüge

Die zusammenfassenden Ergebnisse der Messungen der Foliation, Schieferungsflächen und Streckungslineare sind in Tab. 2.1 angegeben und in Abb. 2.2 als Stereoplots dargestellt. Die Daten der einzelnen Messungen sind dem Aufschlussverzeichnis (A.2) zu entnehmen.

### Berechnung der Mittelwerte

Die im Folgenden angegebenen Mittelwerte von Foliation und Linearen und deren Schwankungsbereichen wurden wie folgt berechnet:

1. Die gemessenen Orientierungen wurden unter Verwendung der "Krumbein-Methode" der Winkelverdopplung (bspw. Davis, 2002) vereinheitlicht.
2. Um Ausreißer zu filtern wurden jene Messungen, die außerhalb des Bereiches der doppelten Standardabweichung vom Mittelwert lagen, verworfen.
3. Der Mittelwert und die Standardabweichung dieser Menge sind angegeben.

	Flächen	Linear
Gleinalm-Augengneis-Lithodem	154/61	078/24
Speik-Komplex	141/57	053/02
Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem	150/52	068/05
Amering-Komplex	155/63	060/12
Gebiet	151/59	062/10

Tabelle 2.1.: Die Mittelwerte der Gefügedaten pro lithodemischer Einheit und über das gesamte Gebiet sind einheitlich. Für die Flächen ergibt sich ein mittelsteiles SE bis SSE Einfallen. Die Lineare haben eine flache SW-NE-Orientierung.

### Flächen

Insgesamt ergibt sich für die in dieser Arbeit gemachten Messungen ein einheitliches mittleres SE bis SSE Einfallen der Schieferungsflächen. Der Mittelwert über alle Messungen liegt bei  $(151/59) \pm (012/13)$ .

Die lithodemischen Einheiten unterscheiden sich marginal. Der Speik-Komplex ist, relativ zu den anderen Einheiten, etwas mehr SE orientiert und das Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem liegt etwas flacher.

### Lineare

Für die Streckungslineare ergibt sich insgesamt eine flache SW-NE- bis W-E-Orientierung. Ein Mittelwert über alle Messungen lässt sich mit  $(062/10) \pm (018/09)$  angeben.

Unterschiede zwischen den lithodemischen Einheiten lassen sich im Einfallen ausmachen. Die Lineare des Speik-Komplexes liegen mit einem Einfallswinkel von  $2^\circ$  schon fast sählig, wohingegen jene des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems mit  $24^\circ$  steiler liegen.

Die Lineare streuen mehr als die Flächen, sind jedoch dennoch relativ einheitlich.

### Interpretation

Die über alle Einheiten des untersuchten Gebiets einheitlichen Gefügedaten – ein SW-NE orientiertes Streckungslinear  $(062/10)$  und eine (S)SE einfallende Foliation bzw. Schieferung  $(159/59)$  – lassen auf eine gemeinsame letzte Prägung schließen.

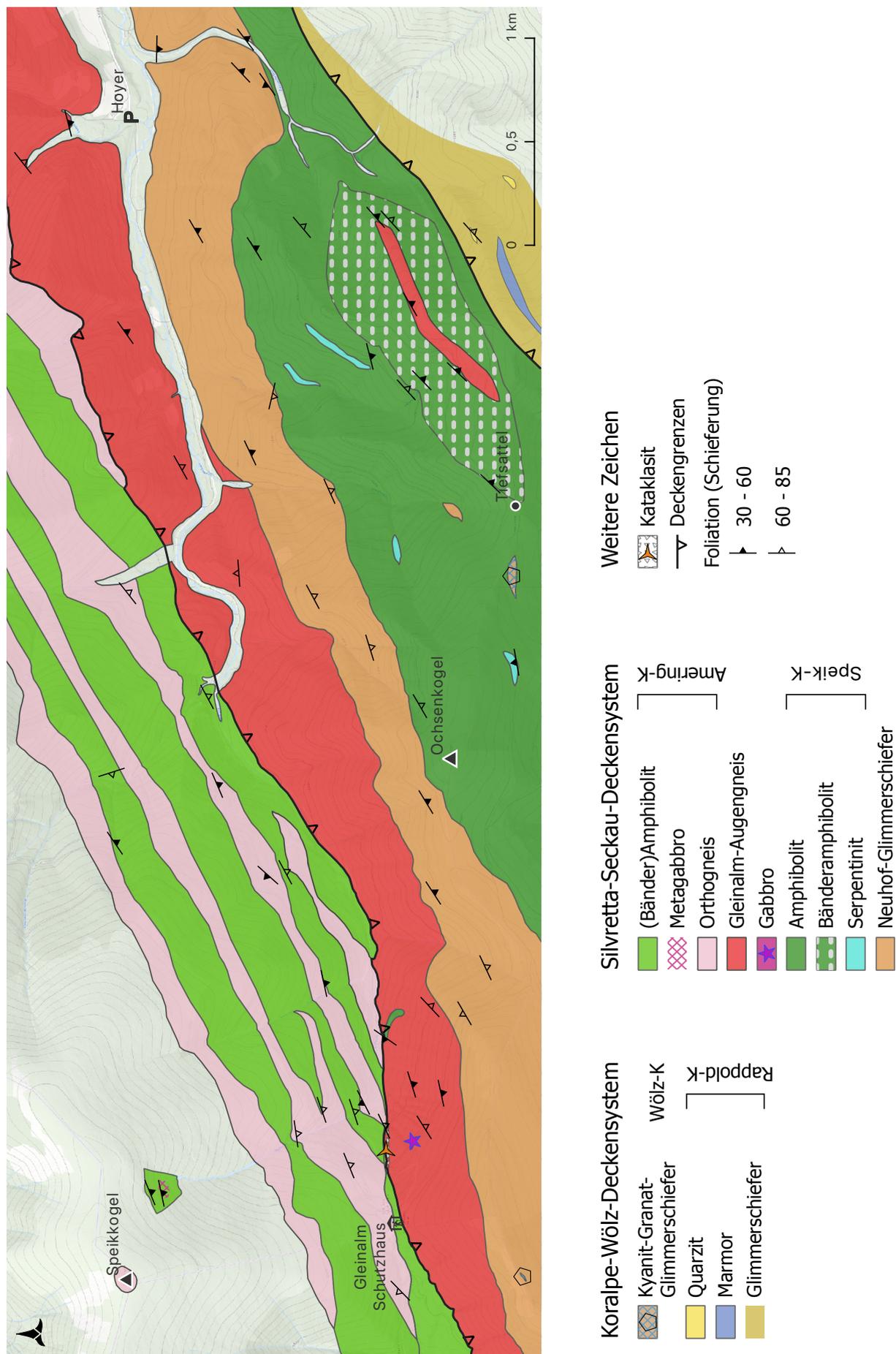


Abbildung 2.1.: Geologische Karte des untersuchten Gebiets. Stereoplots der Gefügedaten sind in Abb. 2.2 ersichtlich

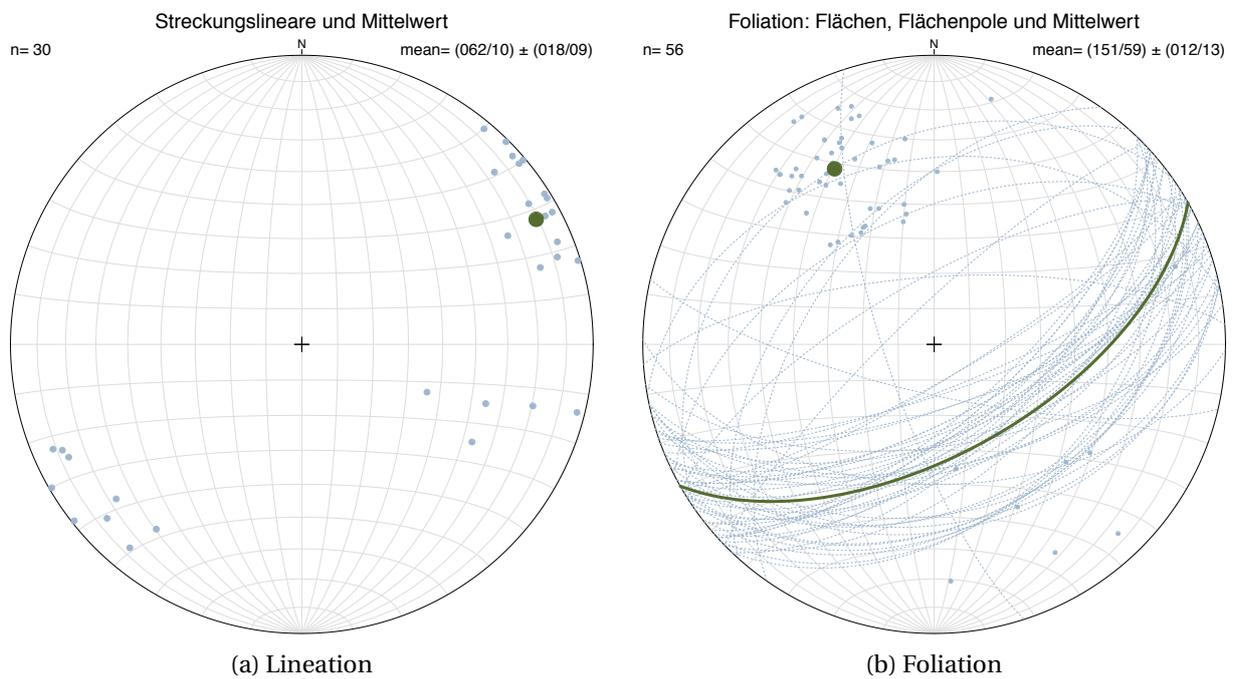


Abbildung 2.2.: Stereoplots der Gefügedaten: Lineare und Flächen. Die untersuchten Gefügedaten sind einheitlich: Ein NE orientiertes Streckungslinear mit einem Mittelwert von (062/10) und ein SE-Einfallen der Flächen im Mittel von (159/59). Dies lässt auf eine gemeinsame letzte Prägung schließen.

# 3. Petrographie – Makroskopisch

## 3.1. Gleinalm-Augengneis-Lithodem

### 3.1.1. Augengneis

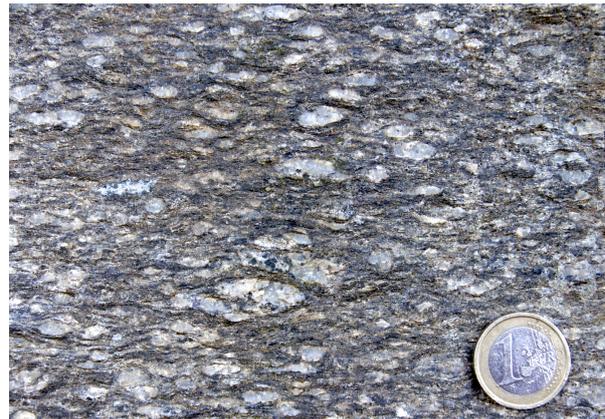
Der Augengneis bricht zu Steinen und teils zu recht groben Blöcken. Er zeigt eine dunkel- bis hellgraue Farbe und hat ein Augengneisgefüge, welches auch teilweise in eine Flaserung übergeht. Eine Schieferung und ein Streckungslinear sind deutlich zu erkennen.

Das Gestein zeichnet sich durch das Auftreten von Alkalifeldspat-„Augen“ aus. Diese Porphyroklasten haben eine Größe von bis zu zwei Zentimetern und sind von einer Matrix aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Muscovit umgeben. Allgemein ist er Biotit-reich und die Biotit-Blättchen hüllen die Feldspat-Porphyroklasten ein.

Diese Lithologie zeigt eine gewisse Variabilität sowohl hinsichtlich der Helligkeit des Grautons als auch vor allem bezüglich der Größe und Form der Augen. Diese sind meist Millimeter bis einen Zentimeter groß, selten auch bis zu zwei Zentimeter. Sie sind deformiert und teilweise elongiert. Siehe Abb. 3.1.



(a) Alkalifeldspat-Augen sind von Quarz- und Glimmerreicher Matrix umgeben. Dünne Biotit-Lagen umfließen die Augen.



(b) Augen- bis Flasertextur, (Aufschluss 19/58) , Foto: Ralf Schuster

Abbildung 3.1.: Augengneis des Gleinalm-Augengneis-Lithodems

### 3.1.2. Untergeordnete Lithologien

#### Gabbro

Dieses mittel- bis grobkörnige, massige und deformationsfrei wirkende Gestein bricht zu Stücken nach Klüften und es ist keine Foliation erkennbar. Die Verwitterungsoberfläche ist grau, im frischen Anschlag zeigt es einen leichten Grüntich.

Es zeigt eine magmatische Textur mit einer Grundmasse aus Plagioklas und bis zu ca. zwei Millimeter großen, schwarzen bis leicht grünlichen und wenig bis matt glänzenden Pyroxen-Körnern. Letztere sind häufig von rotbraunen bis dunkel-braunen Höfen umgeben und es lassen sich opake Phasen zwischen diesen erkennen.

Das Gestein wird von wenigen Zentimeter mächtigen (selten bis ca. 3 cm), aplitischen Gängen durchschlagen. Die Aplite treten in subparallelen Gängen auf und kreuzen sich in einem Winkel von ca. 60°–70° (Abb. 3.2).



Abbildung 3.2.: Gabbro mit subparallelen aplitischen Gängen, (Aufschluss 19/56)

## 3.2. Speik-Komplex

### 3.2.1. Amphibolite

Es lassen sich zwei Typen von Amphiboliten unterscheiden: Ein Allgemeiner und ein Bänderamphibolit. Beim allgemeinen Amphibolit ist von einer, wenngleich auch variablen, Granat-Führung auszugehen. Der Bänderamphibolit ist durch die Existenz von hellen Bändern ausgezeichnet. Feinkörnig sind beide Lithologien. Die dunklen, mafischen Lagen der Bänderamphibolite haben häufig einen dezenten Blaustich, welcher bei den allgemeinen Amphiboliten nicht beobachtet werden konnte.

#### Amphibolit

Dieser bricht zu Steinen und meist zu polygonalen Blöcken nach der Schieferung und Klüften, die in einem großen Winkel zur Schieferung stehen. Er zeigt teilweise ein massiges Äußeres und hat eine hellgraue bis beige, teils mit Flechten bewachsene Verwitterungsoberfläche.

An frischen Bruchflächen zeigt das Gestein eine schwarze bis grau-grünliche Farbe und hat einen feinkörnigen, zarten, (sub)parallelen bis leicht welligen Lagenbau im Millimeter-Bereich. In diesen dunklen, mafischen Lagen sind bis zu Millimeter dicke und maximal drei Millimeter lange, eingeregelterte Amphibol-Nadeln (wahrscheinlich Hornblende) vorhanden. Diese Lagen weisen häufig einen seidigen Glanz auf.

Neben den dunklen Lagen sind meist auch 1 mm–2 mm mächtige, langgestreckte, helle, felsische, Lagen, Flecken bzw. Schlieren aus Plagioklas und Quarz zu sehen. Selten kommen "mächtigere" helle Lagen bis ca. 5 mm vor, die meist einen Abstand von wenigen Zentimetern zueinander haben.

Das Gestein ist im allgemeinen Granat-führend, der Granatgehalt ist jedoch schwankend sowohl hinsichtlich der Häufigkeit als auch bezüglich der Korngröße der Granat-Körner. Letztere reicht von unter einem Millimeter bis in den unteren Zentimeter-Bereich, wobei kleine Korngrößen (1 mm–3 mm) deutlich überwiegen. Charakteristisch ist ein lagenweises Auftreten. Bei einem Aufschluss (19/10) konnte im unteren Bereich eine stete Zunahme der Granat-Dichte zum oberen Bereich hin, mit einer darauf folgenden abrupten Abnahme beobachtet werden.

Generell zeigt diese Lithologie eine mannigfaltige Farbgebung der Lagen von schwarz-grau-grünlich mit keinen bis wenigen unregelmäßig verteilten hellen Lagen bis zu einem monotonen schwarz-weißen Lagenbau (Abb. 3.3).

Die Amphibol-Kristalle werden auch zum Teil größer. So konnten in hellen Feldspat-reichen Partien isolierte teilweise bis zu einen Zentimeter lange Hornblende-Nadeln beobachtet werden.

Teilweise treten in diesen Amphiboliten auch Klüfte mit einer bis zu sieben Zentimeter mächtigen Quarz-Füllung auf. Diese Klüfte stehen senkrecht zur Schieferung.



(a) Typischer Granat-Amphibolit (Aufschluss 19/10)



(b) "Collage" von Amphiboliten

Abbildung 3.3.: Für das Gebiet typische allgemeine Amphibolite des Speik-Komplexes. Der Granat-Anteil ist variabel und die Amphibolite zeigen eine mannigfaltige Textur.

### Bänderamphibolit

Dieses Gestein bricht zu Stücken und Blöcken nach Schieferung und Klüften und hat eine hellgraue Verwitterungsoberfläche. An frischen Bruchflächen sind feinkörnige, schwarze bis graugrünliche dunkle, oft duktil wirkende Lagen auszumachen. Diese haben im Gegensatz zu obig beschriebenen allgemeinen Amphibolit häufig einen dezenten Blaustich und haben eine Mächtigkeit im Millimeter-Bereich.

Neben diesen lassen sich charakteristische helle, Plagioklas-reiche Bänder mit einer Mächtigkeit bis in den Zentimeter-Bereich (maximal. ca. 5 cm) beobachten. Diese sind teilweise verfaltet (siehe Abb. 3.4).

Diese Lithologie lässt sich aufgrund von Biotit-Führung und der Ausprägung der Schieferung weiter differenzieren: Jene Bänderamphibolite mit Biotit sind eher hellere Plagioklas-reiche Amphibolite mit einer grünlichen Farbe und keiner bzw. schwach ausgeprägten Schieferung, wohingegen jene ohne Biotit-Führung zu einer grau-bläulichen Farbe neigen und ein Schieferung haben.

Granat konnte nur sehr selten und in sehr feiner Korngröße ausgemacht werden.

### 3.2.2. Serpentin

Dieser bricht zu Steinen, seltener auch zu Blöcken und ist von Millimeter bis Zentimeter mächtigen Magnesit-Adern durchzogen. Diese sind teilweise auch nest- bzw. sternförmig ausgebildet (Abb. 3.5). Insgesamt zeigen die Serpentine eine schwarzbläulich-grünlichttürkis-weiße Musterung. Das Gestein fühlt sich stellenweise talgig an und hat einen seidigen Glanz.

Die Minerale sind blättrig ausgebildet. An frischen Bruchflächen zeigen sie ein fast schwarzes, feinkörniges und feinschiefriges Bild. Teilweise kann auch ein massiges Gefüge beobachtet werden. Es sind immer wieder kleine Knötchen von derbem Magnetit(?) zu beobachten. Auch existieren Bereiche, die magnetisch sind und somit Magnetit enthalten sollten.

Insgesamt macht das Gestein einen tektonisch beanspruchten, kataklastischen Eindruck und zeigt kein ophiolithisches Gefüge.



(a) Bänderamphibolit mit duktil wirkenden Lagen (Aufschluss 19/21)



(b) Typischer Bänderamphibolit (Aufschluss 19/14)

Abbildung 3.4.: Typische Bänderamphibolite. Sie unterscheiden sich von den allgemeinen Amphiboliten durch Zentimeter mächtige Feldspat-Quarz-reiche helle Lagen, Granat ist selten und sie haben häufig einen dezenten Blaustich.



(a) Typischer Serpentinit



(b) Magnetit-Nester, Foto: Ralf Schuster

Abbildung 3.5.: Serpentinit des Speik-Komplexes, (Aufschluss 19/52)

### 3.2.3. Untergeordnete Lithologien

#### Hornblende-Fels

Dieser kommt als seltene linsen- bzw. schollenartige Einschaltung innerhalb des allgemeinen Amphibolites vor. Es ist ein grünlich-schwarzes monomineralisches Gestein mit (dick)stängeligem, strahligem Habitus und glasigem Glanz. Die Stängellänge bewegt sich meist im Zentimeter-Bereich. Siehe Abb. 3.6

## 3.3. NeuhoF-Glimmerschiefer-Lithodem

### 3.3.1. Glimmerschiefer

Der Glimmerschiefer bricht zu Steinen und Blöcken nach Schieferung und Klüften. Letztere sind zum Teil senkrecht oder flach zur Schieferung ausgerichtet. Er zeigt eine dunkelgraue bis graubraune Farbe und an den Bruchflächen sind rostige Eisenoxid Beläge auszumachen.



Abbildung 3.6.: Hornblende-Fels, (Aufschluss 19/72)

Das Gestein ist im Allgemeinen durch einen hohen Anteil an meist mittelkörnigem Hellglimmer ausgezeichnet. Daneben ist bis zu einem Millimeter großer Biotit vorhanden. Selten erreichen die Glimmer eine Korngröße von bis zu vier Millimetern und der Hellglimmer ist dominierend.

Neben Glimmer ist meist auch Granat auszumachen. Dieser ist unauffällig, selten größer als ein Millimeter und ungleichmäßig verteilt.

Es lassen sich grob zwei Klassen von Granat unterscheiden:

1. Häufiger vorhandene, ca. 0,5 mm–2 mm große idio- bis hypidiomorph ausgebildete, dunkelbraune Körner.
2. Seltener zu sehende, bis max. einen Zentimeter große Körner. Diese zeigen eine rundliche, hypidio- bis xenomorphe Korngestalt und sind hellrötlich. Sie bilden Knoten auf den Verwitterungsflächen.

Des Öfteren sind Quarz-Mobilisate zu erkennen. Diese sind in bis zu wenigen Zentimeter mächtigen Lagen, welche eben und parallel zur Schieferung verlaufen, ausgebildet. Sie zeigen eine ausgeprägte Variabilität hinsichtlich ihrer Häufigkeit.

Vermeehrt in topografisch höheren Anteilen des Gebiets zeigt diese Lithologie Lagen mit Feldspat. Diese Untergruppe ist meist in der Nähe des Augengneises auszumachen. Sie ist stets Granat-führend, quarzitisches, Muscovit-reich und zeigt ein mylonitisches Gefüge. Die Granate sind meist sub-Millimeter bis Millimeter, selten Zentimeter groß. Der Biotit-Anteil ist ausgeprägt variabel und reicht von sehr gering bis sehr Biotit-reich. Im Allgemeinen sind die Minerale feinkörnig ausgebildet.

Teilweise sind bei diesem Gestein offene Klüfte mit Chlorit, Feldspat und Quarz zu sehen. Insgesamt lässt sich diese Untergruppe aufgrund des durch den erhöhten Feldspat-Anteil und die Quarz-Mobilisate geprägten Gefüges als Paragneis ansprechen.

In Abb. 3.7 sind beide Gesteine abgebildet.

Zusammenfassend zeigt der Neuhof-Glimmerschiefer eine Bandbreite an Ausprägungen von ineinander übergehenden Lithologien: Es lassen sich drei Endglieder ausmachen (Abb. 3.8):

1. Nicht Granat-führend ohne Quarz-Feldspat-Mobilisatlagen : Glimmerschiefer
2. Granat-führend mit wenigen Quarz-Feldspat-Mobilisatlagen : Granat-Glimmerschiefer
3. Stets Granat-führend mit Quarz-Feldspat-Mobilisaten : Paragneis



(a) Glimmerschiefer

(b) Paragneis

Abbildung 3.7.: Gesteine des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems. Die Paragneise zeigen, im Vergleich zu den Glimmerschiefern, ausgeprägte helle Lagen, reich an Feldspat und Quarz

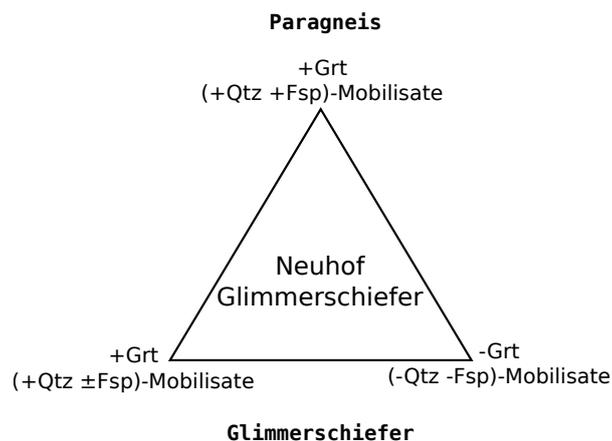


Abbildung 3.8.: Ausprägungen des Neuhof-Glimmerschiefers

Er ist generell Hellglimmer-reich und der Granat-Anteil ist variabel, sowohl bezüglich der Korngröße als auch bezüglich seiner Häufigkeit.

Teilweise lässt sich eine feine Krenulation im Dezimeter-Bereich erkennen. Dieses Gestein ist wellig verfaltet und wirkt tektonisch beansprucht.

### 3.3.2. Untergeordnete Lithologien

In obige Glimmerschiefer sind Linsen von Marmor, Quarzit und kleine Gänge von pegmatoiden Mobilisaten eingeschaltet. Aufschlüsse sind spärlich und es wurde davon jeweils nur einer gefunden.

#### Calcit-Marmor

Dieser Marmor ist bankig und bricht zu Stücken. Er wirkt „bröselig“ bzw. sandet ab. Verwitterungsflächen sind grau mit schwarz-weiß-gelblichen Flecken. Der Marmor ist äußerst homogen mit einer

Korngröße von ein bis zwei Millimeter. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden:

1. Weiß bis gelblicher, grobkörnigerer und äußerst poröser Marmor mit bis zu einen Millimeter großen, silbrigen Muscovit-Blättchen.
2. Hellgrünlicher, feinkörnigerer Marmor mit sub-Millimeter großen Pyrit-Körnern. Diese zeigen rostige bis zu zwei Millimeter große Höfe.



Abbildung 3.9.: Calcit-Marmor, (Aufschluss 19/65)

### Quarzit

Der Quarzit bricht zu Steinen nach Schieferung und senkrecht darauf stehenden Klüfte. Dieses Gestein ist hell- bis dunkelgrau und hat einen stofflichen Lagenbau aus wenigen pelitischen Lagen im Zentimeter-Bereich mit Biotit und Feldspat und mehrheitlich quarzitischen Lagen im Zentimeter- bis Meter-Bereich, welche plattig erscheinen. Weiters sind bis zu mehrere Meter verfolgbare, Zentimeter mächtige Quarzmobilisat-Lagen auszumachen. Granat kommt häufig vor und hat eine Korngröße von maximal zwei Millimetern.

### Pegmatoide Mobilisate

Sehr wenige pegmatoide Mobilisate treten in geringmächtigen den Paragneis diskordant durchdringenden Gängen auf. Dieses helle bis weiße Gestein zeigt grobkörnigen Feldspat, Quarz und Muscovit sowie bis zu vier Millimeter große Turmalin-Stängel. Untergeordnet lassen sich sub-Millimeter große hellrot-braune Granat-Körner ausmachen.

## 3.4. Amering-Komplex

Die charakteristische Wechsellagerung des Amering-Komplexes aus Amphiboliten und gebänderten Biotit-Plagioklas-Gneisen zeigt eine Vielzahl an Übergängen. Es werden deshalb hier die Endglieder dieses Spektrums beschrieben und in Abb. 3.10 sind diese exemplarisch abgebildet.

### 3.4.1. Amphibolit

Das Gestein bricht zu plattigen Blöcken. Schon makroskopisch fällt auf, dass diese Bänderamphibolite anders sind als jene des Speik-Komplexes auf der südlichen Seite des Neuhofgrabens. So ist die Korngrößenverteilung der Amphibole hier eher gleichkörnig bei einer Korngröße von ein bis zwei Millimetern. Hornblende ist häufig säulig ausgebildet. Auch ist dieses Gestein Plagioklas-reicher, was zu einem ausgeprägteren Kontrast zwischen dunklen und hellen Lagen führt. Weiters sind an den Schieferungsflächen bis zu drei Millimeter große, eingeregelt Biotit-Plättchen zu beobachten.

Das Gestein zeigt sich zum Teil in einer gabbroid wirkenden Ausprägungen. Weiters ist es (vornehmlich in tiefen Lagen) als tiefschwarzes und hauptsächlich aus feinkörniger Hornblende und Biotit aufgebautes Gestein anzutreffen.



(a) Amphibolit



(b) Orthogneis

Abbildung 3.10.: Gesteine des Amering-Komplexes. Die Endglieder der charakteristischen Wechselagerung aus Amphiboliten und Orthogneisen mit unterschiedlichen Übergängen. Die Amphibolite können gabbroid wirken und äußerst dunkel ausgebildet sein. Die Orthogneise sind in der Regel ein helles Plagioklas-Quarz-reiches Gestein. Eine Biotit-Führung ist beiden gemein.

### 3.4.2. Orthogneis

Dies ist ein hellgraues bis gräulich-weißes, häufig mit weißen Schlieren versetztes, Feldspat-reiches und feinkörniges Gestein. Es bricht zu kantigen Blöcken nach Schieferung und Kluftflächen. Die Verwitterungsoberfläche zeigt häufig weiße und rot-orange Belege.

Es hat einen feinen stofflichen Lagenbau im Millimeterbereich. Die Schieferung sowie ein Streckungslinear sind deutlich zu erkennen.

Die dunklen Gemenganteile – mehrheitlich Biotit aber auch Hornblende-Nadeln bis maximal einen Zentimeter – sind in die Schieferung streng eingeregelt. Die hellen Lagen – Plagioklas und Quarz – wirken meist sehr dominant. Teilweise konnten unregelmäßig verteilte und diffus begrenzte Feldspat-Porphyroklasten beobachtet werden.

Örtlich erscheint diese Lithologie auch in einer gebänderten Textur mit einer Bändermächtigkeit bis in den Zentimeter-Bereich. Granat ist teilweise in sub-Millimeter großen Körnern zu sehen.

### 3.4.3. Kataklasit

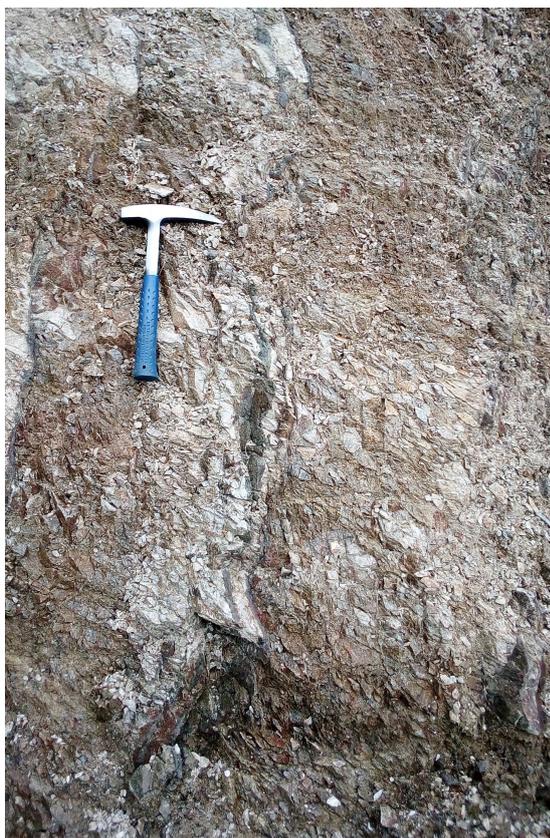
Von diesem Störungsgestein wurde nur ein Aufschluss beobachtet. Zentimeter mächtige Amphibolite und Dezimeter mächtige helle Orthogneise sind durch Klüfte zerbrochen. Sie sind zu Stücken mit einer maximalen Größe im Zentimeterbereich zerteilt. Dieses fein zerteilte Gestein kann als kohäsionsloser (Proto- bis) Mesokataklasit aufgefasst werden (Siehe Abb. 3.11).

## 3.5. Rappold-Komplex

### 3.5.1. Glimmerschiefer

Es handelt sich um ein braun-graues Gestein, das zu blättrigen Stücken und plattigen Blöcken bricht und eine seidig glänzende Oberfläche hat. Es ist äußerst Muscovit-reich und weist teils idiomorph ausgebildete Granat-Körner im Millimeter-Bereich auf. Quarz-Mobilisate kommen in bis zu Dezimeter langen und bis zu wenigen Millimetern mächtigen Bahnen vor. Teils sehr dunkle Partien könnten auf feinverteilten Graphit hinweisen.

Dieses Gestein kann abhängig vom Quarz-Gehalt auch etwas quarzitisches anmuten.



(a) Überblick



(b) Detail

Abbildung 3.11.: Kataklastit, zerbrochene Amphibolite und Orthogneise, (Aufschluss 19/62)

Im Vergleich zum Neuhof-Glimmerschiefer erscheinen die Muscovite hier grobkörniger und Biotit konnte makroskopisch nicht ausgemacht werden.

### 3.5.2. Marmor

Dieser Marmor kommt in bänder- oder linsenartigen Einschaltungen im Glimmerschiefer vor. Er ist Weiß bis Grauweiß mit mittelkörnigen Calcit-Kristallen. Wenige Muscovit- und Quarz-Körner lassen sich ausmachen. Das Gestein zeigt große Ähnlichkeit mit dem in der Nähe abgebauten Salla-Marmor.

### 3.5.3. Quarzit

Dieser Quarzit kommt, ebenso wie der Marmor, als Einschaltung im Glimmerschiefer vor. Dieses Gestein zeigt sich in einer hell- bis mittelgrauen, teils bräunlichen Farbgebung und hat ein deutlich bankig/plattiges Äußeres. Die Platten-Mächtigkeit bewegt sich im Zentimeter-Bereich – meist zwei bis fünf Zentimeter (Abb. 3.12a).

## 3.6. Wölz-Komplex

### 3.6.1. Kyanit-Granat-Glimmerschiefer

Dieser spezielle Glimmerschiefer wird dem Typ "Steinplan" (Bender, 2014) zugeordnet. Es ist ein graues bis dezent bräunliches Gestein mit seidigem Glanz. Bis zu Zentimeter große idio- bis hypidimorph ausgebildet Granat-Körner treten in einer Muscovit-reichen Matrix auf. Dazwischen ist grobkörniger, bis über einen Zentimeter langer, blaustichiger Kyanit eingeschaltet (Abb. 3.12b).



(a) Rappold-Komplex: Quarzit, (Aufschluss 19/16)



(b) Wölz-Komplex: Kyanit-Granat-Glimmerschiefer, (Aufschluss 19/69) , Foto: *Ralf Schuster*

Abbildung 3.12.: Gesteine des Rappold- und Wölz-Komplexes

## 4. Petrographie – Mikroskopisch

Es wurden von 34 Proben Dünnschliffe gefertigt und untersucht. Die Probenlokalitäten sind in Abb. 4.1 dargestellt und in Tab. 4.1 mit ihren Koordinaten und Lithologien aufgelistet.

Die Charakterisierung der Minerale und Mikrostrukturen erfolgt nach Pichler & Schmitt-Riegraf (1993) und Passchier & Trouw (2005). Die im Text verwendeten Mineralabkürzungen sind in Tab. A.1 angeführt.

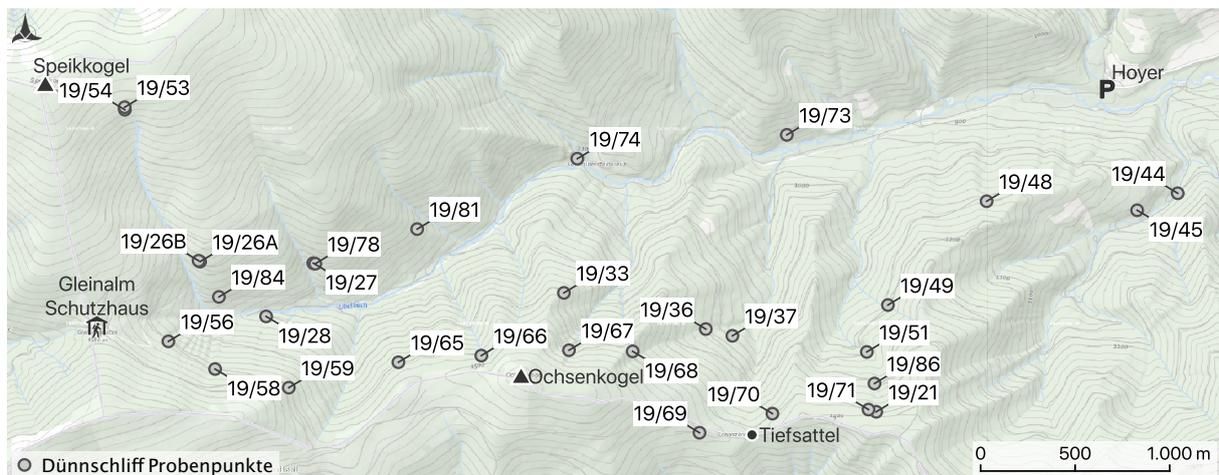


Abbildung 4.1.: Übersichtskarte der Dünnschliff-Probenentnahmestellen

### 4.1. Gleinalm-Augengneis-Lithodem

#### 4.1.1. Augengneis

**Proben:** 19/58, 19/71, 19/73

#### Beschreibung

Die Augengneise zeigen eine generelle Paragenese von Akfsp, Plg, Bt, Ms (und Ser) und Qtz. Akzessorisch tritt stets Apa auf. In wechselnden Häufigkeiten und abhängig von der Probe sind Epi, cZo, Chl, Grt, Zir und Tit zu erkennen. Untergeordnet sind opake Phasen vorhanden.

Die bis zu Zentimeter großen **Akfsp**-Porphyroblasten haben häufig kleinste Einschlüsse aus Ser und teils polygonalem Qtz, was sich in einer Trübung äußert. Teilweise ist ein feinstlamellares Mikroklinit vorhanden, aber auch eine Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz. Die relativ großen Aggregate sind meist von einer feinkörnigen, rekristallisierten "Aura" aus Fsp und Qtz umgeben. In dieser lassen sich flammenförmige Ab-Lamellen in perthitischem Kfsp mit Übergängen zu graphischen Fsp-Qtz-Verwachsungen erkennen.

**Plg** ist deutlich weniger häufig als Akfsp. Er zeigt (sehr) feine Zwillingslamellen und allgemein sind wenige charakteristische polysynthetische Zwillinge zu erkennen. Die Lamellen keilen meist aus. Durch feinkörnige Einschlüsse aus Epi/cZo und Ser ist an manchen Körnern eine Saussuritisierung (Zerfall der An-Komponente in ein feines Gemenge aus cZo, Ab, Act, Ser (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993)) zu beobachten. Allgemein zeigt der Fsp eine Trübung.

Die Glimmer, **Bt** mit braunem bis gelblichbraunem Pleochroismus sowie **Ms** sind allgemein in die

Tabelle 4.1.: Liste der Dünnschliff-Probenentnahmestellen

Probe	Lithodem. Einheit*	Lithologie	Geogr. Breite	Geogr. Länge
19/26B	AK	Amphibolit	47.21878	15.05942
19/53	AK	Amphibolit	47.22614	15.05425
19/54	AK	Amphibolit	47.22602	15.05427
19/74	AK	Amphibolit	47.22368	15.08586
19/78	AK	Bänderamphibolit	47.21864	15.06757
19/81	AK	Bänderamphibolit	47.22030	15.07468
19/27	AK	Hbl-Gneis	47.21867	15.06742
19/26A	AK	Orthogneis	47.21874	15.05952
19/84	AK	Orthogneis	47.21705	15.06084
19/58	GAL	Augengneis	47.21359	15.06057
19/71	GAL	Augengneis	47.21165	15.10619
19/73	GAL	Augengneis	47.22482	15.10049
19/56	GAL	Gabbro	47.21492	15.05731
19/33	NGL	Glimmerschiefer	47.21724	15.08493
19/45	NGL	Grt-Glimmerschiefer	47.22120	15.12495
19/65	NGL	Marmor	47.21392	15.07337
19/59	NGL	Paragneis	47.21270	15.06572
19/66	NGL	Paragneis	47.21424	15.07916
19/44	NGL	Quarzit	47.22202	15.12778
19/28	SK	Amphibolit	47.21611	15.06413
19/48	SK	Amphibolit	47.22163	15.11444
19/51	SK	Amphibolitführender Gneis	47.21441	15.10608
19/21	SK	Bänderamphibolit	47.21154	15.10673
19/70	SK	Bänderamphibolit	47.21145	15.09948
19/86	SK	Bänderamphibolit	47.21290	15.10661
19/37	SK	Grt-Amphibolit	47.21518	15.09669
19/49	SK	Grt-Amphibolit	47.21666	15.10755
19/67	SK	Grt-Amphibolit	47.21449	15.08528
19/68	SK	Grt-Amphibolit	47.21444	15.08973
19/36	SK	Serpentinit	47.21551	15.09483
19/69	WK	Ky-Grt-Glimmerschiefer	47.21054	15.09439

\* AK: Amering-Komplex; GAL: Gleinalm-Augengneis-Lithodem; NGL: Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem; SK: Speik-Komplex; WK: Wölz-Komplex

Foliation eingeregelt und wölben sich um die Akfsp-Augen. Sie bilden tafelige bis leistenförmige Aggregate. Es lassen sich auch wenige feinere, nadelig anmutende Glimmer-Körner ausmachen, die nicht in der Foliation orientiert sind.

**Qtz** lässt sich in zwei Ausprägungen ausmachen: Einerseits in feinkörnigen, polygonal bis interlobalt ausgebildeten Aggregaten in den Akfsp-Augen und in den graphischen Verwachsungen. Andererseits in größeren, interlobaten Aggregaten in der Matrix. Sie haben sowohl eine undulöse Auslöschung als auch *subgrains*. In größeren Körnern lassen sich wenige kleine Einschlüsse aus Epi feststellen und Deformationslamellen sind teilweise angedeutet.

**Apa** ist relativ häufig und, abgesehen von wenigen Anhäufungen, gleichmäßig verteilt. Er ist meist idiomorph bis hypidiomorph und körnig ausgebildet.

**Epi/cZo** ist feinkörnig, stängelig bis xenomorph-körnig und in der Umgebung von Plg zu sehen. Wenige Körner von Piemontit – die rot-violette Mn-Varietät von Epi – sind auszumachen.

Schliffabhängig sind tafelige, bräunlich-grüne **Chl** Aggregate in geringer Anzahl vorhanden. Sie treten meist in subparallelen Verwachsungen mit Bt auf und sind ebenso wie die Glimmer in der Foliation orientiert, wenngleich auch nicht so streng.

Weiters kommen wenige sub-Millimeter große hyp- bis xenomorph ausgebildete Körner von **Grt** vor. Sie sind mit Bt, Qtz, Plg und Epi verwachsen.

Wenige Körner von **Zir** sind im Bt mit pleochroitischen Höfen zu finden. Ebenso selten sind wenige Körner von **Tit** zu finden.

Opake Phasen, vermutlich **Mag** und/oder **Ilm**, lassen sich fast ausschließlich in den Bt-Aggregaten finden.

Eine durch Bt und Ms gebildete *continuous schistosity* ist gut zu erkennen. Die Glimmer wölben sich um die bis zu Zentimeter großen, länglichen Akfsp-Porphyroblasten. Die Form dieser ist variabel – von linsen- über augenförmig bis leicht flaserig wirkend – aber stets der Foliation folgend elongiert/ausgewalzt.

### Interpretation

Die sehr feinen Zwillingslamellen des Plg lassen einen höheren Ab- und niedrigen An-Gehalt annehmen. Dies passt gut mit dem "sauren" Charakter des Augengneises zusammen, wird Plg doch von basischen zu sauren Gesteinen hin immer An-ärmer (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993).

Die Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz ist typisch für Orthoklas (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993). Dies und das Vorhandensein von perthitischen Entmischungen lässt auf ein Auskristallisieren von Akfsp bei höheren Temperaturen und Entmischen bei sinkenden Temperaturen bei der magmatische Entstehung vermuten.

Weiters zeigt der Fsp Alterationen: (1) Eine sich durch Trübung äußernde Sericitisierung und (2) Bildung von weißem Saussurit und einer dezenten Grünfärbung (Epi, Zoi und Ser) durch den Zerfall der An-Komponente des Plg (Saussuritisierung). Dies lässt auf eine hydrothermale Alteration unter Kalium-führenden, wässrigen Lösungen schließen.

Die eingeregelt und nicht eingeregelt Glimmer werden als zwei Wachstumsphasen gedeutet: Eine vor oder während der Ausbildung der Foliation und eine spätere.

Bei Chl wird von einer Bildung aus Bt bzw. Grt ausgegangen. Chloritisierung ist aber von untergeordneter Bedeutung. Der Grt selbst wird als ein Produkt einer Reaktion von Bt und Plg, bei der Grt und cZo entstehen, interpretiert.

Für die opaken Phasen wird zum Teil eine Bildung durch den Zerfall von Bt angenommen.

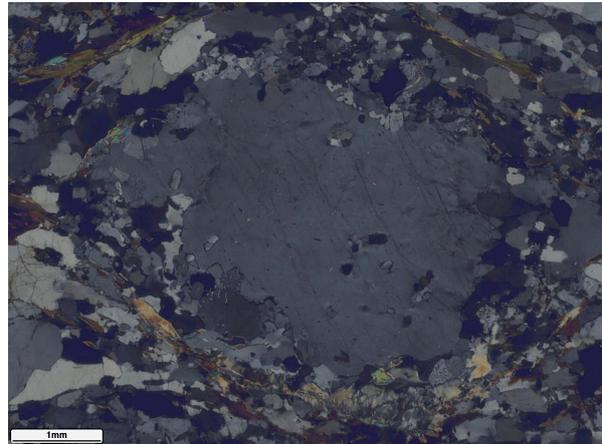
Zusammengenommen kann von einer Kristallisation der nunmehrigen Augengneise aus einer Kaliumreichen Schmelze ausgegangen werden. Bei der Abkühlung bildeten sich die perthitischen Entmischungen. Die Bildung der Ser- und Epi/cZo-Einschlüsse bedingt die Anwesenheit wasserhaltiger Fluide.

Dieses dem Anschein nach granitoide Gestein wurde hauptsächlich koaxial deformiert. Wobei man aus der Form der Akfsp-Augen eine geringe non-koaxiale Komponente annehmen könnte. Dies ist aber

mit Bedacht zu sehen, denn die große Anzahl der Aksp-Augen legt eine gegenseitige Beeinflussung bei einer Scher-Deformation nahe, wodurch eine Interpretation oder das Erkennen einer solchen erschwert bzw. verhindert wird.



(a) Augengneis, 19/58: Bis zu Zentimeter große Akfsp-Augen, die Glimmer wölben sich um diese und eine Trübung durch feinstkörnigen Ser, Epi/cZo ist deutlich zu erkennen.



(b) Augengneis, 19/58, XPL: Akfsp-Auge mit randlichen Entmischungen, umgeben von einer Qtz-reichen Matrix

Abbildung 4.2.: Dünnschliffaufnahmen der Augengneise des Gleinalm-Augengneis-Lithodems

#### 4.1.2. Gabbro

**Probe:** 19/56

##### **Beschreibung**

Es zeigt sich eine Hauptmasse aus Plg und Cpx. Weiters sind Opx, Amp und Srp vorhanden. Akzessorisch tritt Apa auf und es ist feinkörniger Ser, Epi und Zoi zu erkennen. Als opake Phasen sind Ilm und Mag vorhanden.

**Plg** zeigt eine mannigfaltige Ausbildung von (dünn-)tafelig bis meist leistenförmig gestreckt. Er weist eine gut ausgebildete polysynthetische Verzwilligung mit häufig breiten Zwillingslamellen auf. Teilweise lassen sich feinkörnige Einschlüsse aus Epi und eine Trübung erkennen.

Die im Allgemeinen blaßgrünen, hypidiomorph ausgebildeten **Cpx** vermutlich augitischer Zusammensetzung zeigen eine stark ausgeprägte Teilbarkeit. Diese äußert sich in eng stehenden und gut definierten geraden Linien die meist prominenter sind als die Spaltbarkeit. Es lassen sich (sub)ophitisch Plg- und Opx-Einschlüsse beobachten. An den Korngrenzen zeigt sich oft eine blassgelb-bräunliche Färbung.

Wenige farblose bis blaßhellgrünliche, hypidiomorph ausgebildete **Opx**-Körner sind vorhanden.

Auffallend bei den **Px** sind deren pseudomorphe Umwandlungen. Es zeigen sich oft großflächige, feinstfaserige, streng parallele, schwärzliche Aggregate mit goldgelber oder bronzener Färbung an Spaltflächen und häufig feinfaserige, in Nestern wirr angeordnete Amp oder Srp-Minerale.

**Amp** ist farblos, vermutlich Grammatit/Tremolit und zeigt teils einen dezenten Blaustich. Hbl lässt sich in säuligen bis tafeligen, grünlich und blaßgrüngelblich, hyp- bis xenomorph ausgebildeten Aggregaten beobachten, wobei Erstere grobkörniger als Letztere in Erscheinung treten. Es lassen sich zwei Formen ausmachen: Solche, die in unabhängig wirkenden Aggregaten auftreten und solche, die am Rand von Px auftreten.

**Srp** tritt als feinstfaserige, regellos angeordnete Kristalle in Pseudomorphosen nach Px auf.

**Apa** findet sich mehr oder weniger regelmäßig verteilt in meist idiomorphen Körnern.

Wenig feinstkörniger **Ser**, **Epi** und **Zoi** ist in Plg, Epi und auch in Cpx zu finden.

**Ilm** ist um und zwischen den gelblich-bräunlichen alterierten Px-Kristallen in Skelett-Form bzw. zerhackt wirkend und in Cpx als feinste, leistenförmige Entmischungen vorhanden. Wenige idiomorphe, viereckige **Mag**-Körner lassen sich erkennen.

Allgemein zeigt sich eine magmatische Textur und es ist keine Einregelung oder Scherung zu erkennen.

### Interpretation

Die breiten Zwillingslamellen des Plg lassen auf einen hohen An-Gehalt schließen (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993). Dies und das häufige Auftreten von vermutlich Aug ist die definitionsgemäße Paragenese eines Gabbros (Gill, 2010).

Die als Trübung ersichtlichen Einschlüsse von Ser, Epi und Zoi im Plg werden als eine hydrothermale Alteration (Saussuritisierung) interpretiert.

Auch die verschiedenen Alterationen der Px und deren teils pseudomorphen Ausbildungen werden als hydrothermale Umwandlungen verstanden:

- Uralitisierung: Pseudomorphose von hier feinfaserig ausgebildetem Amp nach Px
- Serpentinisierung: Einerseits die Umwandlung in Antigorit(?) mit Ausbildung der goldgelben Spaltflächen und andererseits die Umwandlung in orientierte Pseudomorphosen aus vermutlich Lizardit (Bastitisierung)
- Epidotisierung: Epi-Einschlüsse im Cpx.

Da bei Serpentinisierungsreaktionen<sup>1</sup> Fe- bzw FeTi-Oxide anfallen können, könnte dies das Naheverhältnis von Mag bzw. Ilm zu Px erklären. So kann hier zumindest zum Teil von einer sekundären Bildung der opaken Phasen ausgegangen werden.

Das magmatische Gefüge lässt auf geringe bis keine Deformation schließen, bzw. kann davon ausgegangen werden, dass diese nicht hinreichend stark war, um diesem Gestein eine Struktur aufzuprägen. Gabbros sind jene Gesteine, die aufgrund der hohen Solidus-Temperatur einerseits und ihrer Grobkörnigkeit andererseits die beste Chance haben ihre primär magmatisch gebildeten Minerale bis in hoch-gradige Metamorphosen beizubehalten (Bucher & Grapes, 2011). Diese Eigenschaften behindern eine Rekristallisation und/oder das großräumige Eindringen von Fluiden und so eine verbreite Hydratation der Minerale, die meist mit einer Festigkeitsabnahme und damit Deformation verbunden ist.

Insgesamt ergibt sich das Bild eines durch Einwirkung eines wasserhaltigen Fluids mannigfaltig alterierten Gabbros.

## 4.2. Speik-Komplex

### 4.2.1. Amphibolite

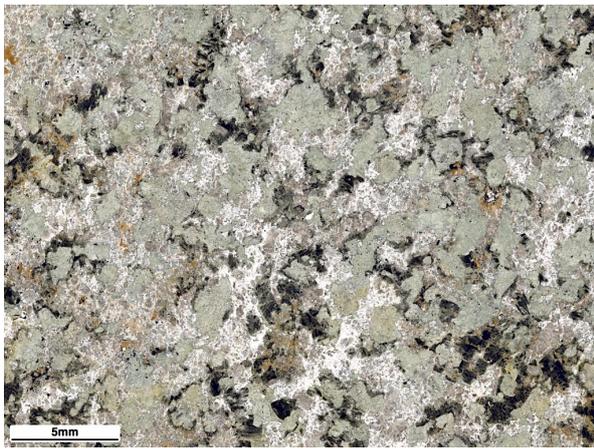
**Proben:** 19/28, 19/48, 19/21, 19/70, 19/86, 19/37, 19/49, 19/67, 19/68

#### Beschreibung

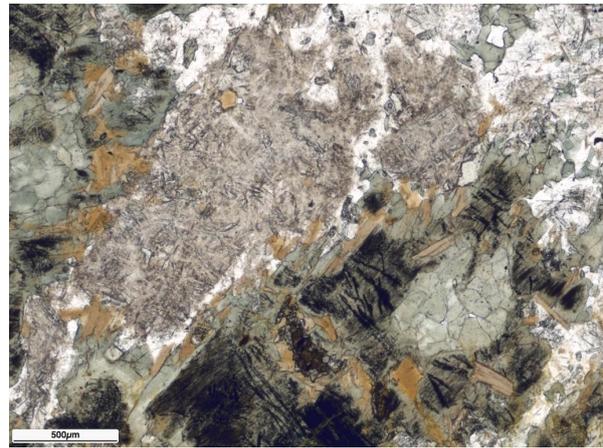
Die wesentlichen Gemengteile sind Hbl, Plg, Qtz und in variabler Häufigkeit Grt. Untergeordnet sind Tit, Bt, Cal, Epi/cZo, All, Apa, Rtl und opake Phasen (Mag, Ilm?) zu beobachten.

Grünliche, meist hypidiomorph ausgebildete **Hbl** zeigt kurz- und langstängelige bis tafelige, teils elongiert wirkende Kristalle, die mehr oder weniger gleich orientiert sind. Die Grüne Farbe ist pleochroitisch variabel und reicht von hellgelblichgrün über olivgrün teils zu bläulichgrün, aber auch bräunlich. Schliffabhängig kann sie auch auffallend monoton Grün sein. Neben dieser Hbl, sind feinkörnig idio- bis hypidomorph ausgebildete Kristalle mit kurzprismatischem Habitus und einer

<sup>1</sup>Hier vereinfacht aus einem hypothetischen Olivin dargestellt:  
 $6(\text{Mg}_{0.75}\text{Fe}_{0.25})_2\text{SiO}_4 + 6\text{H}_2\text{O} + 0.5\text{O}_2 = 3\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Fe}_3\text{O}_4$



(a) Überblick: Neben blaßgrünem Px und grauweißem Plg sind unterschiedliche pseudomorphe Alterationen gut sichtbar. Eine Einregelung ist nicht zu erkennen.



(b) Detail der Alterationen: Bastitisierung: Px wird, meist entlang von Spaltrissen in (1) gelb-bronzene Serpentine – Antigorit(?) und (2) schwärzliche Serpentine – (Chrysotil, Lizardit)(?) – umgewandelt. (3) Uralitisierung: Px wird in ein trübes, wirr-faseriges Netzwerk von feinstem Amp (Grammatit/Tremolit) umgewandelt.

Abbildung 4.3.: Dünnschliffaufnahmen des Gabbros, 19/56

blassen gelblichbraunen bis grünlichbraunen Farbe auffallend. Sie haben häufig einen hellen Kern und einen schmalen dunklen Rand.

**Plg** und **Qtz** bilden meist inequigranulare, polygonale bis lobate Körner, die zu dünnmächtigen in der Foliation orientierten Bändern aggregiert sind. Daneben ist Plg auch zwischen der Hbl verteilt zu beobachten. Die polysynthetischen Zwillinge des Plg wirken eher wie Wachstums- denn Deformationszwillinge. Qtz ist fast ausschließlich als unter 0,2 mm große Körner mit hauptsächlich undulöser Auslöschung zu beobachten. Wobei auch Körner mit *bulging, subgrains* sowie teils amöboid wirkenden Korngrenzen zu beobachten sind. Die Häufigkeit des Auftretens beider ist variabel und schliffabhängig. **Grt** ist bezüglich der Häufigkeit stark schwankend. Er ist meist rosa-stichig, poikilobatisch, hypidio- bis xenomorph und wirkt einphasig ausgebildet. Es zeigen sich subparallele Risse, die in einem Winkel von etwas 10° zur Foliation geneigt sind. Spindelförmige Einschlüsse (als Schersinnindikatoren) lassen sich nicht erkennen. Bezüglich der Korngröße können zwei Kategorien unterschieden werden: (1) 4,5 mm–7,5 mm und (2) unter 2,5 mm bei einem arithmetischen Mittel von etwa 1 mm. Erstere Gruppe lässt sich vorwiegend in den Grt-Amphiboliten beobachten und deren Einschlüsse sind tendenziell auf den Rand konzentriert. Die kleineren Körner sind dagegen insgesamt von Einschlüssen durchdrungen.

**Tit** kommt in idio- bis hypidiomorph ausgebildeten Kristallen mit abgerundeten Ecken und einem rautenförmigen Habitus vor. Die Körner zeigen pleochroitisch eine blass gelbliche bis grünliche aber auch bräunliche Farbe und sind selten farblos. Es zeigt sich häufig ein schmaler dunkler Rand. Viele feinkörnige Kristalle finden sich zwischen grüner Hbl, die ebenso wie diese eingeregelt sind.

Brauner bis grünlich-brauner, kleintafeliger **Bt** mit einem teils ausgeprägten grünem Pleochroismus kommt untergeordnet zwischen den Hbl-Kristallen und sich um die Grt-Körner wölbend vor. Die Körner sind in die Foliation eingeregelt.

**Cal** ist durch wenige Körner vertreten. Diese sind hypidio- bis xenomorph ausgebildet und in der näheren Umgebung des Grt sowie in den durch eine Grundmasse aus Plg und Qtz gebildeten hellen Lagen zu beobachten.

Feine Körner von **Epi/cZo** sind mit Grt, Bt und Plg zu beobachten. In Verwachsungen mit diesen ist **All** in rundlichen Körnern, teils mit einer Siebstruktur, vorhanden.

**Apa** findet sich mehr oder weniger regelmäßig verteilt als meist idiomorphe Körner.

**Rtl** ist in mehrheitlich kleinen (< 0,3 mm), rundlichen, rötlich-gelblichen Körnern interstitial zwischen Grt und Amp sowie als Einschluss in diesen zu finden.

Akzessorisch lassen sich als opake Phasen ausmachen: (Vermutlich) **Mag**/Titanomagnetit in teilweise charakteristisch viereckigen und zerhackten Aggregaten und unregelmäßig kantig begrenzten Aggregaten aus und **Ilm**. Sie kommen in und um Grt sowie Amp vor. Leukoxen-Bildung konnte nicht beobachtet werden.

Es lässt sich bei allen Proben eine durch die Hbl gebildete Foliation deutlich erkennen. Daneben ist ein Auftreten von unterschiedlich mächtigen, hellen Lagen aus einer Grundmasse aus Plg und Qtz zu erwähnen. Als Enden des Spektrums sind die Schlitze 19/28 und 19/68 zu nennen: Bei Ersterem wirken die Hbl-Kristalle mehr oder weniger verteilt und Plg und Qtz bilden geringmächtige Bänder. Bei Letzterem könnte man schon von sich wiederholenden grünen und hellen Domänen sprechen: Grünliche von Hbl (und Grt) dominierte Zentimeter mächtige Bereiche durchzogen von feinen Bändern aus Plg und Qtz wechseln mit Millimeter mächtigen, hellen Lagen aus Plg und Qtz (Abb. 4.4).

Zu den Unterschieden bei den Amphiboliten: Bei den Grt-Amphiboliten sind bis zu 7 mm große Grt-Körner zu beobachten, die weder bei den allgemeinen Amphiboliten noch bei den Bänderamphiboliten vorhanden sind. Die Bänderamphibolite haben (deutlich) ausgeprägtere helle Lagen und zeigen so einen höheren Fsp-Qtz-Anteil als die anderen Amphibolite.

### Interpretation

Alle Dünnschliffe zeigen die amphibolitfazielle Paragenese aus Hbl und Plg (Winter, 2014) mit einem geringeren Anteil von Grt, Qtz und Bt.

Aus der Abwesenheit von Cpx und der Anwesenheit von Epi lässt sich schließen, dass es sich um eine Mineralvergesellschaftung der untereren Amphibolitfazies oder vielleicht der oberen Grünschieferfazies handelt (Winter, 2014). Der Grünschiefer-Amphibolitfazies-Übergangsbereich ist im Temperaturbereich 450 °C–550 °C, abhängig vom Druck, durch zwei Mineraländerungen definiert (Bucher & Grapes, 2011): (1) Verschwinden von Ab bzw. die Ersetzung dessen durch Oligoklas ( $An_{17-20}$ ) und (2) Aufnahme von Al und Na durch Act und somit dessen Ersatz durch Na- und Al-führende Hbl. Der genaue An-Gehalt des Plg wurde hier zwar nicht bestimmt, er wird jedoch aufgrund der Breite der Zwillingslamellen und des (schwach) positiven Reliefs des Plg als >20 % angenommen. Act wurde keiner beobachtet. Weitere Indizien für den Grünschiefer-Amphibolitfazies-Übergangsbereich sind: Die (noch) Anwesenheit von Grt, teilweise schwach blaugrüne Färbung der Hbl sowie die manchmal schmalen dunklen Ränder der Hbl. Die Blaufärbung mancher Hbl-Kristalle könnte ein Hinweis auf Barroisit sein, einer auf die Grünschieferfazies beschränkten Varietät des Tschermakits (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993).

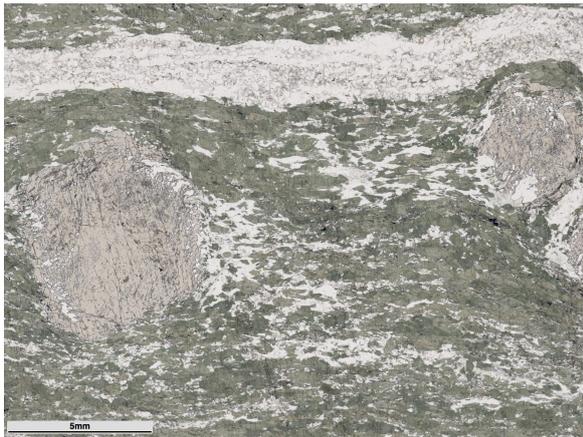
Auf Grund der bimodalen Grt-Korngrößenverteilung lassen sich zwei Generationen von Grt vermuten. Ein zweiphasiger Aufbau der größeren Grt-Kristalle konnte aber nicht beobachtet werden. Da bei den größeren Grt-Körnern die Einschlüsse jedoch mehrheitlich randlich zu beobachten sind und bei den kleineren diese Einschlüsse das ganze Korn durchziehen, liegt es nahe hier zwei Wachstumsphasen zu vermuten.

Der in den Bänderamphiboliten vermehrt vorhandene Fsp-Qtz-Anteil lässt ein Eindringen einer  $SiO_2$ -reichen Schmelze vermuten, denn das vermehrte Vorhandensein dieser Minerale ist in den anderen Amphiboliten nicht zu beobachten und in diesem Ausmaß auffallend bzw. ungewöhnlich.

Aus den untersuchten Dünnschliffen lässt sich eine koaxial dominierte Deformation annehmen. Das leichte Abweichen der (sub)parallelen Risse in den Grt-Kristallen zur Normalen auf die Foliation lässt einen geringen non-koaxialen Deformationsanteil vermuten.

Eine gewisse Deformation während des Abkühlens lässt sich aus den Qtz-Körnern ablesen: Es wurde sowohl *bulging* als auch *subgrain rotation* beobachtet. Die in (Passchier & Trouw, 2005) angegebenen Temperaturen für die Rekristallisation von Qtz-Körnern sind: *Bulging* ab ca. 300 °C und *subgrain rotation* ab ca. 400 °C. Da bei Plg *bulging* erst ab ca. 500 °C möglich ist und weiters die Lamellen bei diesem als Wachstumslamellen interpretiert werden, kann eine Stress-Einwirkung bei unter 500 °C

angenommen werden.



(a) Grt-Amphibolit, 19/68: Eine durch grüne Hbl gebildete Foliation ist deutlich zu erkennen. Geringmächtige, helle Lagen aus Qtz und Plg sind parallel orientiert. Relativ grobkörnige Grt-Körner haben subparallele Risse, die in einem Winkel von ca.  $10^\circ$  zur Normalen auf die Foliation orientiert sind. Einige Tit-Körner sind zu erkennen und in den hellen Lagen ist Cal auszumachen.



(b) Amphibolit, 19/28: Die Foliation bildenden Hbl-Aggregate liegen in einer Matrix aus Plg und Qtz verteilt. Ein Lagenbau ist kaum zu erkennen. Viele, eher feinkörnige Grt-Kristalle sind mehr oder weniger gleichmäßig verteilt, Risse sind auch hier vorhanden. Opake Phasen (Ilm, teils mit Kernen aus Rtl) sind häufig.

Abbildung 4.4.: Dünnschliffaufnahmen der Amphibolite des Speik-Komplexes. Es zeigen sich Unterschiede in der Ausbildung der durch Hbl gebildeten Foliation und in der Grt-Korngröße sowie in der Grt-Häufigkeit.

#### 4.2.2. Serpentinitt

**Probe:** 19/36

##### **Beschreibung**

Die Hauptgemengteile sind Srp, Tlc und Karbonat. Weiters sind Chl, Tr, Apa und opake Phasen vorhanden.

**Srp**-Minerale lassen sich in unterschiedlichen Ausbildungen erkennen: (1) Bronze bis gold-gelblich, leistenförmig und wirrschuppig, teils aber auch leicht blättrig (Antigorit?) (2) blass-grünlich, wirrfasrig und büschelig ausgebildet (Chrysotil?) und (3) (vermutete) sehr feinstfaserige, deshalb dunkle Aggregate in Spaltrissen (Lizardit?).

**Tlc** ist in faserigen, dicht verfilzten und regellosen Aggregaten aber auch massig und rosettenartig angeordnet reichlich vorhanden. Wenige von Tlc gefüllte Gänge sind zu sehen.

**Karbonate** sind als rhomboedrische, idio- bis hypidiomorphe Körner vorhanden. Sie sind trüb und gräulich Braun. Die charakteristische Verzwilligung ließ sich nicht beobachten.

Einige Körner von **Tr** sind vorhanden. Diese sind idiomorph ausgebildet und farblos.

**Chl** tritt in farblosen, schwach grünlichen, faserigen, verfilzten und auch in schuppigen Aggregaten auf.

Akzessorisch sind wenige graue Körner von hyp- und xenomorphem **Apa** zu erkennen.

Als reichlich vorhandene, feinkörnige opake Phasen sind teils randlich dunkel-nelkenbrauner, ansonsten opaker **Ilm** und körniger **Mag** zu nennen. Mag tritt meist mit Srp gemeinsam auf.

Ehemalige **Px** lassen sich durch Srp- und Tlc Pseudomorphosen nach diesen vermuten.

Der Dünnschliff zeigt ein feinkörniges, faseriges, wirres Geflecht von Srp und Tlc. Eine (ehemalige) Foliation lässt sich durch die, mehr oder weniger, eingeregelt Pseudomorphosen vermuten.

### Interpretation

Die vorkommenden Mineralphasen lassen auf einen hohen Mg-Gehalt des untersuchten Serpentinits schließen: Abgesehen von Srp und Tlc, die per Definition Mg-führend sind, kommen sowohl farbloser Tr als auch farbloser Chl vor. Eben die farblose Ausbildung letzterer zeigt einen hohen Mg-Anteil an (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993).

Der Serpentinitt wird als ein weitestgehend serpentinierter Ultramafitit interpretieren. Es könnte sich um ein Mantelgestein handeln.

Geht man von einem Peridotit als Protolith aus, so würde bei der Serpentinisierung zuerst Ol und anschließend Opx in ein Mineral der Serpentinegruppe oder Tlc umgewandelt werden. Diese Umwandlung könnte durch mannigfaltige Reaktionen passieren (bspw. Bucher & Grapes, 2011; Winter, 2014; Bach et al., 2006). Da weder Ol noch Opx "verlustfrei" in ein Srp-Mineral umgewandelt werden können, bleiben dabei Mg<sup>2+</sup>- und Fe<sup>2+</sup>-Ionen sowie SiO<sub>2</sub> übrig. Diese können zu Tlc reagieren und auch feinstkörnigen Mag ausfällen. Für diese Reaktionen ist in jedem Fall H<sub>2</sub>O im (großen) Überschuss nötig.

Für die Bildung von Chl und Ca-Amp ist Al nötig; so ist von einer Al-Führung des Protoliths auszugehen. Der ursprüngliche Al-Träger könnte druckabhängig ein Plagioklas, Spinell oder Granat gewesen sein. Bei den Karbonaten ist aufgrund der braunen Farbe von einem Fe-hältigen Mitglied der Dol-Gruppe (Dolomit-Ankerit) auszugehen. Die Karbonat-Führung lässt sich zum Teil wahrscheinlich auch durch primäre Karbonate erklären, doch es wird hier von einer Karbonatisierung der Ultramafitite ausgegangen, bei der sich metasomatisch Dol bildet.

Die in der Röntgendiffraktometrie (Kapitel 6) gemessenen Ca-Amphibole könnten aus Cpx durch Hydratation entstanden sein.

Durch die reichlich vorhandenen und feinkörnigen opaken Phasen lässt sich teilweise eine Bastitisierung von Opx vermuten. Die dunklen Aggregate deuten Pseudomorphosen nach Opx entlang deren Spaltrisse an.

Insgesamt wird von einem vollständig serpentinierten Mantelgestein ausgegangen. Ursprünglich war dieses Gestein vermutlich Karbonat-frei. Es erfolgte eine Serpentinisierung bei einer Ozeanboden-Metamorphose – bei geringem Druck und geringer Temperatur und viel Wasser. Die Bildung der Karbonate erfolgte bei einer weiteren Metamorphose durch Reaktionen mit krustalem CO<sub>2</sub>, welches durch prograde Dekarbonatisierungs-Reaktionen aus bspw. einem Metasediment stammen könnte.

## 4.3. Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem

### 4.3.1. Glimmerschiefer

**Proben:** 19/33, 19/45, 19/59, 19/66

### Beschreibung

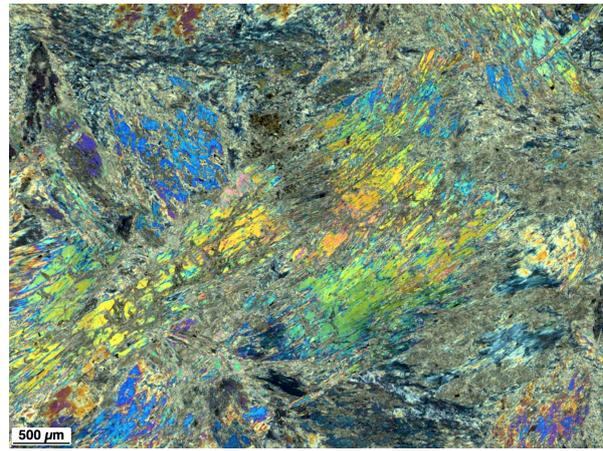
Die Glimmerschiefer bestehen überwiegend aus Hgl und Qtz. Dazu kommen Grt, Bt, Chl, Ky und Sta. Als Akzessorien sind Tur, Epi, Apa, All, Zir, Rtl, Ilm, Gra und opake Phasen zu nennen. In manchen – hauptsächlich in den hier als Paragneis kategorisierten – Schliffen, ist Plg in größerer Menge vorhanden.

Bei **Ms** lassen sich zwei Arten erkennen: Einerseits grobkörnige, elongierte und mehr oder weniger streng in die Foliation eingeregelt (lepidoblastisch) Hellglimmerporphyroblasten und andererseits feinkörnige, die nicht orientiert sind (decussat).

**Qtz** zeigt in Summe eine inequigranulare Korngrößenverteilung. Die feinkörnigen Aggregate haben



(a) Serpentin, 19/36: In einer feinkörnigen Masse aus blaugrünlichem Srp und Chl sind Tlc und Srp Pseudomorphosen nach Px zu erkennen. Gut ist auch die Bildung von opaken Phasen und Srp in Spaltrissen zu erkennen. Eine Einregelung der ehemaligen Px ist noch angedeutet.



(b) Serpentin, 19/36, XPL: Es zeigt sich ein wirrfasriges Geflecht aus Tlc und Srp (Tlc: Interferenzfarben höherer Ordnung, Srp: Grau-Weiß)

Abbildung 4.5.: Dünnschliffaufnahmen des Serpentinits des Speik-Komplexes

gerade Korngrenzen und zeigen eine polygonale Form. Die gröberkörnigen Aggregate hingegen zeigen eine interlobate Form. Die Qtz-Aggregate sind häufig in der Foliation orientiert. Stellen mit undulöser Auslöschung sind gering vertreten und vorwiegend bei den gröberkörnigen Aggregaten zu finden.

**Grt** zeigt eine bimodale Korngrößenverteilung: Einerseits wenige bis zu sechs Millimeter große und andererseits häufiger vorkommende, sub- bis maximal zwei Millimeter große Körner. Allgemein ist er grünlich bis leicht rosa, hypidiomorph und poikiloblastisch, mit Einschlüssen von Qtz, Ms, Rtl/Ilm und Tur, ausgebildet. Ein dunkler Rand ist häufig zu beobachten. An den größeren Körnern ist unter dem Mikroskop anhand eines schmalen Randes eine Zweiphasigkeit zu erkennen. Weiters haben speziell die größeren Körner schwarze, blättrige bzw. feinstkörnige Einschlüsse von Gra. Die Grt-Körner sind meist von Ms, Qtz, Bt sowie untergeordnet Rtl/Ilm Plg und Chl umgeben bzw. teils von diesen durchwachsen und häufig sind Ky-Sta-Tur-Nester in unmittelbarer Umgebung.

Das Auftreten von **Bt** ist im Allgemeinen variabel und deutlich weniger häufig als jenes von Ms. Er ist orangebraun bis braun pleochroitisch und leistenförmig in die Foliation eingeregelt. Teilweise sind pleochroitische Höfe vorhanden. Bt ist um die Grt-Porphroblasten, bzw. an Positionen, an denen vermutlich Grt vorhanden war sowie als einzelne, kleintafelig ausgebildete Matrix-Kristalle zu beobachten.

Mit Bt und Grt vergesellschaftet sind wenige und schliffabhängig, dunkelolivgrüne bis dunkelbraungrüne, tafelige **Chl**-Aggregate vorhanden. Der Farbe nach können sie als  $Fe^{2+}$ -Chl (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993) klassifiziert werden. Diese sind an die Korngrenzen des Grt gebunden.

Aggregate von **Ky** sind als grünliche, flaserige bzw. nestartige, teils radialstrahlige Pseudomorphosen nach And zu beobachten. Das Vorkommen dieser ist schliffabhängig und kann relativ häufig sein. Meist sind diese Pseudomorphosen sub-Millimeter bis maximal 2 mm groß; selten bis zu 6 mm. Neben Ky sind in diesen Pseudomorphosen Sta, Tur, wenig Epi und opake Phasen vorhanden.

**Sta** ist in ockergelben, meist idiomorph ausgebildeten Körnern in Verwachsungen oder am Rande obiger Pseudomorphosen und teils in Vergesellschaftung mit Grt zu beobachten.

Wenige olivgrüne idio- bis hypidiomorphe **Tur**-Körner lassen sich in den Pseudomorphosen und als Einschlüsse in Grt beobachten.

**Epi** zeigt sich in wenigen körnig bis relativ großflächigen, teils herzförmig verzwilligten, xenomorph ausgebildeten Kristallen. Weiters sind kleinste Körner in den Ky-Flasern zu sehen.

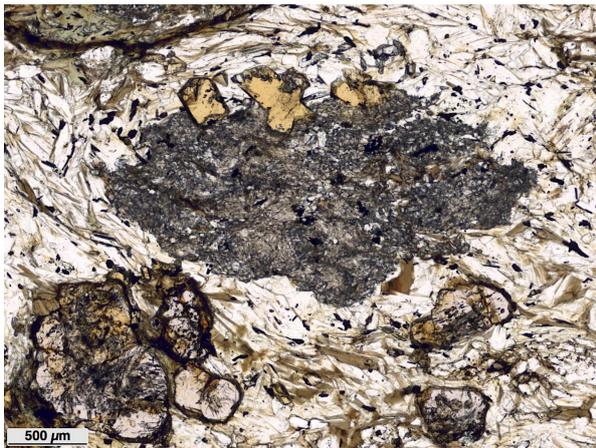
**Apa** ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. **All** ist, schliffabhängig, in kleinsten xenomorphen Körnern in der Nähe bzw. als Einschluss bei Epi zu sehen. Wenige, teils hypidiomorphe, Körner von **Zir** sind zu beobachten. Häufiger sind sie als Einschlüsse in Bt (Pleochroitische Höfe).

**Rtl** tritt in körnigen bis säuligen Aggregaten meist in Paragenesen mit Grt, Bt oder Ky auf. In wenigen Bt-Blättchen konnte eine nadelige, gitterartige Ausbildung (Sagenit) beobachtet werden.

Opake Phasen sind häufig feinkörnig ausgebildet und etwa gleichmäßig verteilt. Anhäufungen bilden sich im Bt, den Pseudomorphosen und im Grt. Die Formen – viereckig, dünntafelig, zerhackt, skelettartig – lassen auf eine Paragenese von **Mag** und **Ilm** schließen. In manchen Ilm-Körnern lässt sich ein Rtl-Kern vermuten.

Vornehmlich in den Paragneisen lässt sich zusätzlich und in geringer Menge **Plg** beobachten.

Bei allen Schliffen ist eine durch die Glimmer gebildete, ausgeprägte Foliation vorhanden. Die Hgl und Bt sind in diese eingeregelt, Qtz-Körner in dieser teils elongiert. Bei den als Paragneis angesprochenen Proben wechseln sich feinste Glimmer- und Qtz-Lagen ab und dazwischen sind wiederkehrend ca. 0,5 mm dicke Qtz-Plg-Bänder eingeschaltet. Der Qtz-Reichtum ist bei diesen, im Vergleich zu den Glimmerschiefern auffallend.



(a) Grt-Glimmerschiefer, 19/45A: Ky Pseudomorphose nach And mit idiomorphen Sta-Körnern am Rand, umgeben von reichlich Ms und Bt. Darunter Grt-Körner der zweiten Generation.

Anmerkung: Dieser Schliff ist etwas dicker, die Minerale wirken dadurch evtl. etwas ungewohnt.



(b) Paragneis, 19/59: Dünnmächtige Glimmer- und Qtz-Lagen wechseln einander ab, dazwischen wiederkehrend, mächtigere Qtz-Bänder. Der Qtz-Reichtum ist bei den Paragneisen im Vergleich zu den Glimmerschiefern auffallend. Eine Foliation ist deutlich zu erkennen: Sie wird durch Glimmer- aber auch die Qtz-reiche Lagen gebildet.

Abbildung 4.6.: Dünnschliffaufnahmen von Glimmerschiefer und Paragneis des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems

### Interpretation

Durch die Zweiphasigkeit des Grt und die Alumosilikate sind zwei Metamorphosen zu erkennen: (1) eine Temperatur-betonte bei relativ niedrigen Drucken (HT/LP) mit And und (2) eine Druck-betonte, bei welcher der And in Ky umgewandelt wurde. Die Bildung der And muss vor der Bildung der Ky passiert sein, da Ky-Flasern als Pseudomorphosen nach And ausgebildet sind.

Die erste Metamorphose ist mit ihrer HT/LP-Ausprägung charakteristisch für das Permische Ereignis (Schuster et al., 2001) und für Letztere wird das Eoalpine Ereignis (Schuster, 2003) angenommen.

Die bimodale Korngrößenverteilung des Grt und die zweiphasige Ausbildung der gröberkörnigen Grt-Kristalle lässt annehmen, dass sich diese beiden Metamorphosen auch im Grt-Wachstum widerspiegeln. Die Ausbildung des Kerns der größeren Grt-Porphyroblasten kann der ersten Metamorphose zugeordnet werden. Die Ausbildung des schmalen Randes sowie das Wachstum des feinkörnigeren Grt der zweiten Metamorphose.

Die Hgl und Bt treten in Form von Matrix-Mineralen und in Vergesellschaftungen mit Grt in Erscheinung. Erstere könnten bereits während des Permischen Ereignisses entstanden sein und Letztere nach dem eoalpinen Maximum.

Ilm wird einerseits dem ersten HT/LP-Ereignis zugeordnet, da er als Einschlüsse innerhalb der grobkörnigen Grt-Porphyroblasten zu finden ist und andererseits könnte er auch nach dem zweiten Metamorphose-Maximum im Zuge der Dekompression aus Grt und Rtl<sup>2</sup> entstanden sein.

Rtl könnte dem Eoalpinen, Druck-betonten Ereignis zugeordnet werden und sekundär als Entmischungsprodukte aus Titan-haltigem Bt interpretiert werden – zumindest die wenigen, gitterförmigen, nadeligen Sagenite.

Für den Tur wird eine detritische Herkunft angenommen. Dies trifft auch auf den vermuteten Mag und zum Teil eventuell auch auf Ilm zu.

Durch die Anwesenheit von Sta kann von einem hohen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + CaO- und FeO/MgO-Verhältnis im Pauschalchemismus des Glimmerschiefers ausgegangen werden (Okrusch & Matthes, 2014). Auch kann durch den Sta und seiner Eigenschaft als diagnostisches Mineral in Metapeliten (Vernon & Clarke, 2008) davon ausgegangen werden, dass die letzte Überprägung amphibolitfaziell war.

Durch thermodynamische Berechnungen im KFMASH-System<sup>3</sup> mit Ms, Qtz und H<sub>2</sub>O im Überschuss entlang einer Ky-Geotherme (Kontinent-Kontinent-Kollision-Metamorphose) für Aluminium-reiche Metapelite (Bucher & Grapes, 2011), lässt die Paragenese eine Temperatur von ca. 600 °C–680 °C als Temperaturmaximum der Metamorphose bei Drucken von 6,7 kbar–7,8 kbar vermuten.

### 4.3.2. Quarzit

**Probe:** 19/44

#### Beschreibung

Der Quarzit setzt sich aus Qtz, Plg, Grt, Chl und Bt zusammen. Akzessorisch sind Epi, Zoi und Apa zu erwähnen.

**Qtz** zeigt in der Foliation orientierte und elongierte Aggregate. Diese sind inequigranular bis seriat polygonal ausgebildet. *Bulging, subgrains* und eine undulöse Auslöschung sind zu erkennen.

Die **Plg** löschen teilweise undulös aus und die polysynthetischen Zwillinge sind stellenweise gebogen. Eine Trübung ist meist vorhanden.

Hellbräunlicher **Grt** ist idio- bis hypidiomorph und poikiloblastisch ausgebildet und beinhaltet Einschlüsse aus Qtz und Plg. Es zeigen sich viele kleine Körner mit einer durchschnittlichen Korngröße von 0,7 mm, welche meist von Chl umgeben sind.

Pleochroitischer, dunkeloliv- bis braungrüner **Chl** zeigt tafelige und blättrige Aggregate. Diese sind um die Grt-Porphyroblasten konzentriert bzw. in unmittelbarer Umgebung dieser zu sehen. Chl ist nicht so streng in der Schieferung orientiert wie Bt.

**Bt** zeigt einen Pleochroismus von (sehr) Dunkelbraun bis ins hellbraun Gelbliche. Vor allem in der Nähe von Chl ist teilweise ein grüner Stich vorhanden. Die Kristalle sind stängelig bis leistenförmig ausgebildet und mehr oder weniger streng in der Foliation ausgerichtet. Auffallend ist, dass die Kristalle mehrheitlich die gleiche Orientierung zeigen, erkennbar durch dieselbe Auslöschung und denselben Pleochroismus.

**Epi** ist hypido- bis xenomorph und körnig ausgebildet. Mit diesem verwachsen zeigen sich wenige, sehr feinkörnige **Zoi** Kristalle.

**Apa** hat eine körnige, tendenziell hypidiomorphe Ausbildung und ist regelmäßig verteilt.

Eine mehrheitlich durch Bt und teils durch Chl gebildete Foliation (*continuous schistosity*) ist zu erkennen. Die Qtz-Aggregate sind zum Teil auch in dieser elongiert.

---

<sup>2</sup>Die Reaktionen  $\text{Alm} + 3 \text{Rtl} = 3 \text{Ilm} + \text{Als} + 2 \text{Qtz}$  und  $\text{Grs} + 2 \text{Alm} + 6 \text{Rtl} = 6 \text{Ilm} + 3 \text{An} + 3 \text{Qtz}$  sind auch die Basis für die Geobarometer GRAIL und GRIPS (bspw. Bucher & Grapes, 2011; Winter, 2014)

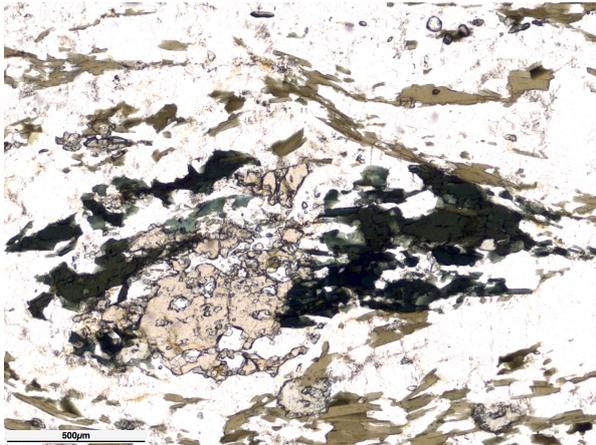
<sup>3</sup>K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O

## Interpretation

Der Quarzit zeigt deutliche retrograde Umwandlungen im Bereich der Grünschieferfazies. Grt zerfällt in Chl und Bt bzw. auch die Umwandlung von Bt in Chl und Epi lässt sich vermuten. Die Farbe der Chl lässt auf einen  $\text{Fe}^{2+}$ -Chl schließen (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993), was einen Alm-reichen Grt vermuten lässt.

Das *bulging* und die *subgrains* in den Qtz-Körnern sowie die teils gebogenen, polysynthetischen Zwillinglamellen der Plg und deren undulöse Auslöschung zeugen von einer tektonischen Beanspruchung bei niedrigen bis mittleren Temperaturen – etwa 400 °C–500 °C (Passchier & Trouw, 2005).

Die ausgebildete Foliation, die elongierten Qtz-Kristalle und die nur wenig vorhandenen, gebogenen Plg-Zwillinge lassen eine hauptsächlich koaxiale Deformation mit einem geringen Anteil einer non-koaxialen Komponente vermuten.



(a) Quarzit, 19/44: Ein Zerfall des Grt in dunkelolivgrünen Chl und braunen Bt sowie eine Trübung des Fsp ist deutlich zu erkennen.



(b) Quarzit, 19/44: Eine mehrheitlich durch Bt und teils durch Chl gebildete *continuous schistosity* ist zu erkennen. Durch die symmetrische Anordnung der Bt und Chl um die Grt-Blasten und die Abwesenheit von Schersinn-Indikatoren kann von einer vorwiegend koaxialen Deformation ausgegangen werden.

Abbildung 4.7.: Dünnschliffaufnahmen des Quarzits des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems

### 4.3.3. Calcit-Marmor

**Probe:** 19/65A: Weißer Marmor und 19/65B: Unreinerer Marmor

#### Beschreibung

Probe 19/65A zeigt eine fast schon monomineralische Vergesellschaftung aus Cal mit wenigen Körnern von Ms und einzelnen aus Qtz. Wohingegen 19/65B auch Cal-dominiert ist, doch es zeigen sich neben dem hier häufigeren Ms auch Körner von Qtz, Tit und Epi/cZo.

Als opake Phasen ist (vermutlich) Pyrit in beiden Proben vorhanden.

**Cal** ist im reineren Marmor equigranular, hypidiomorph mit einer Korngröße von 1 mm–2 mm ausgebildet. Im unreineren Marmor lässt sich eine inequigranulare Korngrößenverteilung beobachten: In einer Matrix aus maximal 1 mm großen Cal-Körnern sind bis zu 4 mm große, gröberkörnige, längliche Kristalle vorhanden. Verzwilligung und Spaltflächen nach Rhomboederflächen sind allgemein gut ausgebildet und häufig. Neben meist feinstlamellaren Verzwilligungen (Breite  $\leq 1 \mu\text{m}$ ) sind auch breitere (durchschnittliche Breite ca.  $25 \mu\text{m}$ ) vorhanden. Die Lamellen sind generell gerade und nur in wenigen Kristallen gebogen.

**Ms** ist in leistenförmigen bis zu 1 mm langen Körnern in beiden Dünnschliffen zu beobachten. Eine Einreglung ist nicht zu erkennen.

**Qtz** ist in vereinzelt sub-Millimeter großen hypidiomorphen Körnern und Aggregaten mit undulöser Auslöschung in beiden Dünnschliffen vorhanden.

In Probe 19/65B ist zusätzlich ein meist feinkörniger, oft idiomorph ausgebildeter, farbloser und bräunlich-grauer bis grünlich-brauner **Tit** vorhanden. Daneben lassen sich Körner von stängeligem und leistenförmigen **Epi/cZo** finden.

Als opake Phase ist **Pyr** zu nennen. Wenige bis zu 1 mm große Körner sind gleichmäßig verteilt. Sie sind meist von ockergelben Höfen umgeben.

### Interpretation

Aus den "Verunreinigungen" der Cal dominierten Marmore lässt sich vermuten, dass sie aus Kalken mit einer tonigen Komponente hervorgegangen sind.

Die Ausbildung einer inequigranularen Korngrößenverteilung mit einer stärkeren Verzwilligung bei den gröberen Kristallen wird als eine Deformationsreaktion unter niedrig-gradigen Bedingungen gedeutet. Aus der Morphologie der Verzwilligung lässt sich die Temperaturen bei der Deformation abschätzen (Passchier & Trouw, 2005): Durch die Ausbildung von breiteren Zwillingen kann eine Temperatur von 200 °C–300 °C vermutet werden, da bei Temperaturen von mehr als 200 °C die Lamellen eher breiter werden, statt dass neue und dünne gebildet werden. Durch das Auftreten gebogener Zwillinge lässt sich der Temperaturbereich weiters auf größer als 250 °C einschränken. Feine, gerade Zwillinge sind bei Temperaturen unter 170 °C vorherrschend.

Bei den gröberkörnigen Kristallen sind die breiten und teils gebogenen Zwillingslamellen dominant, wohingegen die feinen, stets geraden vorwiegend bei den kleineren Kristallen zu finden sind. Dies lässt eine Temperatur- und Deformationsabnahme vermuten: Bildung der breiten und gebogenen Lamellen bei Temperaturen über 250 °C, bei sinkenden Temperaturen werden auch dünnere Lamellen neben den breiteren gebildet und schließlich bei Temperaturen unter etwa 170 °C–200 °C bruchhaftes Verhalten mit Bildung der feinkörnigen Aggregate mit feiner, gerader Verzwilligung.

Die ockergelben Höfe um die opaken Phasen werden als eine Oxidation von **Pyr** – vermutlich zu Limonit – interpretiert.

In Summe wird von unterschiedlich tonigem Kalkstein ausgegangen, dessen Metamorphose(n) zu den reineren und unreineren Marmoren führte. Das Vorhandensein von **Epi/cZo** legt nahe, dass die letzte Metamorphose zumindest in der Grünschieferfazies stattfand.

Es lässt sich ein mariner Ablagerungsraum mit unterschiedlich stark ausgeprägtem terrigenen Einfluss vermuten.

## 4.4. Amering-Komplex

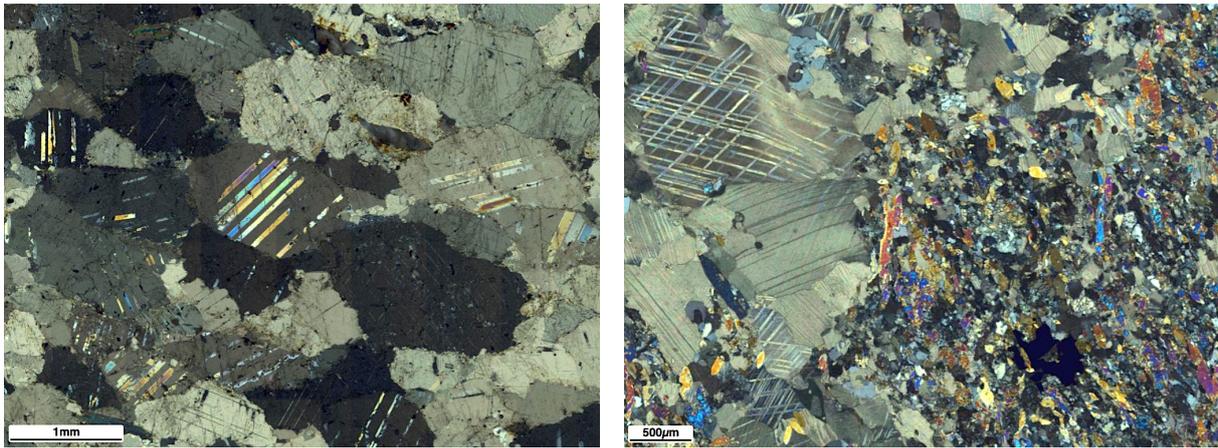
### 4.4.1. Amphibolit

**Proben:** 19/26B, 19/53, 19/54, 19/74, 19/78, 19/81

#### Beschreibung

Die wesentlichen Gemengteile werden durch **Hbl**, **Plg** und **Qtz** gebildet. Untergeordnet sind **Cpx**, **Bt**, **Grt**, **Epi/cZo**, **Rtl**, **Ilm** und akzessorisch **Tit**, **Apa** und **Zir** zu nennen.

Die pleochroitisch grünen bis hellgrün-gelblichen bzw. -bräunlichen **Hbl** Kristalle sind hypidio- bis xenomorph ausgebildet. An manchen lässt sich eine blaue Färbung beobachten. Sie zeigen einen lang-säuligen, teils tafeligen Habitus und sind mehr oder weniger in die Foliation eingeregelt und wirken in dieser elongiert. Schliffabhängig kann die **Hbl** dominierend wirken und es zeigen sich grobkörnige, bis zu 5 mm längliche Kristalle.



(a) Weißer Marmor, 19/65A, XPL: Equigranularer Millimeter großer Cal, mit breiten gerade Zwillingslamellen.

(b) Unreinerer Marmor, 19/65B, XPL: Millimeter großer Cal mit gebogenen, mehrheitlich breiten Zwillingslamellen in einer feinkörnigen Matrix aus Cal, Ms, Epi/cZo. Der feinkörnigere Cal zeigt durchwegs feine, gerade Lamellen.

Abbildung 4.8.: Dünnschliffaufnahmen der Marmore

**Plg** ist in einer inequigranularen Korngrößenverteilung zu beobachten: Es zeigen sich leistenförmig gestreckte, gröbere sowie feinkörnigere, polygonale Körner. Sowohl Wachstums- als auch auskeilende Deformationslamellen sind vorhanden. Diese sind meist dünn, selten breit, ausgebildet. Eine Trübung ist häufig zu beobachten (Saussuritisierung).

**Qtz** ist mehrheitlich in feinkörnigen seriaten-interlobaten Aggregaten mit Plg vergesellschaftet und zeigt eine (schwache) undulöse Auslöschung. Stellenweise sind *subgrains* zu beobachten.

In manchen Dünnschliffen ist blassgrüner **Cpx** (vermutlich Aug), teilweise in größeren, Millimeter großen Körnern zu beobachten. Häufig wird deren Farbe zum Rand hin kräftiger. Sie sind stets von Hbl umgeben. Es lässt sich eine Verdrängung durch Amphibole (Uralitisierung) und durch feinstfaserige, dunkle Aggregate beobachten.

Brauner bis hellbrauner **Bt** ist schliffabhängig in stängeligen bis leistenförmigen Kristallen stets mit Hbl und/oder Grt vertreten. In der Paragenese mit Grt wirkt das Braun dunkler und teils fahler im Vergleich zur Paragenese mit Hbl. Bt ist in die Foliation eingeregelt.

Wenige gräuliche bis schwach rosa **Grt**-Körner sind schliffabhängig vorhanden. Sie sind sub-Millimeter groß, hypidio- bis xenomorph ausgebildet und haben Einschlüsse von meist stängeligem Epi, feinstkörnigem Piemontit (Mn-führende Varietät von Epi) und Qtz. Umgeben sind sie stets von Bt und Hbl. Eine mehrphasige Ausbildung lässt sich nicht erkennen.

**Epi** ist in stängeligen bis rhombenförmigen Körnern im Grt zu finden sowie häufig mit Hbl verwachsen. Weiters ist dieser mit kurzstängeligem **cZo** mit Plg vergesellschaftet.

Rotbrauner bis fast opaker **Rtl** tritt meist zwischen Hbl und Bt auf und ist in manchen Schliffen auffallend häufig vorhanden. **Ilm** ist einerseits häufig um Rtl und andererseits in skelettartigen Aggregaten zu finden.

**Tit** kommt in manchen Dünnschliffen häufig vor. Die Körner sind tendenziell idiomorph ausgebildet, rautenförmig und schwach bräunlich. Sie sind ausschließlich mit Hbl und Bt vergesellschaftet und wie diese orientiert.

Akzessorisch sind gerundete, körnige **Apa**- und wenige **Zir**-Kristalle, die circa gleichmäßig verteilt sind, zu beobachten.

Es lässt sich stets eine deutliche durch Hbl und, schliffabhängig, Bt gebildete Foliation erkennen. Auch ist ein Lagenbau aus meist mächtigeren, von grüner Hbl dominierten und dünnmächtigeren hellen Lagen aus feinkörnigem Plg und Qtz ausgebildet. In den Hbl-Lagen treten teilweise auch feine helle Bänder auf.

Bei den Bänderamphiboliten dreht sich der Eindruck dieses Lagenbaus meist um: Hier finden sich in

einer hellen Grundmasse aus Plg und Qtz Lagen, die reich an Hbl und, so vorhanden, Bt sind. Schliffabhängig sind wenige feinste, sub-Millimeter breite, helle, Qtz-gefüllte, diskordante Gänge zu finden.

### Interpretation

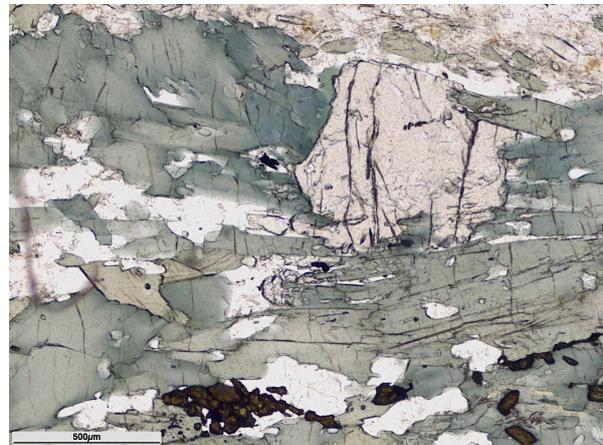
Es ist eine übliche amphibolitfazielle Mineralvergesellschaftung von Hbl-Plg-Bt±Grt zu beobachten. Die Färbungen der Hbl bis leicht in das Bläuliche und – weniger diagnostisch – das helle Braun der Bt könnten Anzeichen für eine retrograde Umwandlung im Bereich der Grünschieferfazies sein (Bucher & Grapes, 2011). Die als Uralitisierung interpretierte Umwandlung des Cpx in Amphibol und ein dunkles Aggregat, die als Saussuritisierung verstandene Trübung des Plg und der Ilm-Rand des Rtl könnten als weitere Indikatoren für diesen Übergang gesehen werden.

Die feinkörnigen Plg- und Qtz-Aggregate werden als Rekristallisationen im Zuge einer Deformation verstanden.

Als Protolithe können neben Basalten aufgrund des teils gröberkörnig ausgebildeten Cpx auch Gabbros in Erwägung gezogen werden.



(a) Amphibolit, 19/74: Aus mehrheitlich Hbl, aber auch Bt gebildete Lagen sind von dünnmächtigen Bändern aus Plg und Qtz durchzogen. Helle Lagen aus Plg tauchen immer wieder auf. Der gräulich braune Tit ist auf die dunklen Hbl-Lagen limitiert und ist wie die Hbl orientiert.



(b) Amphibolit, 19/54: Neben grüner Hbl sind auch bläuliche Kristalle vorhanden: Links und rechts neben Grt. Über diesem: Trübe Lage aus Plg, Qtz mit Ser und Epi/cZo. Bildunterseite: Dunkelorange-braune Rtl-Aggregate.

Abbildung 4.9.: Dünnschliffaufnahmen der Amphibolite des Amering-Komplexes

### 4.4.2. Orthogneis

**Proben:** 19/26A, 19/27, 19/84

#### Beschreibung

Die Orthogneise sind großteils aus Qtz, Plg, Akfsp und untergeordnet Ms, Bt und Chl aufgebaut. Weiters sind Epi, Grt, Tur und Apa zu nennen. Daneben können wenige Körner von Hbl und Tit vorkommen.

**Qtz** ist in zwei Korngrößen zu sehen: In feinkörnigen, polygonal ausgebildeten und in – weniger häufig auftretenden – gröberkörnigen, interlobat anmutenden Kristallen. Letztere scheinen in der Schieferung elongiert und löschen undulös aus.

Meist feinkörniger **Plg** ist tendenziell equigranular ausgebildeten und zeigt zahlreiche feine Zwillingslamellen. Eine Trübung durch Sericitisierung kann beobachtet werden.

Die Häufigkeit des **Akfsp** ist stark schwankend und er fehlt bisweilen. Oft sind es rechteckige, teils in der Foliation elongierte Körner mit mikroklinartigen Entmischungen und graphischen Verwachsungen.

Es lassen sich feinstkörnige Einschlüsse von Epi erkennen.

Das Auftreten von Glimmern ist stark variabel. **Ms** wurde weniger häufig als Bt beobachtet und es sind elongierte Körner, die relativ wenig in die Foliation eingeregelt erscheinen. **Bt** zeigt sich in pleochroitisch blassgrünlichen und gelblich- bis rotbraunen, leistenförmigen bis tafeligen Kristallen, die mehr oder weniger streng eingeregelt sind.

Aggregate von **Chl** sind, so vorhanden, dunkel Oliv- bis Braungrün, leistenförmig ausgebildet und mit Bt verwachsen.

Leisten- bis rhombenförmige, hypidiomorphe Körner von **Epi** sind mit Bt und Chl verwachsen. Feinste, gut ausgebildete Körner lassen sich als Einschlüsse in Akfsp finden.

Wenige Körner von **Grt** können vorhanden sein: Sie sind feinkörnig und wirken wie zerfressene Relikte. Akzessorisch können Tur und Apa auftreten. **Tur** zeigt meist idiomorphe Körner, die selten bis zu 1 mm groß sind. **Apa** ist feinkörniger mit abgerundeten Ecken und ist mehr oder weniger gleichmäßig verteilt.

Schliffabhängig können wenige kleine Kristalle von (bräunlich) grüner **Hbl** und Körner von farblosem bis bräunlichem **Tit** vorkommen.

Eine Foliation/Schieferung ist stets – mal mehr, mal weniger gut – zu erkennen. Es handelt sich um eine *continuous schistosity* durch Bt und, so vorhanden, Chl. Die Stärke ihre Ausprägung kann jedoch variieren: So können geringmächtige Bt±Chl-Lagen mit mächtigeren, durch Qtz+Plg±Aksfp gebildete Lagen alternieren, aber auch wohl orientierte leistenartige Körner von Bt±Chl in einer feinkörnigen Matrix aus Qtz+Plg±Aksfp auftreten.

Der Akfsp kann in der ihn umgebenden feinkörnigen Matrix aus Qtz und Plg dominant wirken. Er erzeugt aufgrund seiner schieferungsparallelen Streckung teilweise eine augige bis flaserige Textur.

### Interpretation

Die unterschiedlichen Korngrößen des Qtz weisen auf zwei Generationen dieses Minerals hin. Für die in der Schieferung elongierten Körner wird davon ausgegangen, dass sie im Zuge des die Schieferung bildenden Ereignisses deformiert wurden. Die feinkörnigeren werden als Rekristallisation interpretiert. Die schieferungsparallele Elongation des Akfsp deutet darauf hin, dass diese mit dem die Foliation bildenden Ereignis deformiert wurden.

Für die wenig in der Foliation orientierten Hgl wird eine Bildung nach dem die Foliation bildenden Ereignis angenommen.

Verschiedene Mineralumwandlungen (bspw. Fsp in Ser, Epi/cZo; Grt in Bt, Chl, Epi; Bt in Chl, Epi und Hbl in Bt, Chl, Epi) belegen eine schwache retrograde Metamorphose (Diaphthorese), wobei der Hbl hier eine untergeordnete Rolle zukommt. Ein Abbau der Grt-Körner ist deutlich zu erkennen und die Farben des Bt und des Chl deutet auf Eisen-Reichtum hin (Pichler & Schmitt-Riegraf, 1993) – dies könnte ein Entstehen dieser Minerale aus Grt (Almandin) anzeigen.

## 4.5. Zusammenfassung und Interpretation

Generell zeigen alle untersuchten Dünnschliffe eine gut erhaltene Paragenese der Amphibolitfazies. Eine retrograde Überprägung in der Grünschieferfazies ist nur lokal und untergeordnet zu erkennen. Corona-Texturen, die einen Abbau von Mineralen anzeigen würden, konnten nicht beobachtet werden. Die wenig fortgeschrittene Chloritisierung von Grt oder Hbl und Sagenitisierung in Bt sind von untergeordneter Bedeutung und sind nicht charakteristisch. Es überwiegt eindeutig der Eindruck der Amphibolitfazies.

Auffallend sind diverse Alterationen, wie Saussuritisierung, Sericitisierung, Uralitisierung oder Bastitisierung, die als eine hydrothermale Beeinflussung interpretiert werden.

Diskordante "Gänge" konnten nur in den Amphiboliten des Amering-Komplexes als feinste Qtz-gefüllte

Äderchen beobachtet werden.

Eine von Geländebeobachtungen bis in die Dünnschliffe aller Lithologien verfolgbare, koaxiale Deformation ist dominierend. Sie äußert sich in einem Lagenbau, einer gut erkennbaren Foliation und in einer Mineral-Elongation (siehe Abschnitt 2.3).

Eine geringe non-koaxiale Deformation ist zu erkennen. Diese äußert sich in den subparallelen Rissen im Grt und in Rekristallisation von Qtz und Cal. Letztere wird einer späteren Deformation zugeordnet, die sich beim Abkühlen unter ca. 500 °C ereignete.

Zusammenfassend wird davon ausgegangen, dass alle hier untersuchten Lithologien mindestens zwei Metamorphosen erlebten, wobei die Letzte eine Gemeinsame unter amphibolitfaziellen Bedingungen war.

## 5. Rasterelektronenmikroskop: Glimmerschiefer

Um die unter dem Mikroskop beobachtete zweiphasige Ausbildung des Grt in den Glimmerschiefern des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems zu bestätigen und detaillierter zu studieren, wurden Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop gemacht.

### 5.1. Methodik

Ausgewählte Grt-Kristalle der Probe 19/45A wurden am Rasterelektronenmikroskop (REM) *VEGA TESCAN* der Geologischen Bundesanstalt untersucht. Es wurden Elementverteilungsbilder von Ca, Fe, K, Mn, Mg und Na sowie BSE-Bilder (backscattered electron) von zwei grobkörnigen und zwei feinkörnigen Grt-Kristallen erstellt. Das REM wurde mit 15 kV betrieben und die Elementverteilungsbilder wurden mit der Energiedispersiven Röntgenspektroskopie (REM-EDX) erstellt.

### 5.2. Ergebnisse

Durch die Elementverteilungen lässt sich an den gröberkörnigen Grt-Porphyroblasten deutlich eine chemische Zonierung bzw. eine Zweiphasigkeit erkennen. Es zeigt sich ein Mn-reicher Kern bzw. Körper mit einem schmalen Ca- und Mg-reichen Rand. Die Fe-Verteilung ist über den gesamten Grt ca. gleichbleibend, zeigt aber einen gut sichtbaren Einbruch am Übergang vom Kern/Körper zum Rand. Diese Grenze ist identisch mit der optischen Grenze. Die feinkörnigen Grt-Kristalle zeigen diese chemische Zonierung nicht. Sie haben tendenziell das Verteilungsmuster der Ränder obiger Grt-Körner: Geringer Mn-Gehalt bei höhere Ca- und Mg-Gehalten.

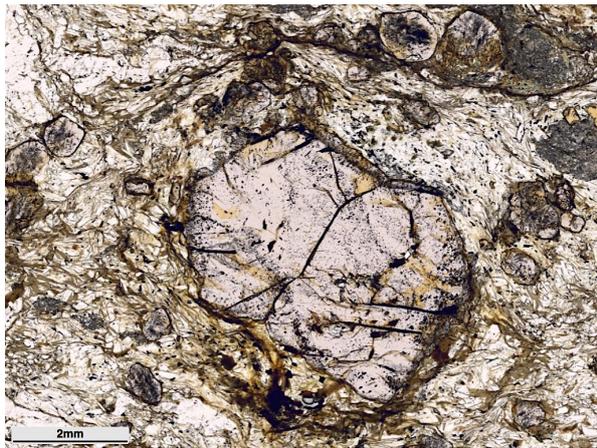
In Abb. 5.1 sind die Dünnschliff- und BSE-Aufnahmen sowie die Ca-, Mg-, Mn- und Fe-Verteilungen eines grobkörnigen Grt-Kristalls umgeben von mehreren Feinkörnigen stellvertretend für alle gemachten Aufnahmen abgebildet.

### 5.3. Interpretation

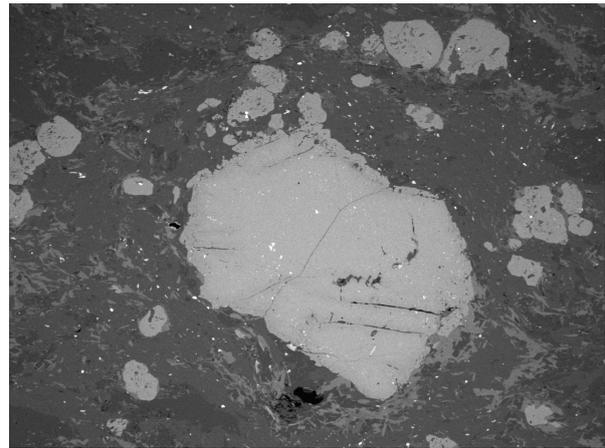
Die Untersuchung am Rasterelektronenmikroskop bestätigt das unter dem Mikroskop gewonnene Bild von mindestens zwei Metamorphosen. Es kann von zwei Grt-Bildungs- bzw. -Wachstumsphasen ausgegangen werden: (1) Bildung und Wachstum der grobkörnigen Grt-Kristalle mit hohem Spessartin-Anteil (Mn-Grt) und (2) Wachstum des Randes der grobkörnigen Grt-Körner sowie Bildung und Wachstum der feinkörnigen Grt-Kristalle mit einem höheren Grossular- (Ca) und Pyrop- (Mg) Anteil.

Diese zwei Metamorphose-Ereignisse passten gut in das Gesamtbild mit den Ky-Pseudomorphosen nach And, die ebenfalls zwei Bildungs- bzw. Umwandlungsprozesse vermuten lassen.

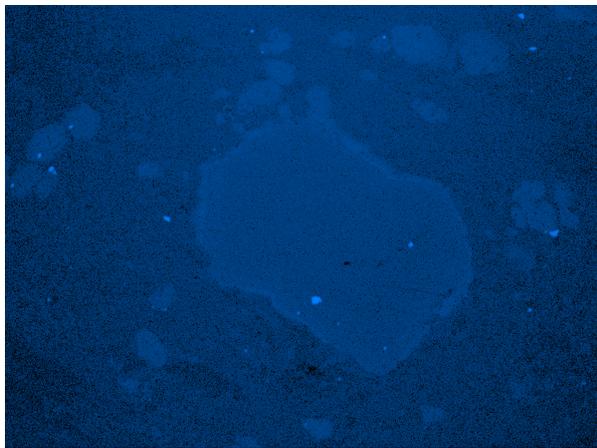
Es wird angenommen, dass das für die Bildung des Grt der zweiten Generation, bzw. der Ränder um den Grt der ersten Generation nötige Ca, bzw. Mg aus Plg, bzw. Chl kam.



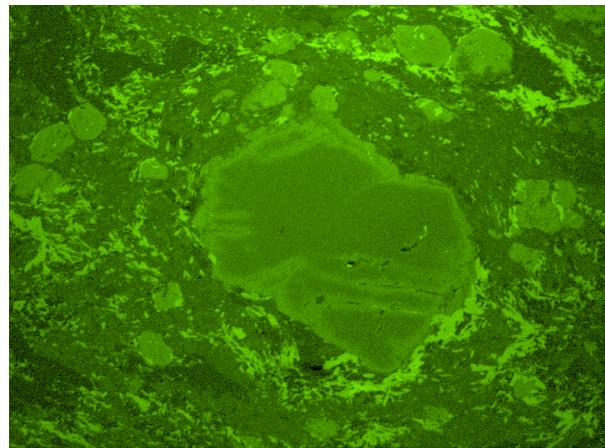
(a) PPL



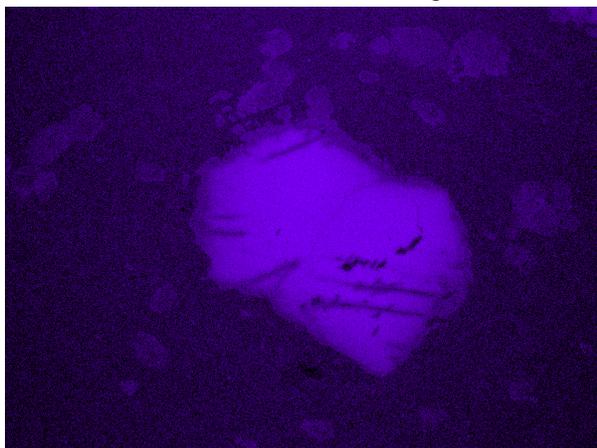
(b) Backscattererd



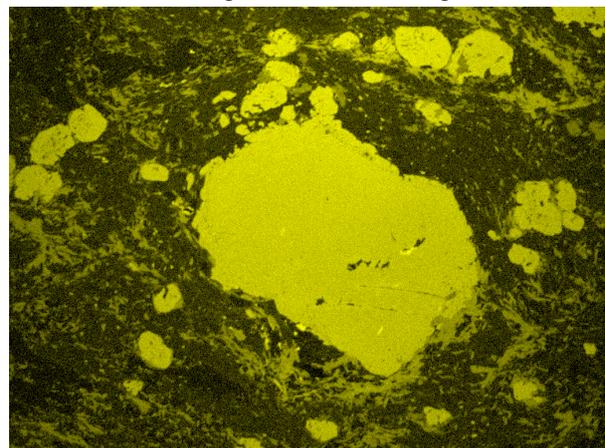
(c) Ca-Elementverteilung



(d) Mg-Elementverteilung



(e) Mn-Elementverteilung



(f) Fe-Elementverteilung

Abbildung 5.1.: Grt der Probe 19/45A: (a) Dünnschliff, PPL, (b) BSE und (c)-(f) ausgewählte Elementverteilungen. Am gröberkörnigen Grt in der Bildmitte ist deutlich eine Zweiphasigkeit erkennbar: Bei einer ca. gleichbleibenden Fe-Verteilung zeigt sich ein schmaler Ca- und Mg-reicher Rand um einen Mn-reichen Kern/Körper. Die feinkörnigeren Grt-Kristalle in der Umgebung haben ca. dasselbe Verteilungsmuster wie der Rand: Ca- und Mg-reich bei geringem Mn-Gehalt.

## 6. Röntgendiffraktometrie: Serpentin

Für eine detailliertere Untersuchung des Mineralbestands der Serpentin-Probe 19/36 wurde eine Röntgendiffraktometer-Analyse an der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Damit konnten die Mineralphasen qualitativ und semiquantitativ erfasst werden.

### 6.1. Methodik

Für eine Gesamtgesteinsanalyse wurde ein Teil des Handstücks der Probe getrocknet und in einer Scheibenschwingmühle zur Analysenfeinheit zermahlen. Die röntgenographische Analyse erfolgte an einem *PHILIPS-X'PERT MPD* Röntgendiffraktometer mit einer Cu-Anode in einer Cu-Ka-Keramik-Röhre bei 40 kV und 40 mA mit einem *continuous scan* bei einer Messzeit von 1 s pro Schritt. Als Messprogramm wurde *X'Pert Data Collector* verwendet.

### 6.2. Ergebnisse

Die Messung zeigt eine Vergesellschaftung von Dol, Tlc, Atg, Mg-reichem Chl (Klinochlor) und Mg-reichem Ca-Amp (Tr, Hbl).

In Abb. 6.1 ist das Röntgen-Diffraktogramm dargestellt. In diesem sind Nimit und Magnesiumhornblende Stellvertreter für die Mg-reichen Glieder der Chloritgruppe und Ca-Amp.

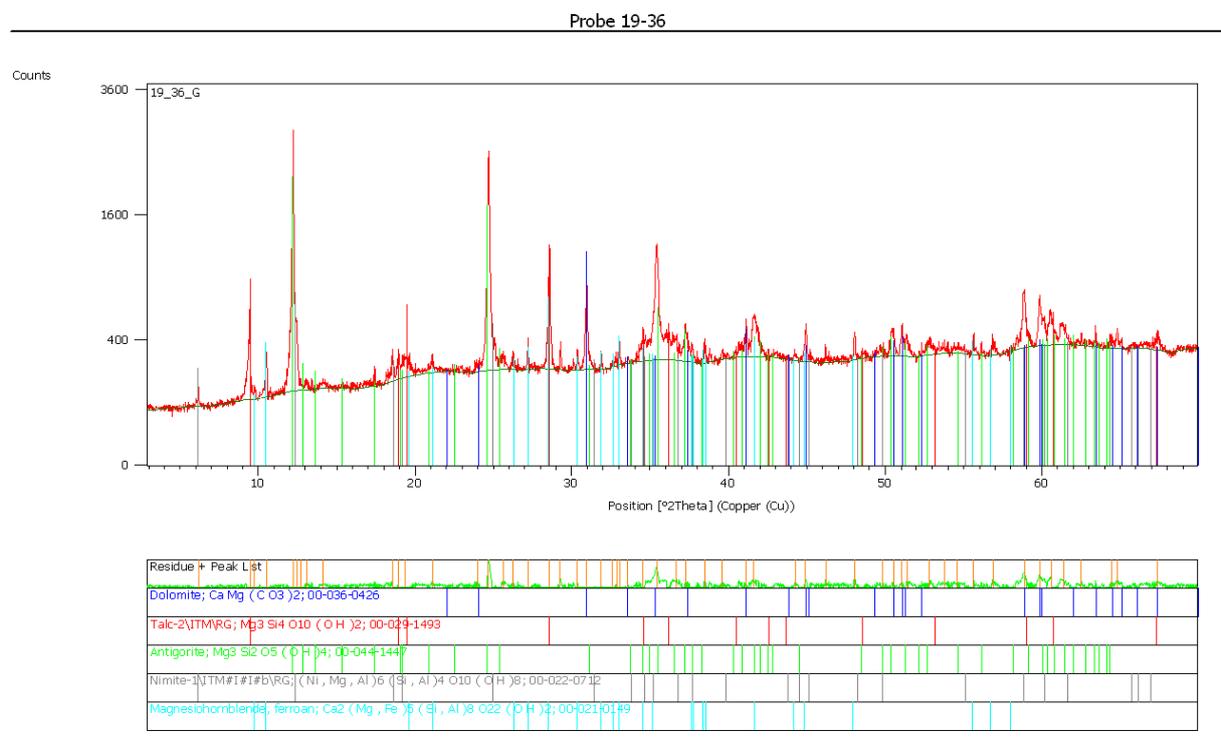


Abbildung 6.1.: Das Röntgen-Diffraktogramm der Serpentin-Probe 19/36 zeigt eine Vergesellschaftung von Dol, Tlc, Atg und Mg-reichen Chl und Ca-Amp. Nimitz und Magnesiumhornblende sind Stellvertreter für die Chloritgruppe und Ca-Amphibol.

### 6.3. Protolith?

Die gefundene Mineral-Vergesellschaftung Atg-Tlc-Chl-Tr lässt gewisse Rückschlüsse auf den Protolith zu. Die äußerst Mg-reiche Mineralogie legt grundsätzlich einen Ultramafitit nahe. An dieser Stelle wird versucht den Protolith genauer zu definieren.

**Methodik** Da keine chemischen Analysen vorliegen, wurden Gleichgewichtsdiagramme mit *Theriak-Domino* (de Capitani & Petrakakis, 2010) für unterschiedliche Zusammensetzungen modelliert. Dabei wurde davon ausgegangen, dass es sich um ein serpentiniertes Gestein der unteren Kruste oder des oberen Mantels handelt. Da der subkontinentale Mantel mehrheitlich aus Harzburgiten und untergeordnet aus Lherzolithen besteht (Bucher & Grapes, 2011), wurden diese verglichen. Zu der für Ultramafitite üblichen Ol-Opx-Cpx-Vergesellschaftung wurde Al hinzugefügt, um die gefundene Paragenese von Tlc-Atg-Chl-Tr (Karbonat-frei modelliert) zu erhalten. Dieser Al-Träger könnte zusätzlich zu Cpx druckabhängig ein Plagioklas oder Spinell sein. Die Gleichgewichts-Paragenesen wurde mit einem Überschuss an Wasser errechnet.

**Ergebnisse** In Abb. 6.2 sind die Ergebnisse zu sehen. Mit diesen hypothetischen Kompositionen zeigt sich, dass bei einer lherzolithischen Zusammensetzung kein Tlc vorhanden ist und es bei einer harzburgitischen Zusammensetzung mit hohem Fo-Anteil zu keiner Paragenese von Atg und Tlc kommt. Mit einem Opx-reichen und Ol-armen Harzburgit lässt sich die gesuchte Paragenese bilden.

Über einen möglichen Protolith lässt sich sagen, dass dieser – wenn man einen Peridotit annimmt – Fo-arm und Opx-reich gewesen sein muss. Ob dieser tatsächlich ein Harzburgit war, lässt sich nicht sicher feststellen, denn Lherzolithe lassen eine große Bandbreite an Kompositionen zu. Obige Zusammensetzungen dienen dem Versuch den Protolithen einzugrenzen und sie stellen Extrempositionen dar. Ohne chemische Analysen lässt sich nicht mehr darüber aussagen.

Unabhängig von der genauen Zusammensetzung des Protoliths zeigen diese Diagramme auch den Stabilitätsbereich der Paragenese des Serpentinits. Dieser wird durch Atg beschränkt: Druckabhängig ist Atg im betrachteten PT-Bereich bis etwa 600 °C stabil.

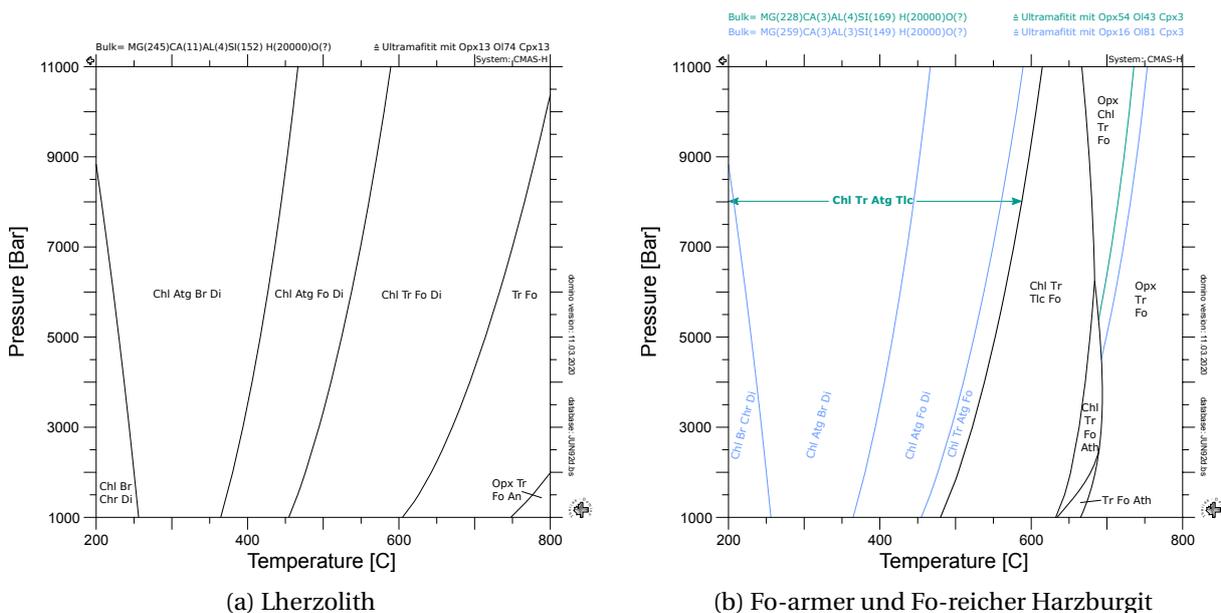


Abbildung 6.2.: Vergleich von möglichen hypothetischen Protolithen der Serpentinite. Weder ein Lherzolith noch ein Fo-reicher Harzburgit zeigen die gefundene Chl-Tr-Atg-Tlc-Paragenese. Es kann ein Fo-armer und Opx-reicher Protolith in Erwägung gezogen werden.

# 7. Geochemie

Um mögliche Protolithen der hier vorliegenden metamorphen Gesteine zu ermitteln und Aussagen über deren mögliche Petrogenese treffen zu können, wurden 15 Proben geochemisch untersucht und unterschiedliche geochemische Klassifikations- und Diskriminationsdiagramme erstellt.

Die 15 Analysen umfassen: Acht Amphibolite, fünf Orthogneise, einen Glimmerschiefer und einen Gabbro. Sechs der Proben stammen aus dem Speik-Komplex, fünf aus dem Amering-Komplex, drei aus dem Gleinalm-Augengneis-Lithodem und eine aus dem Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem.

In Abb. 7.1 ist eine Übersichtskarte der Probenentnahmestellen dargestellt. Diese sind in Tab. 7.1 mit ihren Koordinaten und Lithologien aufgelistet. Die Analysedaten sind in Tab. A.3 aufgelistet.

Die Daten wurden durch Literaturdaten (siehe unten) ergänzt. In den Plots sind die Daten dieser Arbeit mit ausgefüllten und die Literaturdaten durch leere Symbole dargestellt.

Da geochemische Klassifikations- und Diskriminationsdiagramme stets einer Interpretation und Berücksichtigung des betrachteten geologischen Rahmens bedürfen, ist dieses Kapitel in einer argumentativen und diskursiven Art erstellt und nicht in einem strengen Methodik-Ergebnisse-Interpretation-Muster.

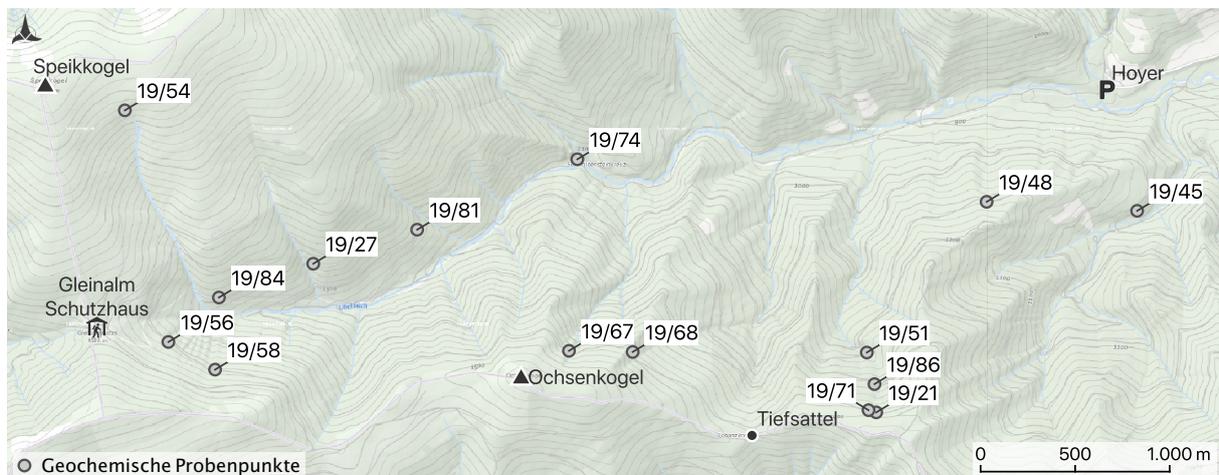


Abbildung 7.1.: Übersichtskarte der geochemisch untersuchten Proben.

## 7.1. Methodik

Die Proben wurden mit einem Backenbrecher zerkleinert und mit einer Achat Scheiben-Schwingmühle zur Analysenfeinheit zermahlen. Sie wurden 2019 im Labor *Actlabs* in Kanada mit ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) analysiert.

Statistische Berechnungen erfolgten mit *R* (R Core Team, 2019). Geochemische Berechnungen und Plots wurden mit *GCDkit* (Janoušek et al., 2006) und dafür programmierten Erweiterungen gemacht.

Die Daten dieser Arbeit wurden durch Literaturdaten (Neubauer, 1988; Neubauer & Frisch, 1993; Teich, 1978, 1985, 1986a,b, 1987) ergänzt. Diese stammen mehrheitlich aus der Umgebung des hier untersuchten Gebietes: Großteils nordöstlich des Gleinalm-Tunnels und aus diesem, wenige aus (nord)westlich anschließenden Lokalitäten und bei den Untersuchungen des Augengneis-Zuges gibt

Tabelle 7.1.: Liste der geochemisch untersuchten Proben

Probe	Lithodem. Einheit*	Lithologie	Geogr. Breite	Geogr. Länge
19/27	AK	Hbl-Gneis	47.21867	15.06742
19/54	AK	Amphibolit	47.22602	15.05427
19/74	AK	Amphibolit	47.22368	15.08586
19/81	AK	Bänderamphibolit	47.22030	15.07468
19/84	AK	Orthogneis	47.21705	15.06084
19/56	GAL	Gabbro	47.21492	15.05731
19/58	GAL	Augengneis	47.21359	15.06057
19/71	GAL	Augengneis	47.21165	15.10619
19/45	NL	Grt-Glimmerschiefer	47.22120	15.12495
19/21	SK	Bänderamphibolit	47.21154	15.10673
19/48	SK	Amphibolit	47.22163	15.11444
19/51	SK	Amphibolitführender Gneis	47.21441	15.10608
19/67	SK	Grt-Amphibolit	47.21449	15.08528
19/68	SK	Grt-Amphibolit	47.21444	15.08973
19/86	SK	Bänderamphibolit	47.21290	15.10661

\* AK: Amering-Komplex; GAL: Gleinalm-Augengneis-Lithodem; NL: Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem; SK: Speik-Komplex

es auch Überlappungen. Das Hinzufügen der Literaturdaten bedingt die Annahme, dass sich die hier beschriebenen lithodemischen Einheiten dort auch so fortsetzen. Da diese Einheiten leider ungenau definiert sind, wurde die Entscheidungen über die Aufnahme in diese Untersuchung aufgrund der beschriebenen Lithologien und deren Vorhandensein im untersuchten Gebiet getroffen. So wurden bspw. die auch zum Speik-Komplex gezählten Ultramafite von Traföß hier nicht berücksichtigt. Insgesamt konnten so 103 Datensätze ausgewertet werden.

Analysen mit Seltene Erdelementen (REE) waren ausschließlich für die Proben dieser Arbeit vorhanden. Den Hauptelement-Analysen konnte durch das Ergänzen mit externen Daten ein größeres Gewicht gegeben werden.

## 7.2. Übersicht

In Abb. 7.2 ist ein  $\text{SiO}_2$ -vs- $\text{K}_2\text{O}$ -Übersichtsplot über die untersuchten Gesteine dargestellt. Es lassen sich zwei Häufungspunkte erkennen: (1) die Amphibolite bei einem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt von etwas unter 50 Gew.% mit einem  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt von ca. 0.5 Gew.% und (2) die granitischen Orthogneise mit einem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt um die 72 Gew.% bei einem  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt von etwas unter 5 Gew.%.

Die Orthogneise sind in deren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt relativ homogen, wohingegen sie in ihrem  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt stark variieren. Die Amphibolite des Amering-Komplexes streuen stärker als jene des Speik-Komplexes. Die Amphibolite des Speik-Komplexes liegen hingegen relativ einheitlich bei niedrigen  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalten.

In diesem Plot fällt ein markanter "Amphibolit-Ausreißer" des Speik-Komplexes auf. Dieser zeigt einen hohen  $\text{SiO}_2$ -Wert und kann als Bänderamphibolit oder Orthogneis mit Amphibollagen verstanden werden. Die Probe (19/51) wurde in einer Bänderamphibolit-Zone genommen, die eine Augengneis-Linse einschließt und selbst wiederum von Amphiboliten umgeben ist. Es ist von einer Verunreinigung durch ein Quarz-Mobilisat auszugehen.

Gesteinsklassifikationen wurden mit einem  $\text{K}_2\text{O}$ -vs- $\text{SiO}_2$ -Diagramm (Peccerillo & Taylor, 1976), einem TAS-Diagramm für Vulkanite (Middlemost, 1994) und einem Kationen-Verhältnis-Diagramm für Pluto-

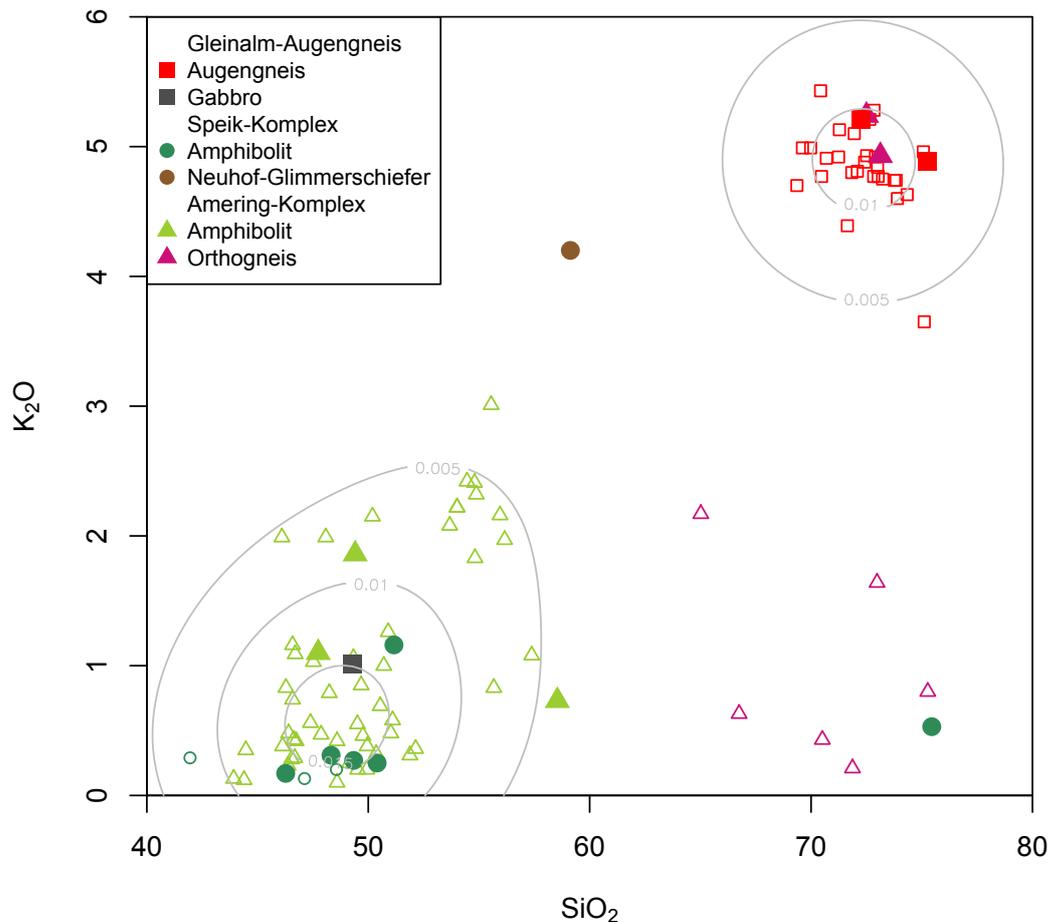


Abbildung 7.2.: Übersichtsplot aller Proben: Ein  $\text{SiO}_2$ -vs- $\text{K}_2\text{O}$ -Diagramm zeigt die mannigfaltige Geochemie der untersuchten Proben.

nite (De La Roche et al., 1980) gemacht.

TAS-Diagramme sind für Vulkanite (Abb. 7.3a) gut geeignet, für Plutonite zum Teil jedoch problematisch (Rollinson, 1993). Deshalb wurden die Plutonite auch noch nach dem R1-R2-Diagramm klassifiziert (Abb. 7.3b). Dieses klassifiziert Gesteine durch die Kationen-Verhältnisse der Hauptelemente und verwendet auch metasomatisch im Allgemeinen als immobil betrachtete Elemente wie Aluminium und Titan. Es ist somit umfassender als ein TAS-Diagramm.

Für die Proben dieser Arbeit zeigen sich keine Unterschiede bei den Klassifikationen und die einzelnen Proben fallen konsistent in bestimmte Felder.

Obige Klassifikationen verwenden zum Teil mobile Elemente wie Calcium, Kalium und Natrium und können somit nur unter der Annahme isochemischer Metamorphose(n) auf metamorphe Gesteine angewendet werden.

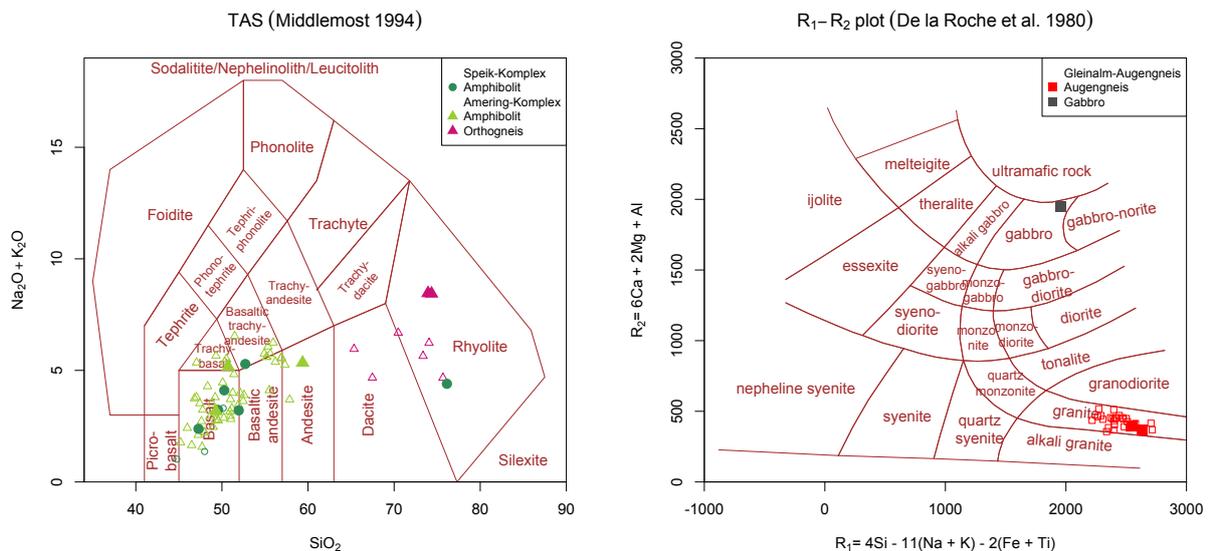
Deshalb wurden für die Amphibolite und Orthogneise zusätzlich Diskriminationsdiagramme gemacht, die als Stellvertreter für TAS- und  $\text{K}_2\text{O}$ -vs- $\text{SiO}_2$ -Diagramme fungieren und auf immobilen Elementen aufbauen: (1) Nb/Y-vs-Zr/TiO<sub>2</sub> (Abb. 7.4a), (2) Zr/TiO<sub>2</sub>-vs-SiO<sub>2</sub> (Abb. 7.4b), beide (Winchester & Floyd, 1977) und (3) Co-Th-Diagramm (Abb. 7.4c) (Hastie et al., 2007).

Diese Stellvertreter-Diagramme wurden für Vulkanite entwickelt. So sind die darin vorkommenden Plutonite in ihren geochemischen vulkanischen Entsprechungen zu lesen (bspw. Granit als Rhyolith, Gabbro als Basalt, ...).

Die TAS- und Stellvertreter-Diagramme zeigen große Übereinstimmung. So darf angenommen werden, dass die Gesteinsklassifikation nach den TAS-Diagrammen trotz Metamorphose(n) zutreffend ist.

Die Plutonite lassen sich Gabbros und Graniten zuordnen. Die Vulkanite zeigen eine große Streuung und lassen sich von hauptsächlich Basalten, Andesiten, Daziten bis zu Rhyolithen zuordnen.

Alle für diese Arbeit gemachten sowie alle hinzugefügten Proben sind met- oder peraluminisch bzw. subalkalisch (Shand, 1943), peralkalisch ist keine Probe. Auf ein entsprechendes Diagramm wurde verzichtet.



(a) TAS Diagramm für Vulkanite (Middlemost, 1994)

(b) Klassifikation nach Kationen-Verhältnissen für Plutonite (De La Roche et al., 1980)

Abbildung 7.3.: Gesteinsklassifikationen durch Hauptelemente

## 7.3. Gleinalm-Augengneis-Lithodem

### 7.3.1. Augengneis

Die Augengneise bilden eine auffallend homogene und abgeschlossene Gruppe innerhalb der Gesteine des untersuchten Gebiets. Die gut definierten Mittelwerte der  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Konzentrationen liegen bei gerundeten 72 Gew.% und 5 Gew.% (Abb. 7.2).

Bei den Haupt-, Neben- und Spurenelementen lässt sich keine große Spannweite beobachten. Sie bilden eine geochemisch wohl definierte Gruppe, die sich vor allem durch einen hohen  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt auszeichnet. Weiters sind hier auch die Werte der LILE<sup>1</sup>, Uran, Blei und Zinn (hier v.a. Probe 19/71) gegenüber den anderen Gesteinen erhöht.

Sie lassen sich als Granite klassifizieren (Abb. 7.3b). Die Proben dieser Arbeit liegen im Grenzbereich zu Rhyodaziten bzw. Granodioriten (Abb. 7.4).

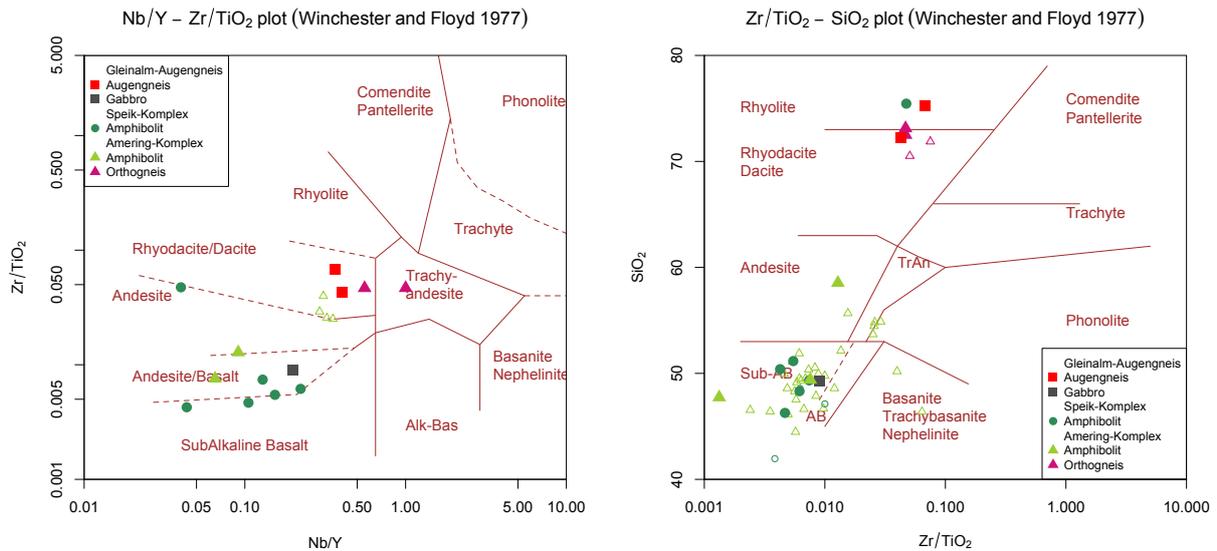
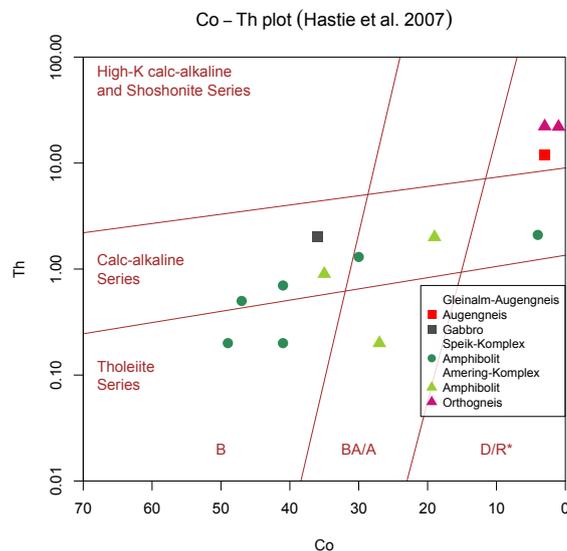
Der *Alumina Saturation Index* (ASI)<sup>2</sup> der Augengneise reicht von 0.94 bis 1.17 mit einem Median von 1.07. Sie lassen sich so als subaluminisch bis peraluminisch<sup>3</sup> bezeichnen.

In der Granit-Klassifikation nach Chappell & White (2001) plotten die Protolithen der Augengneise in den I- und S-Typ Feldern:

<sup>1</sup> *large-ion lithophile elements*, hier: Cäsium, Rubidium, Kalium, Barium und Strontium

<sup>2</sup> ASI oder A/CNK: Das molare  $(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  Verhältnis (Zen, 1986)

<sup>3</sup> Bis auf zwei Ausnahmen bei den Literaturdaten, die leicht metaluminisch sind.

(a) Nb/Y vs Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977)(b) Zr/TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977);

(c) Co vs Th (Hastie et al., 2007);

B: Basalt, BA/A: Basaltischer Andesit und Andesit,  
D/R\*: Dazit und Rhyolith (inkl. Trachyt und Latit)

Abbildung 7.4.: Gesteinsklassifikationen durch immobile Elemente

- Es liegen jeweils einige der Proben unterhalb als auch oberhalb der ASI-Grenze von 1.1 (I-Typ: ASI < 1.1, S-Typ: ASI > 1.1) – Abb. 7.5a
- Na<sub>2</sub>O-Gehalte liegen sowohl unterhalb als auch oberhalb der Trennlinie von S- und I-Typ Graniten – Abb. 7.5b. Aufgrund des relativ hohen Na<sub>2</sub>O-Gehalts lässt sich für die I-Typ-Proben mehrheitlich die felsische Untergruppe annehmen.
- Die CIPW normativen Korund-Gehalte sind im Bereich 0,4 %–2,5 % mit einem Median von 1,1 % und somit auch beidseitig der Grenze der beiden Granit-Typen (I-Typ < 1 < S-Typ)
- Die homogene, hohe SiO<sub>2</sub>-Konzentration lässt die Proben eher den S-Typ-Graniten zuordnen.

In Summe lassen sich geochemisch felsische, (Hoch-K) kalkalkalische, (met- bis) peraluminische I- und S-Typ Granite, als Protolith der Gleinalm-Augengneise annehmen.

Der peraluminische Charakter machte sich auch im Mineralbestand der mikroskopisch untersuchten Proben bemerkbar, diese führten neben Biotit auch Muscovit. Für den S-Typ Protolith lässt sich so

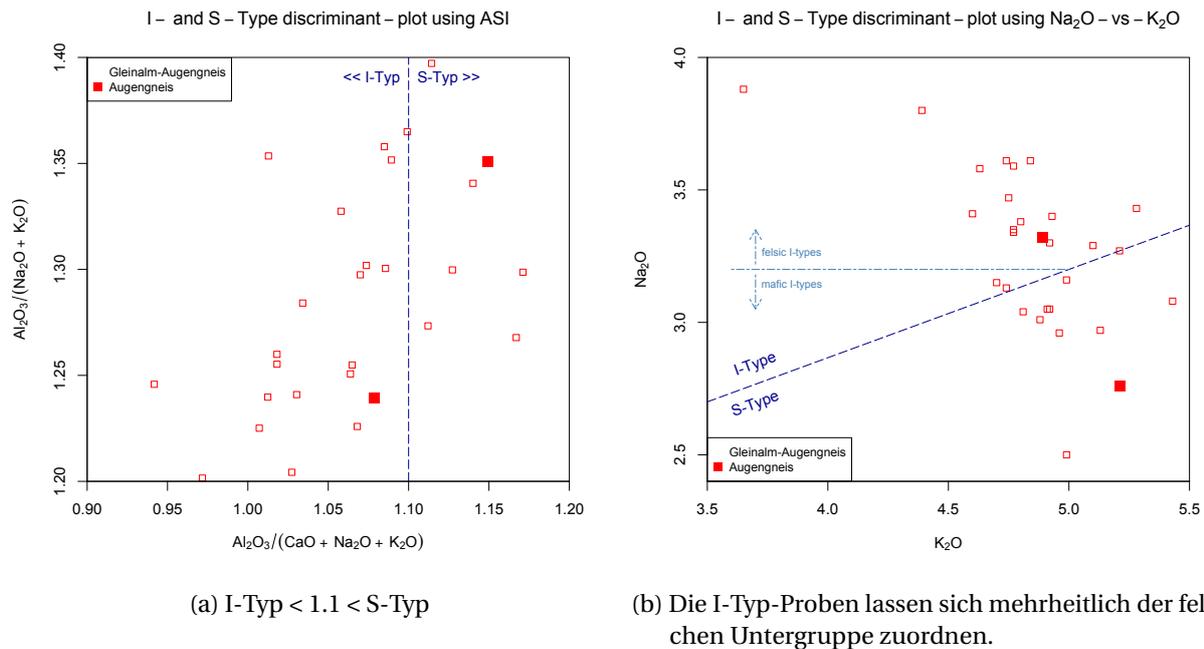


Abbildung 7.5.: Die Gleinalm-Augengneise lassen sich sowohl als I- und S-Typ Granite klassifizieren (Chappell & White, 2001).

einen Zweiglimmergranit in Erwägung ziehen.

Die geochemischen Merkmale der Augengneise passen gut zu der in (Laurent et al., 2014) angegebenen geochemischen Beschreibung von Biotit- und Zweiglimmergraniten:

- ein hoher Silika-Gehalt (72 Gew.%)
- eine peraluminische Affinität ( $A/CNK \geq 1$ , hier durchschnittlich 1.07)
- geringer Gehalt von ferromagnetischen Oxiden ( $1 \leq (FeOt + MgO + MnO + TiO_2) \leq 4$  Gew.%, hier durchschnittlich 3,5 Gew.%)
- ausgeprägt kaliumhaltig ( $K_2O$ -Gehalt ca. 4 Gew.% und  $K_2O:Na_2O > 0.5$ , hier durchschnittlich 4,9 Gew.% und 1.5)
- ein hoher Gehalt an stark inkompatiblen Elementen wie Rubidium und Thorium (durchschnittlich  $Rb = 287$  ppm,  $Th = 13,6$  ppm)

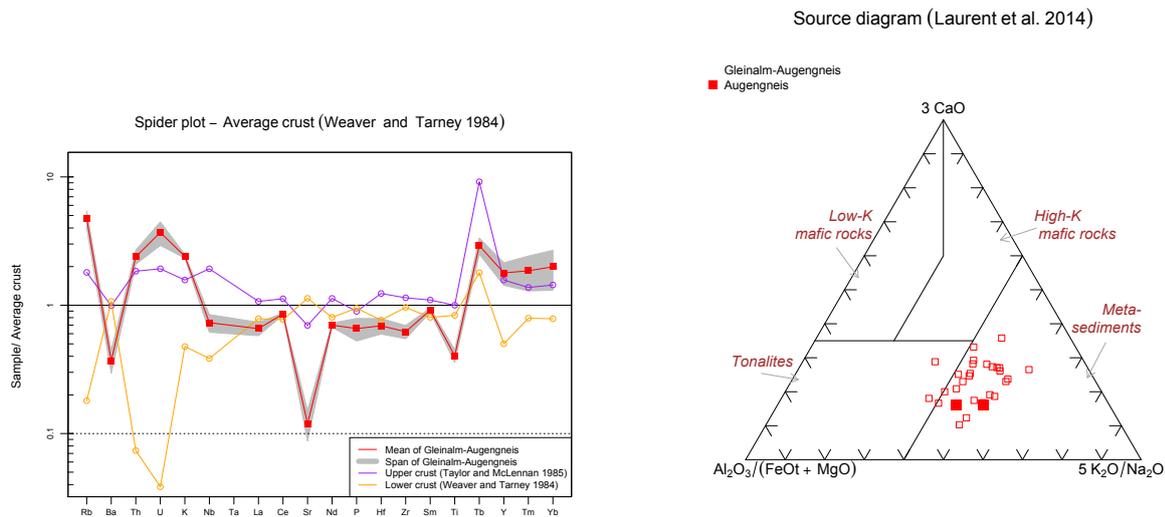
Bezüglich der **Petrogenese** zeigen obige Daten und die Diagramme, dass der Protolith der Gleinalm-Augengneise aus (teilweise) wieder aufgeschmolzenem Material der Unteren Kruste (I-Typ) und Metasedimenten (S-Typ) hervorgegangen ist.

Ein Spider-Plot der Proben gegen die durchschnittliche Kruste (Abb. 7.6a) zeigt, dass diese als geochemisches Reservoir in Frage kommt. Es zeigen sich sowohl Einflüsse der unteren als auch oberen Kruste, wobei das Muster der oberen Kruste deutlicher erfüllt ist. Abweichungen könnten durch den Einfluss von Sedimenten begründet sein.

Ein Diskriminationsdiagramm (Abb. 7.6b), welches mögliche Quellen von granitischen Schmelzen aufgrund der  $[(Al_2O_3)/(FeOt+MgO) - [CaO] - [K_2O/Na_2O]]$ -Verhältnisse anzeigt (Laurent et al., 2014), weist auf Metasedimente bzw. Schmelzen von felsischer Kruste hin. So könnte bspw. ein Aufschmelzen von Metagrauwacken, Metapeliten oder Paragneisen zu dem erhöhten  $K_2O$ -Gehalt geführt haben. Auch lässt sich der überhöhte Anteil an inkompatiblen Elementen durch den Einfluss von Metasedimenten erklären.

### Geotektonische Zuordnung

Zur Geotektonischen Zuordnung sind in den Abb. 7.7 und 7.8 einige Diskriminationsdiagramme dargestellt.



- (a) Spider-Plot Gleinalm-Augengneis gegen die durchschnittliche Kruste zeigt, dass diese als geochemisches Reservoir in Frage kommt. Durchschnittliche Kruste aus (Weaver & Tarney, 1984).
- (b) Source-Diagramm (Laurent et al., 2014): Als Quelle für das granitische Magma des Protoliths der Gleinalm-Augengneise kommen Metasedimente bzw. Teilschmelzen einer felsischen Kruste in Frage.

Abbildung 7.6.: Mögliche Quellen der Magmen des Gleinalm-Augengneis-Protoliths

In einer Zuordnung durch Hauptelemente (Maniar & Piccoli, 1989) (Abb. 7.7), zeigen die Proben eine Affinität zu Granitoiden, die in Zusammenhang mit kompressiven Plattengrenzen stehen: *Island Arc Granitoids* (IAG), *Continental Arc Granitoids* (CAG), *Continental Collision Granitoids* (CCG), und *Post-orogenic Granitoids* (POG).

Nach den in obiger Arbeit angegebenen Beschreibungen der tektonischen Umgebungen scheidet (1) die IAG aus, da unter anderem der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der Augengneise zu hoch ist und (2) die CAG aus, da hier unter anderem die Mineralassoziationen unpassend sind – die Augengneise führen sowohl Biotit als auch Muscovit – und des der ASI der Augengneise im Durchschnitt zu hoch ist, sie sind im Wesentlichen peraluminisch.

Die Unterscheidung zwischen den CCG und POG lässt sich dadurch jedoch nicht eindeutig klären. Die chemische Zusammensetzung<sup>4</sup> der Proben zeigt eine Neigung zu den CCG. Die Mineralassoziationen zeigen einen deutlicheren Hinweis auf die CCG. Diese ist bei den CCG zum einen diverser als bei den POG<sup>5</sup> und zum anderen werden die CCG als Zweiglimmergranite definiert, was bei den Augengneisen der Fall ist. Hierbei ist allerdings zu bedenken, dass es sich bei den untersuchten Proben nicht um Granite, sondern um deren metamorphe Nachfolger handelt. Der Chemismus könnte sich noch verändert haben und vor allem sind manche Mineralphasen erst bei der Metamorphose entstanden.

Die geotektonische Stellung der Gleinalm-Augengneise lässt sich durch die Hauptelemente auf eine Orogenese in Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision einengen. Ob die Intrusion der Protoliths jedoch während der Kollisionsphase (CCG) oder in der letzten Phase der Gebirgsbildung nach der Hauptdeformation (POG) passiert ist, lässt sich damit nicht eindeutig beantworten.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass hier mit Kontinenten kontinentale Krustenstücke größenunabhängig gemeint sind. Hier hinein fallen bspw. auch Terrane, größere Krustenblöcke von *continental arcs*, deren Kruste auch mächtiger als die durchschnittliche kontinentale Kruste sein kann (Winter, 2014) oder auch ehemalige Teile eines Kontinents, die sich von diesem trennten und im Zuge einer Subduktion wieder an diesen akkretiert werden.

<sup>4</sup>  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ -,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}/\text{FeOt}$ -,  $\text{MgO}/\text{MnO}$  und  $\text{A}/\text{NK}$ -Verhältnisse

<sup>5</sup> CCG: Bt, Ms,  $\pm$ Tur,  $\pm$ Crld,  $\pm$ Sil,  $\pm$ Grt; POG: Bt  $\pm$ Hbl oder Bt  $\pm$ Ms (Maniar & Piccoli, 1989)

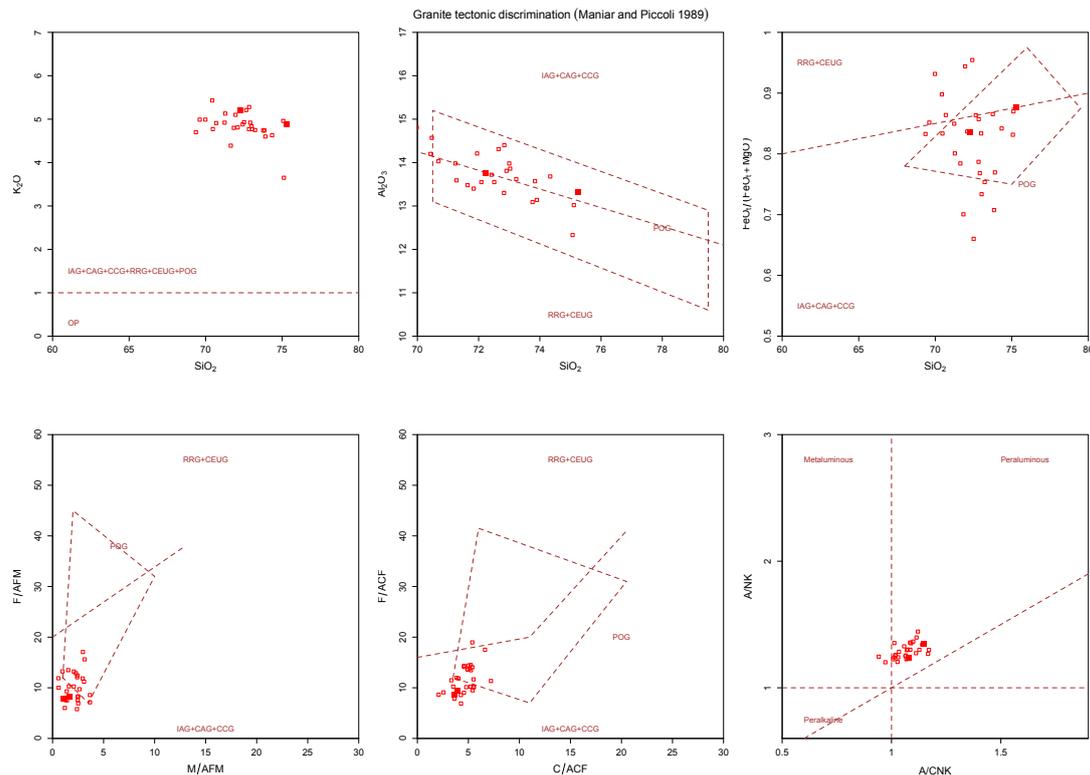


Abbildung 7.7.: Geotektonische Klassifikation der Augengneise mit Hauptelementen (Maniar & Piccoli, 1989): Die Proben zeigen eine ausgeprägte Affinität zu Orogenese-induzierten Granitoiden.

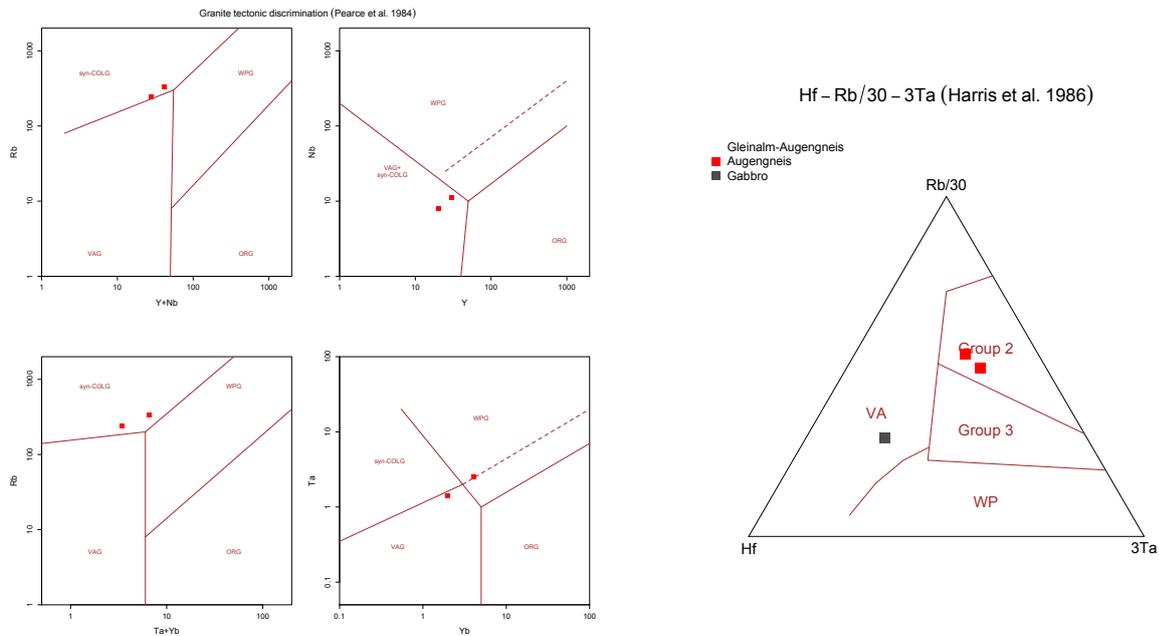
IAG: *Island Arc Granitoids*, CAG: *Continental Arc Granitoids*, CCG: *Continental Collision Granitoids*, POG: *Post-orogenic Granitoids*, RRG: *Rift-Related Granitoids*, CEUG: *Continental Epeirogenic Uplift Granitoids*, OP: *Oceanic Plagiogranites*

Neben obiger Klassifikation durch Hauptelemente wurden auch Klassifikationen mit Spurenelementen gemacht. Hierfür standen nur die beiden Proben dieser Arbeit zur Verfügung. In einer Klassifikation durch die Spurenelemente Rubidium, Yttrium, Niob, Ytterbium und Tantal (Pearce et al., 1984) (Abb. 7.8a), lassen sich die Proben tendenziell syn-tektonischen Kollisionsgraniten (COLG) zuordnen.

Die syn-COLG werden in obiger Arbeit als typischerweise Muscovit-führend und peraluminisch beschrieben und haben die Eigenschaften von S-Typ-Granitoiden. Post-tektonische Granitoide hingegen haben Biotit ± Hornblende, sind metalumisch bis leicht peraluminisch und zeigen die Charakteristika von I-Typ-Granitoiden (Pearce et al., 1984). Die hier untersuchten Proben erfüllen mehrheitlich die Beschreibung der syn-COLG, wenngleich sich auch einige als I-Typ-Granite klassifizieren lassen. Als signifikant für syn-COLG werden hohe Rubidium-Werte erwähnt, wie es bei den untersuchten Augengneisen der Fall ist (Abb. 7.6a).

Weiters wird betont, dass die post-COLG ein großes Problem in der tektonisch-geochemischen Klassifikation von Graniten darstellen. Es kann keine explizite Quelle (Mantel oder Kruste) angegeben werden. Sie können sowohl durch Schmelzen der unteren Kruste durch thermale Entspannung nach der Kollision als auch durch Schmelzen des oberen Mantels (ähnlich *within plate* und *arc granites*) durch (adiabatische) Druckentlastung bei der Hebung des Orogens nach der Kollision entstehen. Diese Granite haben eine variable Mischung aus Magmen aus dem Mantel und der Kruste. Ihre Charakteristik hängt von der Mächtigkeit und der Zusammensetzung der in die Kollision involvierten Lithosphärenblöcke ab.

Auch stellen die hier verwendeten Diagramme streng genommen keine tektonischen Umgebungen dar, sondern vielmehr Quellen von Magmen. Pearce et al. (1984) weisen darauf hin, dass post-COLG in den Feldern der syn-COLG-, VAG- und WPG plotten können. So kann bspw. das komplexe tektonische Regime eines vulkanischen Inselbogens nicht nur zu Granitoiden, die aus der Subduktion der ozeani-



- (a) Geotektonische Klassifikation der Augengneise mit Spurenelementen (Pearce et al., 1984): Die Proben lassen sich tendenziell den COLG zuordnen. VAG: *Volcanic Arc Granites*, COLG: *Collision Granites*, WPG: *Within Plate Granites*, ORG: *Ocean Ridge Granites*
- (b) Diskriminationsdiagramm für Magmatismus in Kollisionsszonen (Harris et al., 1986): Die Augengneise lassen sich *syn-collision peraluminous intrusions*, der Gabbro *pre-collision intrusions* vom Vulkanischen Bogen der Subduktion vor der Kollision zuordnen. VA, (Group 1): *Pre-collision calc-alkaline (volcanic-arc)*; Group 2: *Syn-collision peraluminous intrusions (leucogranites)*; Group 3: *Late or post-collision calc-alkaline intrusions*; WP (Group 4): *Post-collision alkaline intrusions (within-plate)*

Abbildung 7.8.: Geotektonische-Klassifikation der Gleinalm-Augengneise mit Spurenelementen

sehen Lithosphäre resultieren führen, sondern auch zu Granitoiden, die in Verbindung mit Kollisionen von Backarcs oder Riftings stehen.

Eine weitere Zuordnung mit den Spurenelementen Lanthan, Yttrium und Niob (Cabaniš & Lecolle, 1989) (Abb. 7.19) zeigt, dass die Protolithen in unterschiedlichen tektonischen Regimen entstanden sein könnten. Einerseits bei einer kompressiven Tektonik, wie Inselbögen, Kontinentalränder oder Orogenesen, aber auch in einer extensionalen Tektonik nach einer Orogenese.

Dies zeigt abermals den Zusammenhang der Genese der Granite mit einer Kollision, wirft jedoch wiederum die Frage nach der zeitlichen Zuordnung innerhalb des Kollisionsgeschehens auf. Das kompressive Regime repräsentiert die *syn-orogenen* Intrusionen und das extensionale Regime die *spät/post-orogenen* Intrusionen.

Eine Projektion, die die Trennung in *syn-* und *post-Kollisionsgranitoide* zumindest teilweise vermag, ist eine Zuordnung mit den Spurenelementen Hafnium, Rubidium und Tantal (Harris et al., 1986) (Abb. 7.8b).

In dieser Projektion werden vier Gruppen von Intrusiv-Gesteinen, die jeweils bestimmten tektonischen Phasen einer Kontinent-Kontinent-Kollision zugeordnet werden können, unterschieden: Prä- (kalkalkalische), *syn-* (peraluminische), spät- bzw. *post-* (kalkalkalische) und spät- (alkalische) Intrusionen. Sie klassifiziert die Proben der Gleinalm-Augengneise als *syn-collision peraluminous intrusions*. Diese Gruppe wird folgenderweise beschrieben: (1) üblicherweise durch Leucogranite vertreten (2) (semi)konforme Intrusionen (3) typischerweise dem S-Typ-Granit entsprechend (4) durch eine Muscovit-Führung ( $\pm$ Biotit,  $\pm$ Turmalin) ausgezeichnet (5) der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt liegt über 70 Gew.% (6) häufig in

metamorphen Terranen, die teilweise Migmatite aufweisen zu finden (7) eine signifikante Anreicherung an Rubidium (auch Cäsium, Tantal und Uran (Winter, 2014)<sup>6</sup>) aufweisend (8) eine Verarmung an HREE, Yttrium, Zirkonium sowie Hafnium – relativ zu Vulkanischen-Inselbögen-Magmen – aufweisend und (9) signifikantes Merkmal ist ein hohes Rubidium/Zirkonium-Verhältnis.

All dies trifft auf die Gleinalm-Augengneise zu.

Als Beispiele werden die Leukogranite des Himalayas und die syn-orogenen Granitoide der Varisziden genannt.

Magmen dieser Gruppe entstehen während der Kollision und ihre (semi)konforme Lage legt nahe, dass sie nicht weit aufgestiegen sind. Der hohe Glimmer-Gehalt spricht für ein wasserreiches Magma, sie sind aus einer krustalen Quelle erschmolzen. Der hohe SiO<sub>2</sub>-Gehalt zeigt einen sialischen/felsischen Ursprung und ihr peraluminischer Charakter deutet einen metasedimentären Ursprung an.

### Diskussion der Zeitlichen Einteilung

Harris et al. (1986) betonen, dass Kontinent-Kontinent-Kollisionen komplexe Ereignisse sind, die durch eine ausgedehnte Periode an Überschiebungstektonik und gleichzeitig abnehmender Subduktion von ozeanischer Lithosphäre charakterisiert sind. Es gibt eine Zeitspanne von 30 Ma–50 Ma nach der initialen Kollision, in der noch weitere Konvergenz der kollidierenden Platten passieren kann<sup>7</sup> – eine Periode der post-kollisionären Subduktion. Aufgrund dieser Komplexität ist es vielleicht zu einfach eine strenge zeitliche Trennung (prä-, syn-, spät- und post) der Intrusionen zu machen. Es werden Fälle der Alpidischen und Variszischen Orogenese angegeben, in welchen die als syn-orogen klassifizierten Intrusionen erst ca. 40 Ma–50 Ma nach der Kollision datiert sind und auch Fälle, in welchen die syn-orogenen nach(!) den post-orogenen Intrusionen datiert sind.

So müssen die als syn- und spät/post-tektonisch klassifizierten Intrusionen nicht zwingend sequentiell ablaufen. Vielmehr hängt der Zeitpunkt eher von Raten der Krustenverdickung und der die Kollision noch begleitenden Subduktion ab.

Die zeitliche Einteilung im Kollisionsgeschehen lässt sich auch als eine Einteilung nach der Herkunft der Magmen lesen: (1) Prä-Kollisions-Magmatismus aus dem Mantel und durch Subduktionsbestandteile verändert (2) Syn-Kollisions-Magmatismus aus der hydratisierten Basis der kontinentalen Überschiebungsdecken (3) Spät/Post-Kollisions-Magmatismus aus dem Mantel mit starker krustaler Beeinflussung und (4) Post-Kollisions-Magmatismus aus dem Mantel unter der Kollisionszone mit hohen Konzentrationen an LILE und HFSE (Harris et al., 1986). Es scheint somit wenig verwunderlich, dass bei erwähnter Dauer einer Kontinent-Kontinent-Kollision mehrere Quellen für den Magmatismus "synchron" in Frage kommen.

Die Komplexität von Subduktionszonen und die nicht zwingend sequentielle Abfolge von Intrusionen könnten die uneindeutige zeitliche Klassifikation der Gleinalm-Augengneise erklären. Somit ist ein Zusammenwirken von Schmelzen, die aus Teilschmelzen von krustalem Material (S-Typ-Granite) und Teilschmelzen des Mantelkeils (mit krustalem Einfluss, I- und S-Typ-Granite) entstanden sind, nicht auszuschließen.

Erstere sind die CCG (Maniar & Piccoli, 1989), die syn-COLG (Pearce et al., 1984) und *syn-collision intrusions* (Harris et al., 1986), die durch Krustenverdickung und Wärme aus radioaktiven Elementen (Winter, 2014) entstehen.

Letztere sind die POG (Maniar & Piccoli, 1989), die post-COLG (Pearce et al., 1984) und *late-or-post-collision intrusions* (Harris et al., 1986), die durch krustale Wärme und durch Dekompression induziertes Schmelzen der aufsteigenden Asthenosphäre (Winter, 2014) entstehen.

Es ergibt sich insgesamt ein Gestein, das beiden Definitionen jeweils nur zum Teil genügt und Ausprägungen von Beiden zeigt: I- und S-Typ-Granitoiden (Post-Orogene-Granitoide oder Übergangsgranitoide (Markl, 2015)), die vorwiegend peraluminisch sind, aber eine reichhaltige Mineralogie aufweisen (Syn-Orogene-Granitoide).

---

<sup>6</sup>Dies zeigt eine ausgeprägte Beteiligung krustaler Komponenten

<sup>7</sup>Durch Delamination zwischen kontinentaler Kruste und (lithosphärischem) Mantel

Bei all diesen Überlegungen darf die überprägende Metamorphose nicht vergessen werden. Diese muss nicht zwingend metasomatisch gewesen sein, doch sie könnte zu Umkristallisationen geführt haben.

### Zusammenfassung

Insgesamt legt die geochemische Analyse eine Interpretation der Gleinalm-Augengneise als metamorphe Biotit- bis Zweiglimmergranite nahe, die im Zuge einer Kollision von kontinentalen Lithosphärenplatten intrudiert sind. Die Platznahme erfolgte vermutlich während des länger andauernden Kollisionsgeschehens. Doch das lässt sich durch die geochemischen Daten nicht eindeutig belegen und für eine genaue Zuordnung sind geochronologische Daten nötig. Als Reservoir kommt felsische kontinentale Kruste mit Metasedimenten in Frage.

Typische Vertreter dieser Protolithen sind bspw. die (Zweiglimmer-)Leukogranite der Variszischen Orogenese, die in einer Zeit zwischen 340 Ma und 290 Ma (Markl, 2015; Winter, 2014) bzw. 325 Ma–300 Ma (frühe Phase, syn-tektonisch) und 280 Ma–260 Ma (späte Phase, post-tektonisch) (Harris et al., 1986) intrudierten.

### 7.3.2. Gabbro

Von diesem Gestein lag nur eine Probe vor und vergleichbare Literaturdaten waren nicht zu finden bzw. konnten nicht eindeutig dem untersuchten Gebiet zugeordnet werden.

Es handelt sich nach allen hier gemachten Klassifikationen (Abb. 7.2, 7.3b, 7.4) um einen Gabbro bzw. (subbalkalischen) Basalt. Das Gestein liegt im Gabbro-Feld sehr nahe an der Grenze zu Gabbro-Noriten und Ultramafititen.

### Geotektonische Zuordnung

Nach dem ASI ist der Gabbro ein metalumisches Gestein und lässt sich einer kalkalkalischen Magama-Serie zuordnen (Abb. 7.4c). Dies legt eine geotektonische Zuordnung zu einer Subduktionszone nahe, denn kalkalkalische Serien sind ein "Markenzeichen" von Subduktionszonen (Winter, 2014).

Eine Zuordnung anhand der Spurenelemente Lanthan, Ytterbium und Niob (Cabaniš & Lecolle, 1989) (Abb. 7.19) zeigt, dass das Magma in einem kompressiven bzw. destruktiven tektonischen Umfeld, wie Kontinent-Kontinent-Kollision, Inselbogen oder aktiver Kontinentalrand, entstanden sein könnte.

Geotektonische Diskriminationsfunktionen, sowohl mit Hauptelementen (Verma et al., 2006) (Abb. 7.20) als auch mit den immobilien Spurenelementen Lanthan, Samarium, Ytterbium, Niob und Thorium (Agrawal et al., 2008) (Abb. 7.21), ordnen dieses Gestein Inselbögen zu. In beiden Arbeiten wird jedoch nicht zwischen Insel- und Kontinentalbögen unterschieden, da die Hauptelement-Charakteristika sehr ähnlich sind (Verma et al., 2006) und sich vermutlich eine Trennung mit den gewählten Spurenelementen statistisch nicht signifikant bewerkstelligen ließ.

Der erhöhte Thorium-Gehalt lässt auf eine krustale Beeinflussung schließen (Agrawal et al., 2008). So kann es bei Kontinentalbögen zu einer Thorium-Anreicherung durch "Krustenassimilation" kommen und Proben, die am Rande des IAB-Feldes plotten können auf einen krustalen Einfluss hinweisen. Sowohl eine Thorium-Anreicherung als auch das Plotten am Rande des Feldes von Inselbögen trifft auf den hier untersuchten Gabbro zu.

Mit Diskriminationsdiagrammen basierend auf Lanthan, Ytterbium, Niob, Thorium und deren Verhältnissen (Hollocher et al., 2012) (Abb. 7.18), lässt sich die Probe *continental arcs* zuordnen.

Unter der Annahme der Entstehung in einem kollisionsnahe Umfeld legt die Klassifikation nach Harris et al. (1986) (Abb. 7.8b) eine prä-kollisionale Intrusion nahe<sup>8</sup>.

<sup>8</sup>Es sei erwähnt, dass für die Erstellung dieses Diskriminationsdiagramms intermediäre bis saure Intrusiva untersucht wurden. Der hier betrachtete Gabbro ist mit einem SiO<sub>2</sub>-Gehalt von gerundeten 49 Gew.% ein basisches Gestein.

Diese Intrusionen gehen einer Kollision voraus, bilden sich aus kalkalkalischen Magma-Serien, reichen von Gabbros bis zu Biotit-Graniten und sie ähneln Intrusionen von aktiven Kontinentalrändern. Deshalb wird angenommen, dass sie in einem Vulkanischen Bogen entstanden sind. Typisch hierfür sind im Mantel(keil) entstandene und durch Subduktionsbestandteile veränderte Magmen, die unterschiedliche Anreicherungen an LIL-Elementen aufweisen.

### Zusammenfassung und Diskussion

Insgesamt kann der Gabbro geochemisch einem subduktionsbedingten Magmatismus, vermutlich an einem aktiven Kontinentalrand, zugeordnet werden. Angemerkt sei, dass der kalkalkalische Charakter des Gesteins, der zu einer Interpretation in einem Subduktionsgeschehen führt, auch bspw. durch hohe Schmelzraten zustande kommen könnte. Diese wiederum kann auch in einem extensionellen tektonischen Regime passieren.

Die geringe Deformation und die regellose magmatische Textur des Gesteins, die sich sowohl im Gelände als auch im Dünnschliff beobachten lässt, lassen vermuten, dass diese Intrusion eher spät in der Geschichte des untersuchten Gebietes erfolgte. Ansonsten müsste diese Intrusion die Metamorphosen und Deformationen, die das umgebende Gestein erfahren hat, miterlebt haben ohne Spuren im Gabbro hinterlassen zu haben. Dies erscheint selbst bei der ausgeprägten Widerstandsfähigkeit dieses Gesteins fragwürdig.

## 7.4. Speik-Komplex

### 7.4.1. Amphibolite

Die Amphibolite des Speik-Komplexes zeigen sich mit Ausnahmen weniger Ausreißer relativ einheitlich. Ihr  $\text{SiO}_2$ -Gehalt liegt im Wesentlichen im Bereich 42 Gew.%–51 Gew.% mit einem Median von gerundeten 49 Gew.%. Der Median des  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalts beträgt ca. 0,3 Gew.%. Sowohl beim  $\text{SiO}_2$ - als auch beim  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt existiert jeweils ein Ausreißer: Diese sind Bänderamphibolite und sind in obigen Wertebereichs- und Mittelwertangaben nicht berücksichtigt.

Die Metavulkanite haben ihre geochemische Entsprechung in *Low-K*-Tholeiiten und Basalten bis basaltischen (Trachy-)Andesiten (Abb. 7.9a, 7.3, 7.4).

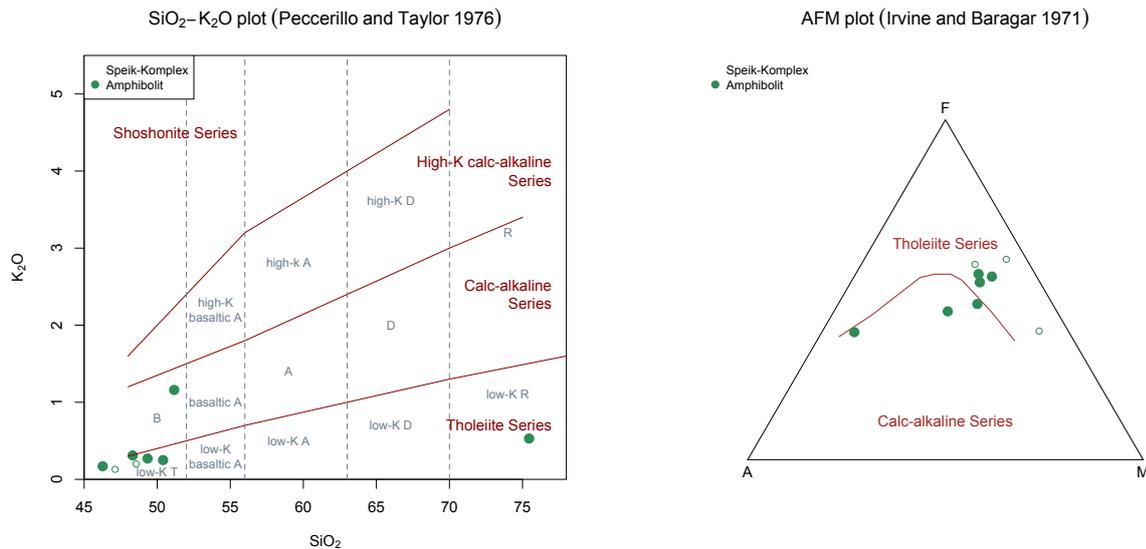
Das AFM-Diagramm (Abb. 7.9b) weist die Amphibolite tendenziell einer tholeiitischen Magma-Serie zu.

Die Bänderamphibolite des Speik-Komplexes lassen sich von den (Grt-)Amphiboliten anhand einiger Elemente unterscheiden. Sie sind in den Hauptelementen Silizium, Natrium und Kalium gegenüber diesen angereichert und an Calcium, Magnesium und Mangan abgereichert. Bei den Spurenelementen ist eine Anreicherung an Rubidium, Barium, Uran, Blei, Lanthan und Cer auffallend. Die Unterschiede lassen sich auf die Alkalien, die LILE und fluid-mobilen Elemente sowie manche LREE zusammenfassen. Die Bänderamphibolite weisen bei all diesen Elementen eine höhere Konzentration auf und/oder zeigen bei diesen eine größere Spannweite (Abb. 7.10).

Für Cäsium (LILE) liegt es nahe anzunehmen, dass die Konzentration in den Bänderamphiboliten ebenso höher als in den (Grt-)Amphiboliten ist. Für dieses Element liegt jedoch nur eine Messung vor, die über der Nachweisgrenze liegt und es ist deshalb kein Vergleich möglich. Dies gilt auch für Strontium, jedoch liegt hier der Wert der Bänderamphibolite innerhalb der Werte der Amphibolite.

### Backarc-Becken-Basalte?

Die Nähe der Amphibolite des Speik-Komplexes zu Tholeiiten deutet eine Nähe zu MOR-Basalten an. Tholeiitische Serien kommen in einer Vielfalt tektonischer Regimes vor, sind jedoch üblicherweise das



- (a)  $\text{SiO}_2$ -vs- $\text{K}_2\text{O}$  der Proben des Speik-Komplexes (Pec-  
cerillo & Taylor, 1976): Die Metabasite lassen sich  
mehrheitlich einer tholeiitischen Magma-Serie zu-  
ordnen.  
B: Basalt, T: Tholeiit, A: Andesit, D: Dazit, R: Rhyolith
- (b) AFM-Diagramm der Proben des Speik-Komplexes  
(Irvine & Baragar, 1971): Die Metabasite folgen ten-  
denziell dem tholeiitischen Fraktionierungstrend.

Abbildung 7.9.:  $\text{SiO}_2$ -vs- $\text{K}_2\text{O}$ - und AFM-Plot der Proben des Speik-Komplexes

Resultat von seichtem, partiellem Aufschmelzen aufsteigenden Mantels und noch seichterer Differen-  
ziation (Winter, 2014). Sie bilden den Hauptanteil der ozeanischen Kruste und der MOR-Basalte.

In geotektonischen Diskriminationsdiagrammen fallen diese Amphibolite sowohl in die Felder der  
MORB als auch der IAB – bzw. liegen (nahe) an den Grenzen zwischen diesen (Abb. 7.20, 7.21 und  
7.18).

Sie können somit sowohl einem divergenten (MORB), als auch einem konvergenten (IAB) tektonischen  
Regime entstammen.

Diese widersprüchlich erscheinende Mischung aus MORB und IAB legt den Verdacht nahe, dass die  
Amphibolite des Speik-Komplexes ihre basaltische Entsprechung in Backarc-Becken-Basalt (BABB)  
haben. Backarc-Becken beinhalten MORB und IAB, doch sie zeigen eine für sie charakteristische  
Magmasuite, die zwischen diesen beiden "Endgliedern" liegt (Pearce & Stern, 2006).

Es wurden für die Amphibolite, auf die dieses geotektonische Mischverhalten besonders zutrifft (Pro-  
ben: 19/21, 19/48, 19/67 und 19/68) ein Spider-Plot (Abb. 7.11) erstellt, um sie mit MORB und BABB  
zu vergleichen. Auf einen direkten Vergleich mit IAB wurde aufgrund deren mannigfaltiger Geochemie  
verzichtet. Die Daten für den Vergleich sind der Literatur entnommen: MORB (Pearce, 1983), EMORB  
(Sun & McDonough, 1989) und BABB (Gale et al., 2013).

Es zeigt sich, dass die Gesteine das Muster von MORB nicht erfüllen. Vielmehr ist eine große Ähnlich-  
keit mit angereichertem MORB (EMORB) angezeigt. Sie sind im Vergleich zu diesem jedoch an Niob  
ab- und an Blei angereichert.

Eine Anreicherung an LILE, Blei und Abreicherung an HFSE wie Niob oder Tantal ist wiederum für  
IAB typisch (Zheng, 2019). Auch zeigen die Amphibolite Konzentrationen von Nickel, Chrom und  
Vanadium, die für eher primitivere Inselbogen-Basalte charakteristisch sind (Winter, 2014).

Insgesamt haben die Proben sehr große Ähnlichkeit mit den BABB. Eine starke positive Abweichung  
gegenüber diesen ist bei Blei auffallend. Weitere positive Abweichungen sind bei Uran und Strontium  
zu erwähnen.

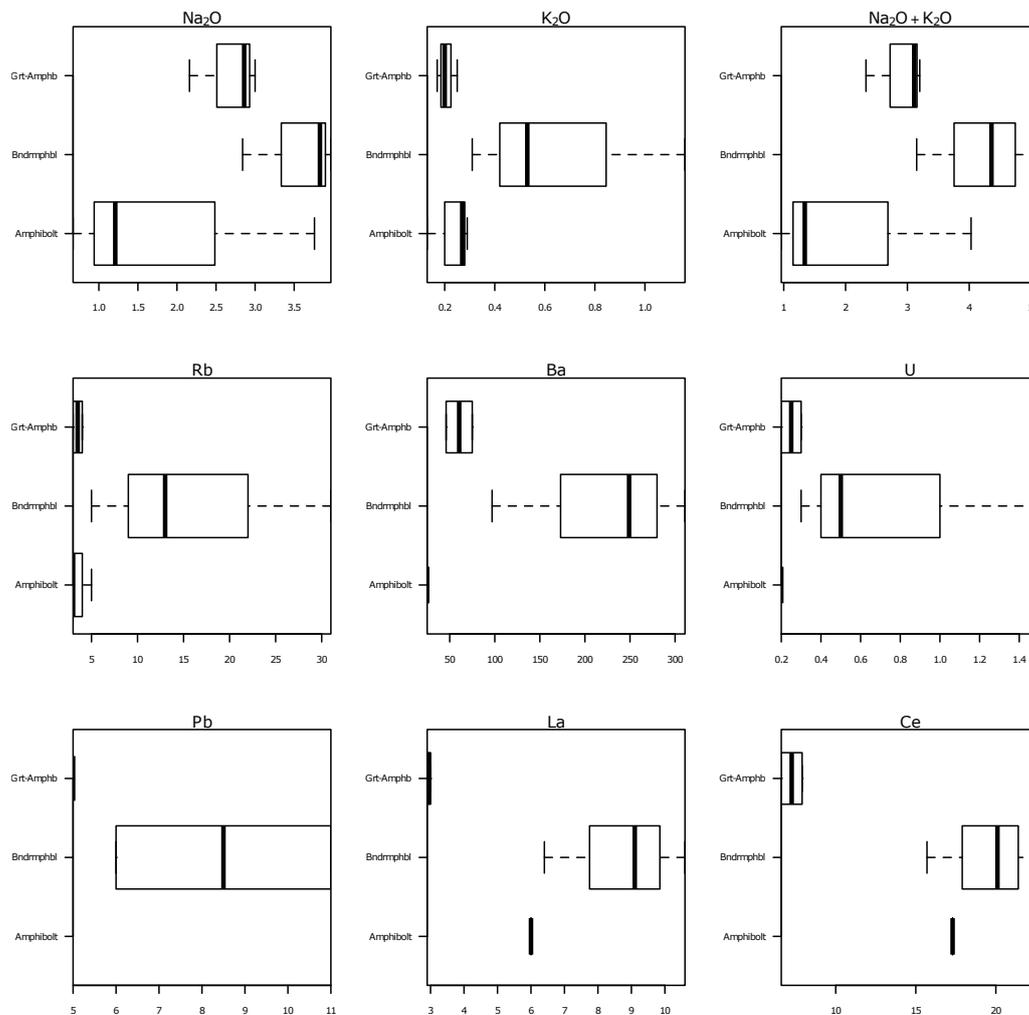


Abbildung 7.10.: Statistische Zusammenfassung als Boxplots der markanten Element-Konzentrationsunterschiede der Amphibolite des Speik-Komplexes. Dies sind die Alkalien, LILE und fluid-mobilen Elemente sowie manche LREE. Die Bänderamphibolite zeigen bei diesen höhere Konzentrationen. Dies lässt eine krustale Beeinflussung oder höhere Fraktionierung der Bänderamphibolite vermuten.

Nach Gale et al. (2013) zeichnen sich BABB bezüglich der Haupt- und Spurenelemente im Vergleich zu dem eben dort definierten ALL MORB wie folgt aus:

**Hauptelemente** Geringerer MgO- und TiO<sub>2</sub>-, höherer SiO<sub>2</sub> und K<sub>2</sub>O-Gehalt. Etwas geringere FeO- und CaO- und etwas höhere Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte, wobei letztere Werte nicht so signifikant sind. Dies trifft auf die genannten Proben für MgO, TiO<sub>2</sub> und K<sub>2</sub>O streng und für FeO, CaO und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> im Wesentlichen zu. SiO<sub>2</sub> ist bei allen Proben etwas geringer.

**Spurenelemente** Geringere Zr/Sm-, Zf/Hf-, Y/Yb-, Nb/U-, Ce/Pb- und Th/U-Verhältnisse sowie ein höheres Ba/Th-Verhältnis.

Dies trifft auf alle Proben bis auf zwei Fälle (19/48: Zr/Sm und 19/68: Ba/Th) zu.

**„Fluid-Mobile“-Elemente** Betonte Spitzen bei Cs, Rb, Ba, U, Pb und Sr.

Dies trifft auf alle Proben bis auf eine (19/68: Sr) zu.

Hierbei ist noch zu erwähnen, dass der Pb- und Cs-Gehalt bei manchen Proben unter der Nachweisgrenze lag.

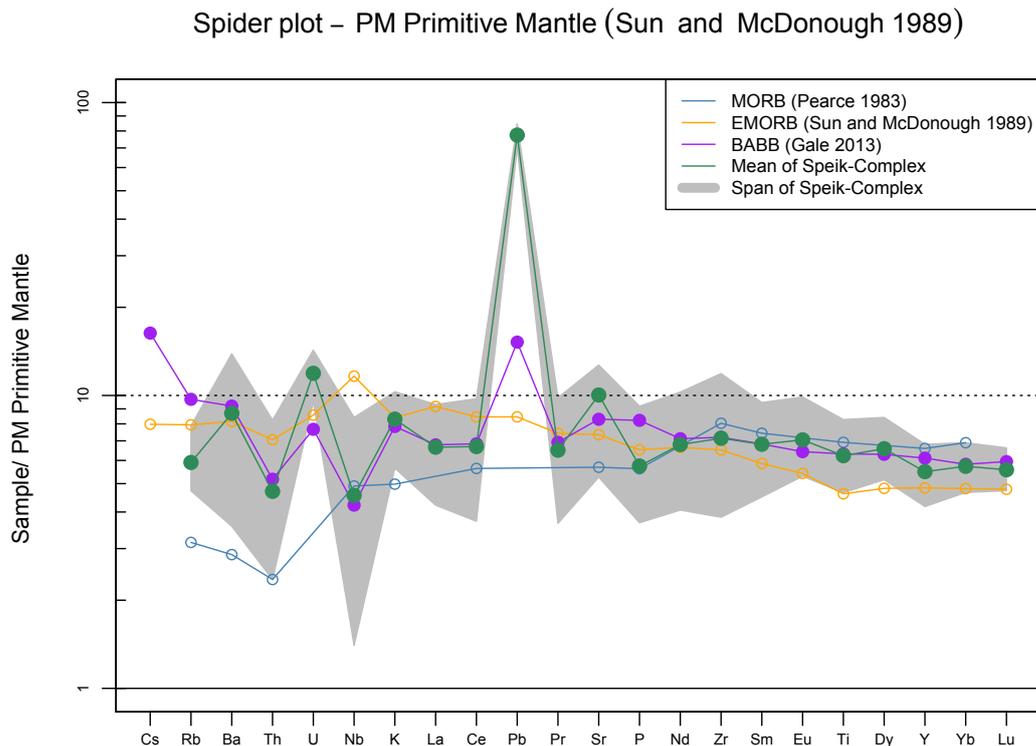


Abbildung 7.11.: Spiderplot ausgewählter Amphibolite des Speik-Komplexes gegen MORB, EMORB und BABB, normiert auf den primitiven Mantel. Proben: 19/21, 19/48, 19/67 und 19/68. Sie zeigen eine auffallende Ähnlichkeit mit BABB (Backarc-Becken-Basalt). Daten: MORB (Pearce, 1983), EMORB (Sun & McDonough, 1989) und BABB (Gale et al., 2013)

Backarc-Magmen lassen sich von *arc*-Magmen durch ihr Lanthan/Tantal-Verhältnis unterscheiden (Pallares et al., 2016) (Abb. 7.12). Backarc-Magmen haben hierbei typischerweise einen Wert von unter ca. 25 und *arc*-Magmen einen Wert darüber. Die Proben zeigen auch nach diesen Kriterien ein Entstehen aus Backarc-Magmen an.

Weiters werden obige Proben auch in dem Lanthan-Ytterbium-Niob Diskriminationsdiagramm (Cabanis & Lecolle, 1989) (Abb. 7.19) als BABB klassifiziert, bzw. liegen auf oder nahe der Grenze zu diesem.

### Zusammenfassung und Diskussion

Die Amphibolite des Speik-Komplexes lassen sich geochemisch als metamorphe *Low-K*-Tholeiite und Basalte interpretieren, die aus einem tholeiitischen Basaltmagma entstanden sind. Sie lassen sich weiters in zwei Gruppen unterteilen: (1) die Allgemeinen (Granat-)Amphibolite und (2) die Bänderamphibolite. Unterschieden werden können sie durch die deutlich höheren Konzentrationen an Alkalien, LILE, fluid-mobilen Elementen und manchen LREE in den Bänderamphiboliten. Dies lässt eine krustale Beeinflussung oder höhere Fraktionierung bei den Bänderamphiboliten vermuten.

Manche der Proben zeigen ein für BABB typisches geochemisches Erscheinungsbild zwischen MORB und IAB. Sie unterscheiden sich von den BABB im Wesentlichen durch höhere Konzentrationen an Blei, Uran und Strontium. Diese Elemente gelten in Zusammenhang mit Metamorphosen als mobil.

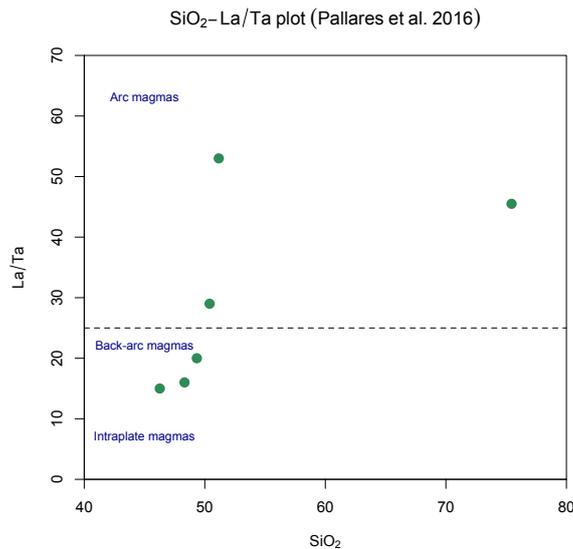


Abbildung 7.12.: SiO<sub>2</sub>-vs-(La/Ta) der Amphibolit-Proben des Speik-Komplexes (Pallares et al., 2016): Die Proben 19/21, 19/48 und 19/67 plotten im Bereich der Backarc-Magmen.

Insgesamt kann für die Amphibolite des Speik-Komplexes eine Interpretation als Backarc-Becken-Basalte in Erwägung gezogen werden. In diese könnte später teilweise granitische Schmelzen intrudiert sein und danach kam es zu einer gemeinsamen Metamorphose. So ließe sich das Auftreten von Amphiboliten und Bänderamphiboliten nebeneinander erklären.

## 7.5. Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem

### 7.5.1. Glimmerschiefer

Von den Glimmerschiefern bzw. Paragneisen des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems lag nur eine geochemische Probe vor und Literaturdaten waren keine zu finden. Dennoch soll hier versucht werden diese Gesteine zu klassifizieren.

Die Klassifikation des Granat-Glimmerschiefers wurde nach Wimmenauer (1984); Herron (1988) und Roser & Nathan (1997) gemacht.

Bei Ersterem basiert die Klassifikation auf dem  $(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ -Verhältnis. Während die Trennung in Silizium-reiche Quarz-Arenite und Aluminium-reiche Tonsteine durch das  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis gut funktionieren dürfte, ist das  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis nicht gut geeignet um, lithische Fragmente von Feldspat zu unterscheiden (Herron, 1988). Dies ist möglich, wenn statt dem  $\text{Na}_2\text{O}$ -zu- $\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis das  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis verwendet wird. Zusätzlich wird in jener Arbeit auch der Calcium-Gehalt berücksichtigt.

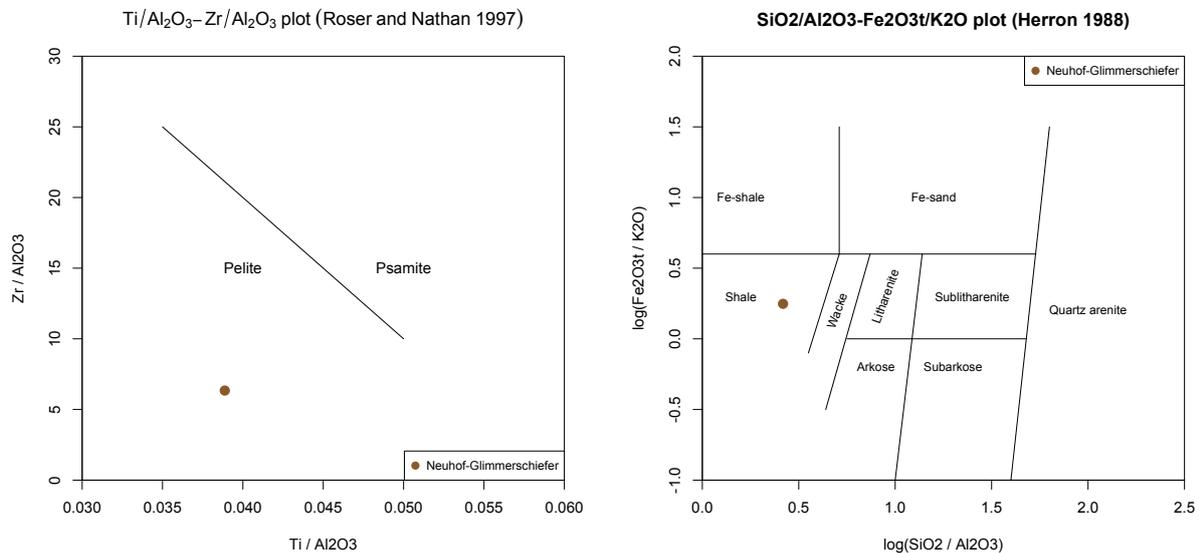
Da eine Klassifikation von Sedimentgesteinen in einem (poly)metamorphen Umfeld unter Verwendung von Alkalien herausfordernd erscheint, wurde noch eine Klassifikation nach Roser & Nathan (1997) herangezogen. Diese basiert auf den im Allgemeinen als metasomatisch-immobil geltenden Elementen Aluminium, Titan und Zirkonium. In jener Arbeit wurde die Element-Mobilität in einer Turbidit-Abfolge während einer Metamorphose in der unteren Grünschiefer- bis Amphibolitfazies untersucht – was für diese Arbeit hier passend erscheint.

Die Ergebnisse aller Klassifikationen stimmen überein: Diese legen für den Protolith einen Pelit (Wimmenauer, 1984; Roser & Nathan, 1997), bzw. einen nicht Kalk-führenden Schiefer-ton (*noncalcareous shale* Herron, 1988) nahe.

Auffallend ist bei der chemischen Analyse der geringe CaO-Gehalt von 0,26 Gew.% und die Anreicherung von LREE, vor allem Lanthan, Cer, Neodym und Yttrium, die hier die bei Weitem höchsten

Konzentrationen aufweisen. Dies manifestiert sich auch im Dünnschliff anhand des Auftretens von Allanit.

Stellvertretend für die genannten Klassifikationen ist in Abb. 7.13a jene nach Roser & Nathan (1997) und in Abb. 7.13b jene nach Herron (1988) dargestellt.



- (a) Pelit-Psamit-Klassifikation (Roser & Nathan, 1997): Legt eine pelitische Herkunft des Protoliths der Neuhof-Glimmerschiefer nahe.
- (b)  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -vs- $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}/\text{K}_2\text{O}$  (Herron, 1988): Zeigt einen Schiefertone (shale) als Protolith der Neuhof-Glimmerschiefer an.

Abbildung 7.13.: Protolith-Klassifikation des Neuhof-Glimmerschiefers

## Provenance

Zur Abschätzung einer möglichen Herkunft der Glimmerschiefer wurden Diskriminationsfunktionen für Provenance-Signaturen basierend auf Hauptelementdaten (Roser & Korsch, 1988) verwendet. Durch diese Diskriminationsfunktionen werden Sandsteine und Schiefertone in vier Herkunftsprovinzen geteilt: (1) Mafisch: Erster Zyklus, basaltischer und wenig andesitischer Detritus, (2) Intermediär: Dominiert von andesitischem Detritus, (3) felsischer plutonischer und vulkanischer Detritus und (4) recycelter quarzreicher Detritus.

Die  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse nehmen in dieser Reihenfolge zu sowie das  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}/\text{Mg}$ -Verhältnis ab. Dies sind Ergebnisse einer petrologischen Entwicklung von obigen Provinzen 1 bis 3 und der Reifung von Sedimenten in Provinz 4.

Es werden zwei Diskriminationsfunktionen vorgeschlagen: Eine für Sedimente, die keine biogene Beeinflussung hatten und eine für Sedimente, bei denen von einer solchen auszugehen ist. Hier wurde auf Grund des äußerst geringen CaO-Gehaltes (0.26 Gew.%) Erstere verwendet.

Nach dieser Diskriminationsfunktion ist der Glimmerschiefer des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems einer felsischen, magmatischen Provenance zuzuordnen (Abb. 7.14a). Diese ist in obiger Untersuchung durch Grauwacken in Wechsellagerung mit Tonschiefern repräsentiert, die von einer sauren, kristallinen (plutonisch-metamorphen) Landmasse mit wenigen sauren bis intermediären vulkanischen Komponenten stammt.

Auch wird in jener Arbeit erwähnt, dass die Sedimente dieser Provenance einerseits über eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose ihre chemischen Charakteristika beibehalten und andererseits repräsentativ sind für kontinentale Bögen.

Aus einer Arbeit über Provenance und Geochemische-Variationen in mesoarchaischen Schiefertönen

(shales) (Nwaila et al., 2017) lassen sich noch weitere Kriterien, die ebenfalls auf eine felsische Herkunft hinweisen, finden. Es wurde eine Herkunftsbestimmung aufgrund von eher als immobil geltenden (Spuren)Elemente gemacht:

- 1) Die  $mg\#^9$  ist mit 32 relativ klein.
- 2) Das Ni/Co-Verhältnis ist mit 2 (40:20 ppm) sehr gering und nach obiger Arbeit ist dieses Verhältnis ein sehr guter Provenance-Indikator, v.a. in Zusammenhang mit der  $mg\#$ .
- 3) Das Ni/Cr-Verhältnis von 0,4 (40:100 ppm) wird als eine gute Annäherung an die Provenance erachtet.
- 4) Das Zr/Cr von 1,43 (143:100 ppm) ist gut geeignet zur Unterscheidung von felsischer und mafischer Quelle, da Zirkonium vorwiegend in Zirkon auftritt und somit aus einer felsischen Quelle stammen sollte.
- 5) Ein CIA<sup>10</sup> von gerundet 79 lässt auf einen hohen Alumosilikat-Anteil und damit fortgeschrittene Verwitterung schließen.
- 6) Ein niedriger ICV<sup>11</sup> von ca. 0.73 lässt auf eine wenig variable, bzw. nicht vermischte Quelle schließen. Der ICV nimmt mit fortschreitender Umwandlung von Feldspäten zu Tonmineralen hin ab.

All diese Indizien, sowohl Haupt- als auch Spuren- und Nebenelemente sowie die Verwitterungsindizes, lassen die Herkunft aus einem wenig komplexen felsischen Ursprungsgebiet vermuten.

Nichtsdestotrotz sei abermals darauf hingewiesen, dass diese Ableitung mit Vorsicht zu behandeln ist, da hier Sedimente behandelt werden und sich auch Verhältnisse von eher als immobil geltenden Elementen durch Verwitterung und Transport fraktionieren können.

### Geotektonische Zuordnung

Eine Zuordnung zu einem tektonischen Regime lässt sich nach dem SiO<sub>2</sub>-Gehalt und dem K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-Verhältnis (Roser & Korsch, 1986) machen. Dabei wird zwischen einem passiven Rand (PM), einem aktiven Kontinentalrand (ACM) und einem ozeanischen Inselbogen (ARC) unterschieden.

Diese Unterscheidung folgt der Beobachtung, dass Sedimente von einem Inselbogen über einen aktiven Kontinentalrand zu einem passiven Rand oder Intraplatten-Becken hin immer Quarz-reicher werden und deren Alkalien-Verhältnis ebenso zunimmt. Es werden also mineralogisch gereifere Sedimente im Inneren einer Platte abgelagert, während das bei Sedimenten, die von vulkanogenen Provinzen abgeleiteten, werden nicht der Fall ist. Somit nimmt der SiO<sub>2</sub>-Gehalt und das K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-Verhältnis vom ARC über den ACM zum PM hin zu.

Diese Klassifikation deutet darauf hin, dass die Sedimente, aus denen das Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem entstanden ist, an einem aktiven Kontinentalrand (ACM) an oder in der Nachbarschaft einer aktiven Plattengrenze abgelagert wurden. Die Probe weist einen intermediären SiO<sub>2</sub>-Gehalt von ca. 59 Gew.% und ein K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-Verhältnis von ca. 2.5 auf (Abb. 7.14b).

Diese Kategorie inkludiert zweierlei Systeme: (1) Material von kontinentalen magmatischen Bögen mit all den damit verbundenen Becken (Ozeangraben, Fore-, Intra- und Backarc-Becken) und (2) Material, das von exhumierten Bereichen an Seitenverschiebungen in einem Pull-apart-Becken abgelagert wurde.

Durch Miteinbeziehen des SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnisses von ca. 2.6 lässt sich vermuten, dass es sich hierbei um einen entwickeltes *Arc-Setting* mit felsisch-plutonischem Detritus handelt – was gut zu obiger Provenance-Analyse passt.

### Zusammenfassung

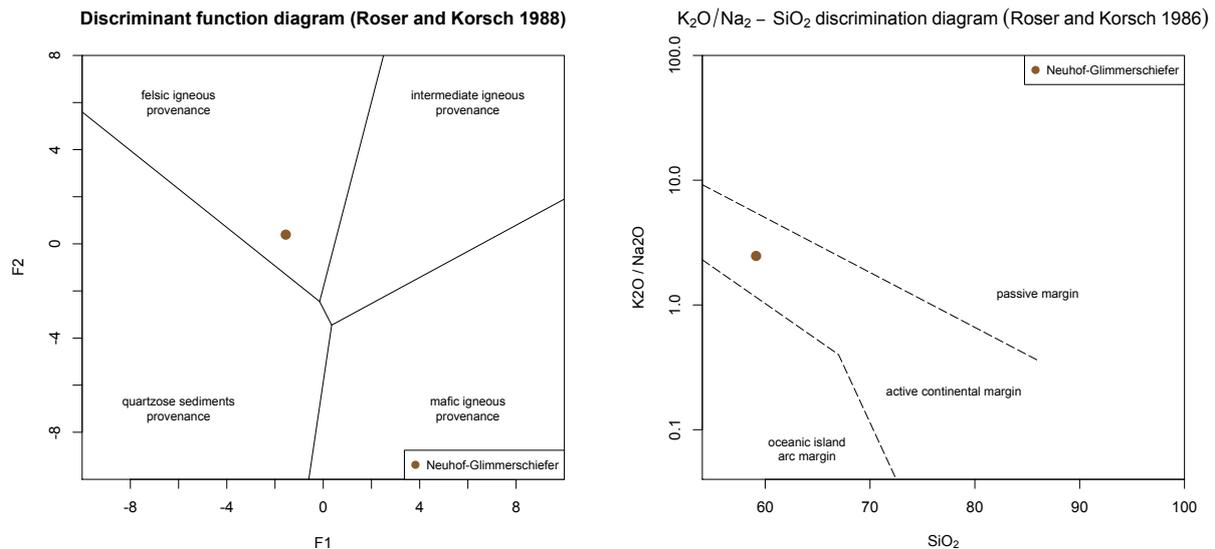
Die Glimmerschiefer des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems lassen geochemisch ein pelitisches Gestein, wie einen (nicht Kalk-führenden) Schieferton als Protolith annehmen.

---

<sup>9</sup>hier mit  $FeO_t$ , da eine rechnerische Aufteilung in  $Fe^{2+}$  und  $Fe^{3+}$  zu spekulativ erschien

<sup>10</sup>Chemical Index of Alteration;  $CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \times 100$ ,  $CaO^*$  nur in Silikaten gebundenes CaO, aufgrund des geringen CaO-Gehaltes (s. o.) wird hier davon ausgegangen.

<sup>11</sup>Index of Compositional Variability;  $ICV = \frac{CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2}{Al_2O_3}$



- (a) Diskriminationsdiagramm für Provenance-Signaturen zur Herkunftsanalyse von Sand- und Tonstein-Assoziationen (Roser & Korsch, 1988): Der Neuhof-Glimmerschiefer kann hier felsischen Magmatiten zugeordnet werden, sowohl plutonischen als auch vulkanischen.
- (b) Tektonisches Diskriminationsdiagramm (Roser & Korsch, 1986): Der Neuhof-Glimmerschiefer kann einem aktiven Kontinentalrand zugeordnet werden.

Abbildung 7.14.: Mögliche Provenance und tektonische Zuordnung des Granat-Glimmerschiefers des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems.

Als Herkunft der Sedimente lässt sich ein wenig komplexes, felsisches Liefergebiet, wie bspw. eine kristalline Landmasse vermuten.

Geotektonisch lässt sich das Gestein einem aktiven Kontinentalrand mit einem felsisch-plutonischen Detritus zuordnen.

Abschließend sei abermals darauf hingewiesen, dass nur eine Probe vorlag und keine Literaturdaten zu finden waren.

## 7.6. Amering-Komplex

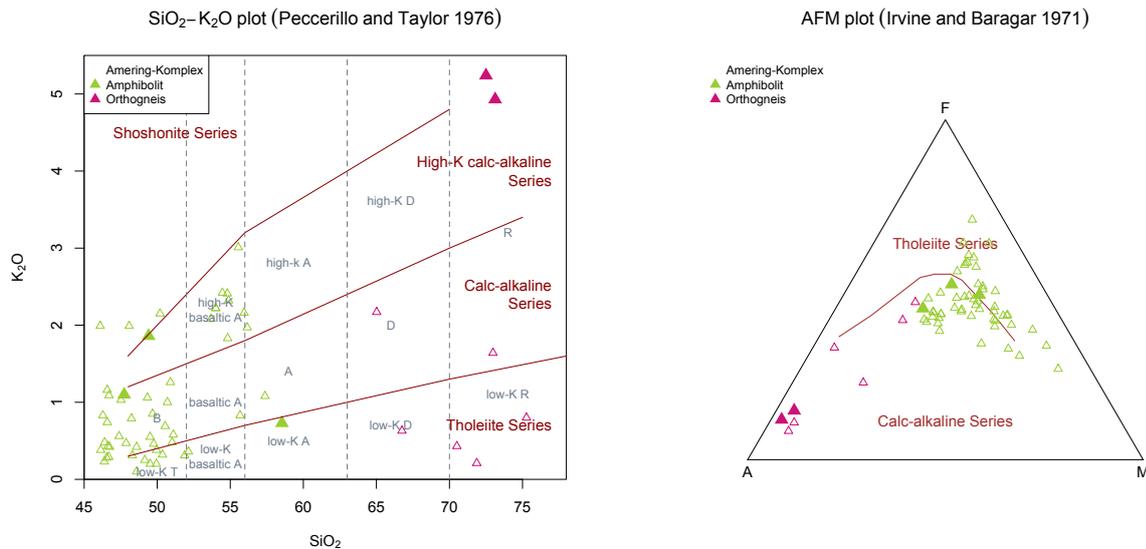
In einem  $\text{SiO}_2$ -vs- $\text{K}_2\text{O}$ -Plot (Abb. 7.15a) und einem AFM-Diagramm (Abb. 7.15b) ist zu sehen, dass die Metavulkanite des Amering-Komplexes hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung deutlich heterogener sind als jene des Speik-Komplexes. Sie streuen vom basischen bis in den sauren  $\text{SiO}_2$ -Bereich und von tholeiitischen- bis hoch-Kalium-kalkalkalischen-Magma-Serien.

### 7.6.1. Amphibolite

Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der Amphibolite deckt einen Bereich von ca. 44 Gew.%–59 Gew.% mit einem Median von 50 Gew.% ab. Die  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte reichen von ca. 0,1 Gew.% bis ca. 3 Gew.%. Ein Durchschnitt lässt sich mit etwa 0,8 Gew.% angeben. Es lässt sich eine Häufung im basischen, tholeiitisch bis kalkalkalischen Bereich ausmachen. Diese Anhäufung streut sowohl in Richtung höherer  $\text{SiO}_2$ - als auch in Richtung höherer  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte und einer Kombination aus beiden.

So liefern geochemische Gesteinsklassifikationen der Proben auch ein breiteres Spektrum an Gesteinen im Vergleich zum Speik-Komplex. Es zeigt sich eine Häufung bei Basalten und reicht von *Low-K*-Tholeiiten, Andesiten bis *High-K*-basaltischen-Trachy-Andesiten (Abb. 7.15a, 7.3 und 7.4).

Dementsprechend lässt sich auch in einem AFM-Diagramm (Abb. 7.15b) für die Amphibolite keine eindeutige Zuordnung zu einer Serie machen. Die Amphibolite des Amering-Komplexes lassen sich



(a)  $\text{SiO}_2$ -vs- $\text{K}_2\text{O}$  der Proben des Amering-Komplexes (Peccerillo & Taylor, 1976);  
 B: Basalt, T: Tholeiit, A: Andesit, D: Dazit, R: Rhyolith  
 (b) AFM-Diagramm der Proben des Amering-Komplexes (Irvine & Baragar, 1971); Die Gesteine folgen tendenziell dem kalkalkalischen Fraktionierungstrend.

Abbildung 7.15.:  $\text{SiO}_2$ -vs- $\text{K}_2\text{O}$ - und AFM-Plot der Proben des Amering-Komplexes

zum Teil der kalkalkalischen- und zum Teil der tholeiitischen Serie zuordnen.

### Geotektonische Zuordnung

Bei einer geotektonischen Zuordnung zeigen sich diese Amphibolite divers. Die Gesteinsklassifikation in *Low-K-Tholeiite*, kalkalkalische Basalte und auch Shoshonite lässt einen vulkanischen Bogen vermuten.

In einer Zuordnung durch Hauptelemente (Verma et al., 2006)<sup>12</sup> (Abb. 7.20) lässt sich eine Streuung über *mid-ocean ridge basic rocks* (MORB), *island arc basic rocks* (IAB) und *continental rift basic rocks* (CRB) ausmachen. *Ocean-island basic rocks* (OIB) lassen sich ausschließen. Häufungen vor allem bei IAB und MORB sind zu erkennen. Auch plotten die Analysen tiefer im IAB-Feld und eher am Rande der MORB-Felder.

Zu dieser Diskrimination wird in (Verma et al., 2006) angemerkt, dass (1) in der Datenmenge, die für die Erstellung der Diskriminationsfunktionen verwendet wurde, die IAB und MORB gegenüber den CRB und OIB unterrepräsentiert waren, (2) IAB und MORB mit einem höheren Prozentsatz korrekt erkannt wurden und (3) falsch klassifizierte IAB hauptsächlich als CRB gefolgt von MORB klassifiziert wurden. Dies kann das Streuen der Proben über die Klassen erklären und legt eine Einordnung zu IAB nahe.

Bei der Zuordnung durch Diskriminationsfunktionen mit immobilen Spurenelementen (Agrawal et al., 2008) (Abb. 7.21) in dieselben tektonischen Umgebungen wie oben, überwiegt die Interpretation als IAB.

Eine Klassifikation mit Titan und den Spurenelementen Zirkonium, Ytterbium und Strontium (Pearce & Cann, 1973) (Abb. 7.16) zeigt eine Zuordnung zu *low-potassium tholeiites/island-arc-tholeiites* (IAT) und *calc-alkali basalts* (CAB).

Die Klassifikation erfolgte nach dem in jener Arbeit vorgeschlagenen Schema: (1) Da es sich bei den Amphiboliten um Metabasite handelt, ist das  $\text{Zr-Ti}/100\text{-Sr}/2$ -Diagramm nicht zu verwenden, da bei

<sup>12</sup>Die dafür nötige Anpassung der  $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ -Verhältnisses erfolgte nach Middlemost (1989)

einer Metamorphose, die über die Grünschieferfazies hinausgeht, die Immobilität von Strontium nicht mehr angenommen werden kann (2) Das  $Zr-Ti/100-3*Y$  dient zum Ausschließen von Intraplatten-Basalten (WPB). (3) Die Klassifikation lässt sich schlussendlich mit dem Ti-vs-Zr-Plot bewerkstelligen.

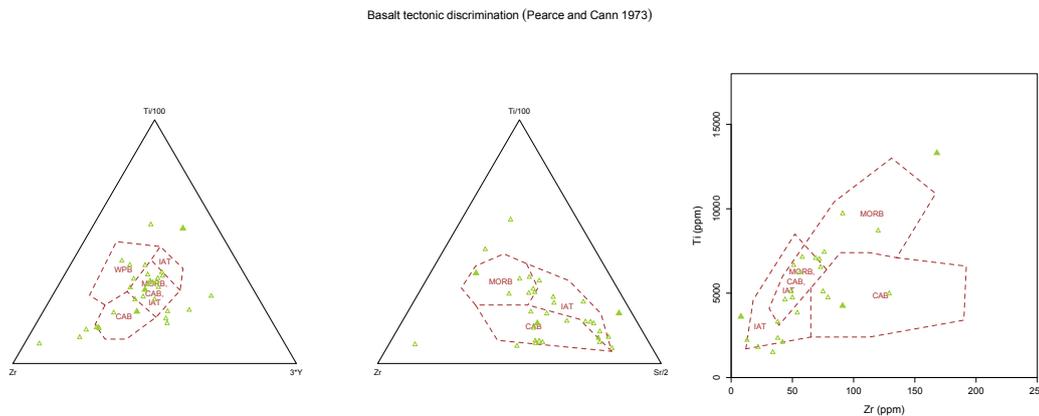


Abbildung 7.16.: Diskriminationsdiagramme für die Amphibolite des Amering-Komplexes (Pearce & Cann, 1973): Links: Ein Intraplatten-Milieu lässt sich ausschließen; Mitte: Kommt für diese Metabasalte nicht zu tragen; Rechts: Legt die Genese in einem konvergenten tektonischen Milieu eines vulkanischen Inselbogens nahe.

IAT: *island-arc tholeiites*, CAB: *calc-alkali basalts*, WPB: *within-plate basalts*

In einer Einteilung mit Niob, Zirkonium und Ytterbium (Meschede, 1986) (nicht geplottet) werden die Amphibolite vulkanischen Inselbögenbasalten (VAB) zugeordnet.

In einem weiteren Diskriminationsdiagramm mit Spurenelementen (Hollocher et al., 2012) (Abb. 7.18) werden die Amphibolite sowohl ozeanischen als auch kontinentalen magmatischen Bögen zugeordnet, wobei die Zuordnung zu ersterem wahrscheinlicher erscheint, da die Zuordnung zu kontinentalen magmatischen Bögen schon am Rand zu ozeanischen magmatischen Bögen liegt.

## Zusammenfassung

Die geochemische Gesteinsklassifikation der Amphibolite des Amering-Komplexes zeigt ein heterogenes Bild von Basalten über Tholeiite bis zu Andesiten mit einer ausgeprägten Spannweite des Kalium-Gehaltes.

Eine geotektonische Zuordnung zeigt eine weite Streuung, lässt jedoch ein konvergentes tektonischen Milieu von Inselbögen bis untergeordnet kontinentalen magmatischen Bögen vermuten.

Die unterschiedlichen Gesteine und die geotektonische Diversität lassen an eine Entwicklung innerhalb eines Inselbogens denken.

### 7.6.2. Orthogneise

Die Orthogneise haben einen durchschnittlichen  $SiO_2$ -Gehalt von 71 Gew.% bei einer Spannweite von ca. 65 Gew.%–75 Gew.%.  $K_2O$ -Gehalte reichen von ca. 0,2 Gew.% bis 5,2 Gew.% – ein Mittelwert scheint wenig sinnvoll. Sie streuen bei einem relativ gleichbleibenden  $SiO_2$ -Gehalt über einen relativ großen  $K_2O$ -Konzentrationsbereich (Abb. 7.15a).

Die Orthogneise lassen sich in einer TAS-Klassifikation Rhyolithen und Daziten zuordnen (Abb. 7.3a). Eine Klassifikation mit TAS-Stellvertreterdiagrammen durch Spurenelemente zeigt ein ähnliches Bild (Abb. 7.4).

Durch eine Unterscheidung mit  $SiO_2$ -vs-(FeOt/MgO) (Miyashiro, 1974) lassen sie sich kalkalkalische vulkanischen Gesteinsserien zuordnen (Abb. 7.17). Unter der Annahme einer kogenetischen Gesteinsserie könnte man aus dem AFM-Diagramm (Abb. 7.15b) einen kalkalkalischen Fraktionierungstrend

ablesen.

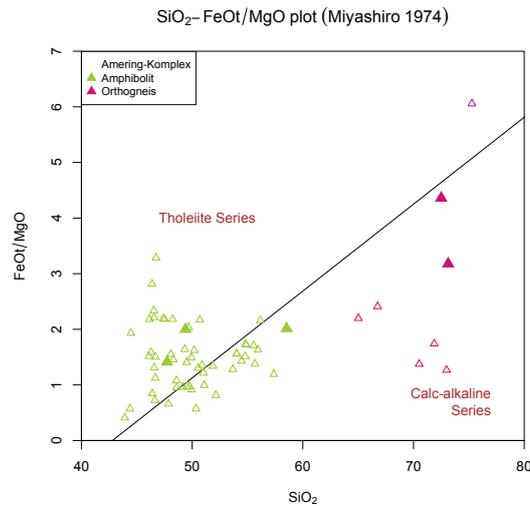


Abbildung 7.17.: SiO<sub>2</sub>-vs-(FeO/MgO) der Amphibolite und Orthogneise des Amering-Komplexes (Miyashiro, 1974): Die Amphibolite lassen sich einer tholeiitischen und die Orthogneise einer kalkalkalischen vulkanischen Gesteinsreihe zuordnen. Dies könnte auf eine Entwicklung von einem jungen zu einem "gereifteren" Inselbogen mit zunehmender Krustendicke hinweisen.

### Geotektonische Zuordnung

Eine geotektonische Zuordnung durch Diskriminationsfunktionen bzw. -diagramme ist bei diesen Gesteinen schwierig, da diese Funktionen meist mit und für Basalte oder intermediäre bis saure Intrusiva entwickelt wurden.

In einer (universellen) Zuordnung für vulkanische Serien durch Lanthan, Ytterbium und Niob (Cabani & Lecolle, 1989), lassen sich die Orthogneise einem kompressiven tektonischen Regime wie Inselbögen oder allgemeiner Subduktionszonen, zuordnen (Abb. 7.19).

### Zusammenfassung

Die Orthogneise des Amering-Komplexes lassen sich als metamorphe Rhyolithe und untergeordnet Dazite interpretieren, wobei die Proben dieser Arbeit aus einer hoch-Kalium-kalkalkalischen Magmaserie stammen könnten. Die Literaturdaten zeigen deutlich geringere Kalium-Gehalte und so lässt sich eine große regionale Variabilität annehmen.

Ein Entstehen in einem destruktiven tektonischen Regime wie einer Subduktionszone wird durch den kalkalkalischen Charakter und durch Diskriminationsfunktionen basierend auf als immobil geltenden Spurenelementen nahegelegt.

Wie die Daten der Amphibolite des Amering-Komplexes lassen auch die Daten der Orthogneise an eine Entwicklung hin zu höheren SiO<sub>2</sub>- und K<sub>2</sub>O-Gehalten denken.

### 7.6.3. Entwickelter Inselbogen?

Aus den beiden Lithologien lässt sich die Bildung in einem destruktiven tektonischen Milieu wie einem Inselbogen ablesen. Eine Entwicklung von einem basischen und Kalium-armen hin zu einem sauren und Kalium-reichen Milieu kann vermutet werden. Dies wird hier als eine Evolution eines Inselbogens verstanden, denn die vulkanischen Produkte in einem Inselbogen variieren mit dessen Entwicklung (Gill, 2010).

Die Hauptgesteine von wenig entwickelten Inselbögen Basalte bis basaltische Andesite der tholeiitischen Serie. Bei älteren oder "entwickelteren" Inselbögen mit einer mächtiger werdenden kontinentalen Kruste sind dies hingegen Andesite und Dazite der tholeiitischen und kalkalkalischen Serie. Schlussendlich sind die hauptsächlichen Vulkanite eines Kontinentalrandes Andesite, Dazite und Rhyolithe der kalkalkalischen Serie (Miyashiro, 1974).

So tendiert der Anteil der Gesteine der kalkalkalischen Serie unter den Vulkaniten sowie deren  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt mit fortschreitender Entwicklung und Ausbildung von kontinentaler Kruste zuzunehmen.

Neben obiger Entwicklung könnte das nebeneinander Auftreten von so unterschiedlichen Lithologien auch mit dem komplexen Geschehen in der Subduktionszone zu tun haben. Winter (2014) betont, dass dieses teilweise eine alterierende magmatische Aktivität hervorbringen kann.

Insgesamt wird der Amering-Komplex als ein fortgeschritten entwickelter Inselbogen interpretiert. Dies kann auch die Streuung der hier untersuchten Gesteine des Amering-Komplexes in den Diskriminationsfunktionen zwischen ozeanischen- und kontinentalen magmatischen Bögen erklären.

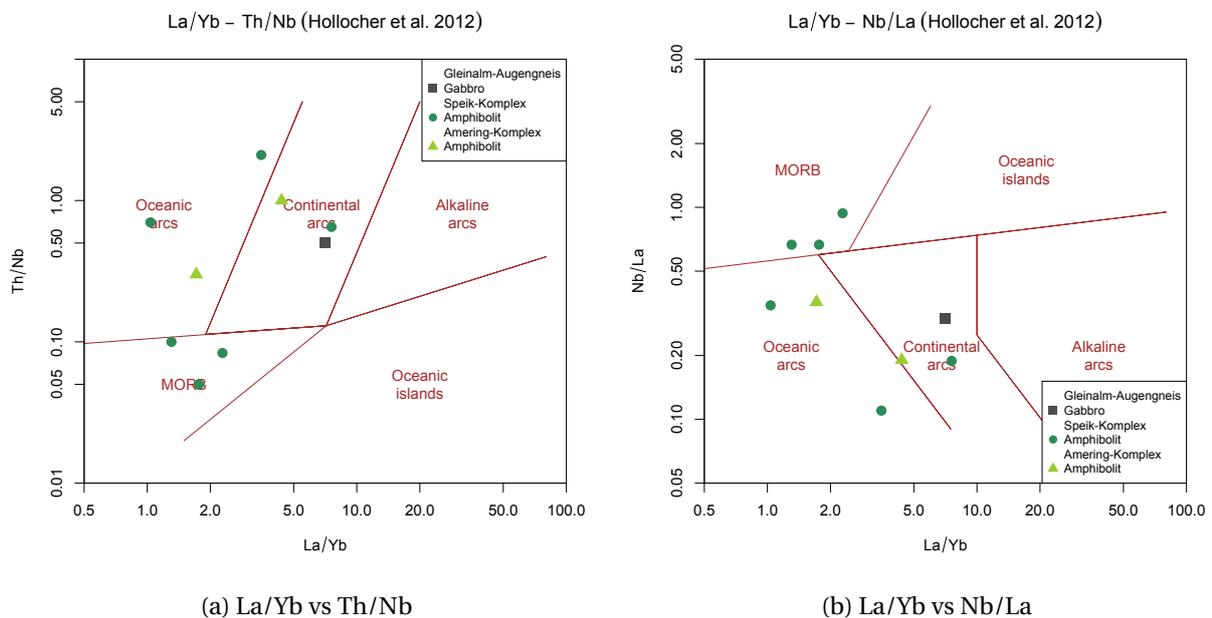


Abbildung 7.18.: Geotektonische Diskriminationsdiagramme für Amphibolite und Gabbros durch Spurenelemente (Hollocher et al., 2012).

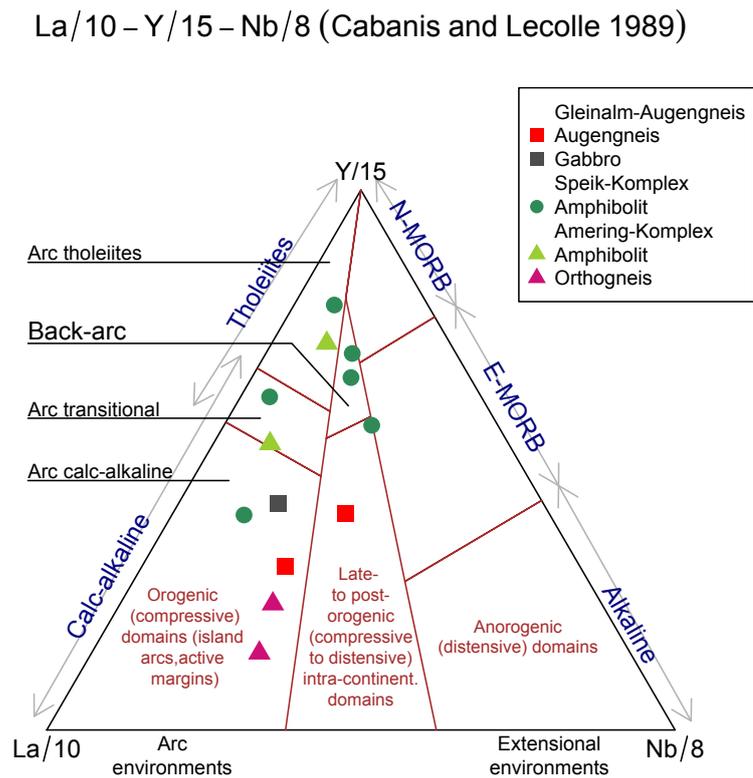


Abbildung 7.19.: Universelles Y-La-Nb-Diskriminationsdiagramm, (Cabanis & Lecolle, 1989). *Arc (tholeiites, transitional, calc-alkaline)*, *(Arc, Extensional) environments* und *Back-arc*: Interpretationen nach Hollocher et al. (2012).

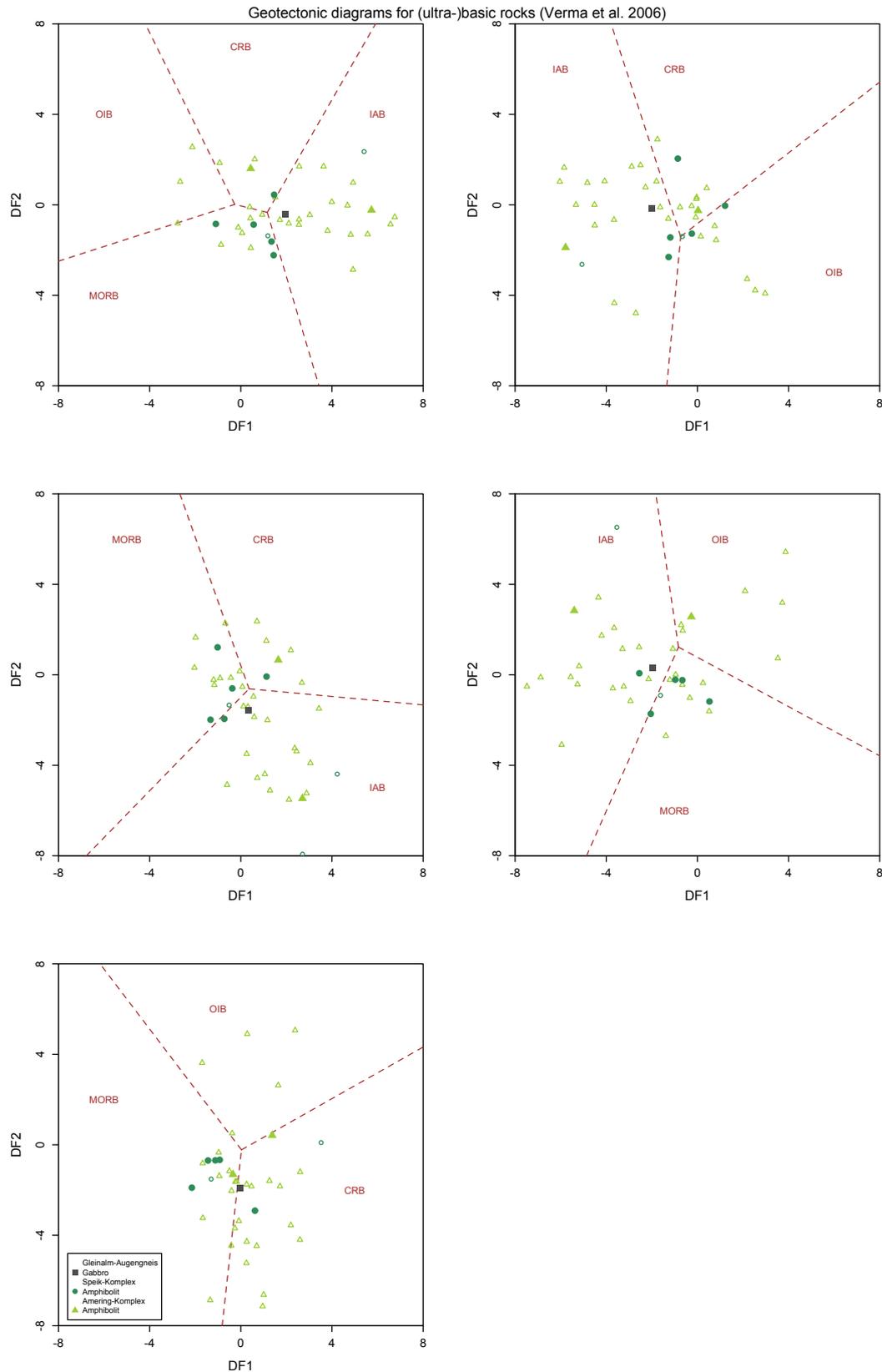


Abbildung 7.20.: Geotektonische Diskriminationsdiagramme für Basische Gesteine durch Hauptelementen (Verma et al., 2006).

IAB: *island arc basic rocks*, MORB: *mid-ocean ridge basic rocks*, CRB: *continental rift basic rocks*, OIB: *ocean-island basic rocks*

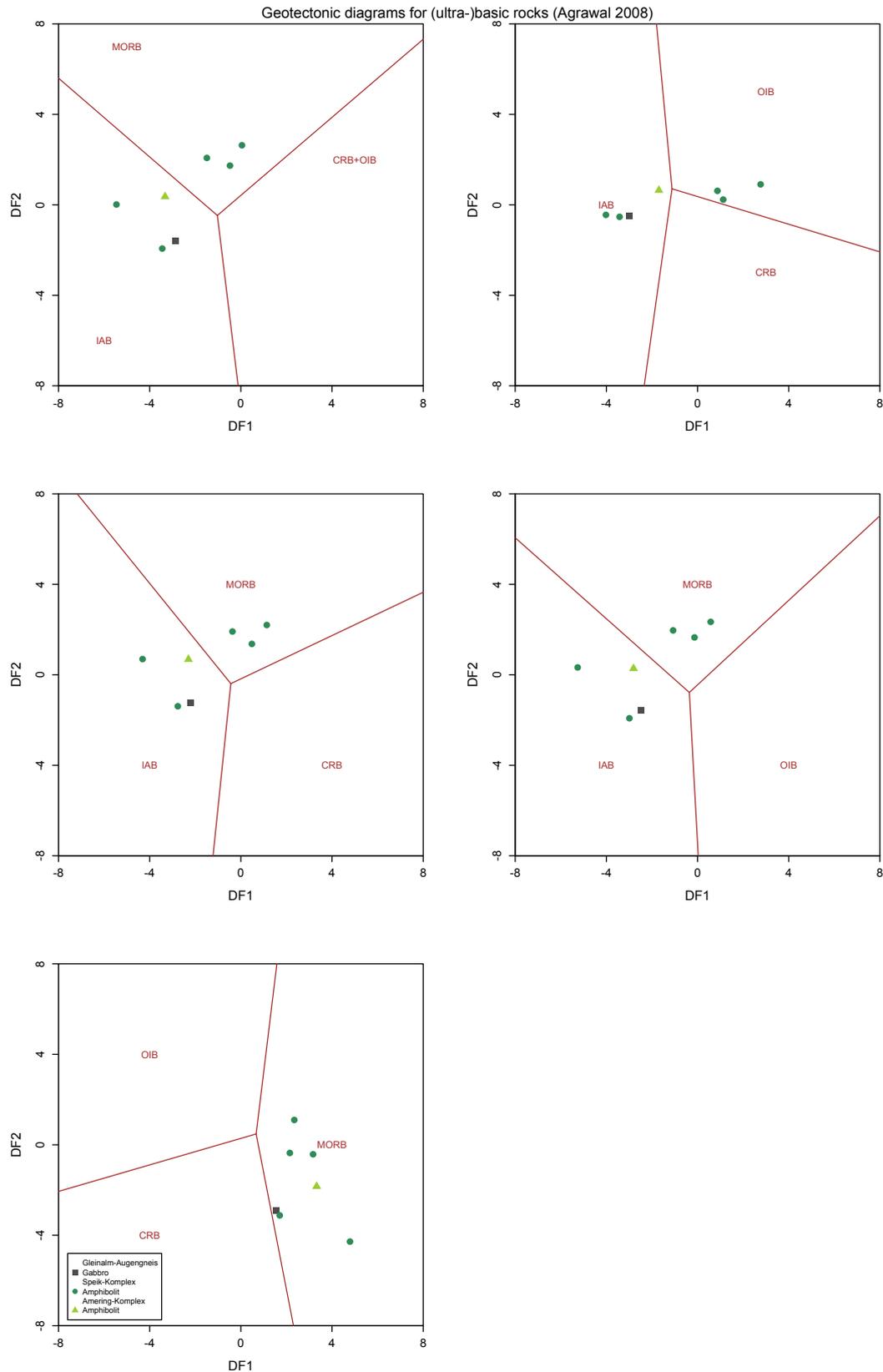


Abbildung 7.21.: Geotektonische Diskriminationsdiagramme für Basische Gesteine durch Spurenelementen (Agrawal et al., 2008).

IAB: *island arc basic rocks*, MORB: *mid-ocean ridge basic rocks*, CRB: *continental rift basic rocks*, OIB: *ocean-island basic rocks*

## 7.7. Interpretation der lithodemischen Einheiten

An dieser Stelle sind noch einmal die Interpretationen für die lithodemischen Einheiten des untersuchten Gebiets, die sich aus den geochemischen Analysen ergeben, kurz aufgelistet:

**Gleinalm-Augengneis-Lithodem** Dieses wird als metamorpher, Kalium-reicher, Biotit- bis Zweiglimmergranit interpretiert. Als geochemisches Reservoir kommt felsische kontinentale Kruste mit Metasedimenten in Frage.

**Speik-Komplex** Dieser wird als metamorpher Backarc-Becken-Basalt aufgefasst. Es wird eine krustale Beeinflussung oder eine höhere Fraktionierung in Erwägung gezogen, die zur Ausbildung der Bänderung führte.

**Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem** Dieses wird als metamorpher Pelit interpretiert. Als Herkunft wird eine kristalline Landmasse angenommen und die Ablagerung erfolgte vermutlich an einem aktiven Kontinentalrand.

**Amering-Komplex** Dieser wird als ein fortgeschritten entwickelter Inselbogen verstanden.

## 8. Geochronologie

Zum untersuchten Gebiet liegen wenig aktuelle Datierungen vor. Um eine Geo- und Thermochronologie zu erstellen, konnte im Zuge dieser Arbeit auf

- 25 teilweise unpublizierte Ar-Ar-Altersdaten
- vier Rb-Sr-Datierungen und
- eine U-Pb-Datierungen

zurückgegriffen werden.

Die Ar-Ar-Daten stammen von Wolfgang Frank und die übrigen von der Geologischen Bundesanstalt. Die Ar-Ar-Messungen wurden in den Jahren 1998 bis 1999, die Rb-Sr-Messungen 2014 und 2015 und die U-Pb-Messungen 2017 gemacht.

Von diesen insgesamt 30 Datierungen wurden schlussendlich 23 für die Interpretation verwendet.

### 8.1. Probenentnahmestellen

Die Rb-Sr- und U-Pb-Probenentnahmestellen der Geologischen Bundesanstalt waren bereits georeferenziert dokumentiert.

Die Proben der Ar-Ar-Datierung waren noch nicht georeferenziert und sie waren auch aufgrund ihres Alters noch nicht mit einem Positionsbestimmungssystem dokumentiert. Deren Lokalisierung erfolgte durch Skizzen und Notizen aus (Jung, 1982; Frank et al., 1976) sowie Vermerken im Laborbuch des Geochronologielabors der Universität Wien ("WAP-Buch") und unter Zuhilfenahme der geologischen Karten GK160, GK162, GK163, GK188 und des Digitalen Atlas Steiermark.

Dies gelang aufgrund der Angaben zu Lithologie, Ort und Höhenlage im Wesentlichen problemlos. Um der verblieben Ungenauigkeit Ausdruck zu verleihen, wurde ein geschätzter Unsicherheitsradius für jeden Punkt angegeben. Für die bereits georeferenzierten Probeentnahmestellen wurde pauschal ein Unsicherheitsradius von 10 m angenommen.

Die Probeentnahmestellen sind mit Koordinaten und Unsicherheiten in Tab. 8.1 angegeben.

Folgende Anmerkungen zu den Entnahmestellen erscheinen erwähnenswert:

**WAP 744** Diese Probe wird sowohl in (Jung, 1982) als auch in (Frank et al., 1976) dem Humpelgraben zugeordnet. Dabei handelt es sich nicht um den Graben durch den der Humpelbach fließt. Dieser Bach befindet sich unmittelbar neben, bzw. zum Teil im behandelten Gebiet, doch weder die Höhenmeterangabe noch die Lithologie noch die Position der Probe südsüdöstlich der Fensteralpe befinden sich im Bereich des Humpelbaches.

Es wird angenommen, dass es sich um den Kumpelgraben mit dem Rumpelbach handelt. In diesem gibt es den aufgelassenen Steinbruch Humpelgraben, auf welchen in der Literatur zum Teil verwiesen wird. Die Höhenmeter, die Lithologie und die Orientierung relativ zur Fensteralpe sind zutreffend.

Diverse, via World-Wide-Web zugängliche Projektbeschreibungen der Gemeinde Übelbach unterstützen diese Annahme.

**WAP 745** Die Probenlokalität liegt im untersuchten Gebiet, wodurch aufgrund der Literaturangaben und eigener Kenntnisse eine geringere Unsicherheit angegeben werden konnte.

**WAP 987** Hierbei soll es sich um einen Pegmatit westlich des Neumarkter Sattels handeln. In Geologischen Karten sind hier jedoch keine Pegmatite eingetragen – auch nicht in einem großen Umkreis.

Es wird angenommen, dass dieser Punkt östlich des Neumarkter Sattel liegt, wo zum Teil Pegmatite bekannt sind.

Tabelle 8.1.: Liste der geochronologischen Probenentnahmestellen

Probe	Lithodem. Einheit*	Lithologie	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Umkreis†
SP22	SKK	Amphibolit	47.16228	14.90963	10
WAP 987	SKK	Pegmatigneis	47.13339	14.42919	400
WAP 992	SKK	Pegmatit	46.92846	14.88729	1500
WAP 993	SKK	”Pegmatoiden Gneisserie”, f.g.	47.11264	14.99400	1500
13R05	AK	Paragneis	47.18901	14.85970	10
14R10	AK	Amphibolit	47.24050	15.13757	10
14R09	GAL	Augengneis	47.23844	15.14043	10
WAP 743	GAL	Augengneis	47.28575	15.25304	150
WAP 744	GAL	Augengneis	47.24960	15.18122	100
WAP 745	GAL	Augengneis	47.22071	15.08007	20
WAP 746	GAL	Augengneis	47.15015	14.87130	180
WAP 747	GAL	Augengneis	47.13408	14.84199	80
WAP 748	GAL	Augengneis	47.17156	14.89759	60
GA 5	SK	Amphibolit	47.16910	14.90949	400
SA 12	SK	Amphibolit	47.14311	14.90556	500
SA 8 B	SK	Amphibolit	47.16260	14.88711	600
WAP 4267	SK	Amphibolit	47.20493	15.03221	150

\* SKK: ”Saualpe-Koralpe-Komplex”; AK: Amering-Komplex; GAL: Gleinalm-Augengneis-Lithodem; SK: Speik-Komplex

† Angenommene Ungenauigkeit im Unkreis um die Koordinaten: Radius in Meter

Diese Verwirrung könnte daher rühren, dass die Bahn über den Neumarkter Sattel – westlich Kreuzeck – fährt, wohingegen mit dem Auto üblicherweise über die B317 – östlich Kreuzeck – gefahren wird und beides als Neumarkter Sattel bezeichnet werden könnte. Unter dieser Annahme ist auch die Angabe ”westlich Neumarkter Sattel” korrekt, denn obige Pegmatite befinden sich westlich der Bundesstraße.

**WAP 992 und WAP 993** Diese Proben sind ebenfalls Pegmatite. Das Problem hierbei ist, im Gegensatz zu obigem Punkt, dass einige Pegmatite in der Umgebung dieser Punkte dokumentiert sind und keiner davon eindeutig zu bevorzugen war. Deshalb wurden diesen Lokalitäten große Ungenauigkeiten gegeben.

In Abb. 8.1 ist eine Übersichtskarte der Entnahmepunkte der Proben dargestellt und in Tab. 8.1 die entsprechenden Koordinaten und vermuteten Unsicherheiten aufgelistet.

## 8.2. Argon-Argon Datierung

Die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode lässt sich als eine Abwandlung der K/Ar-Methode verstehen, wobei der  $^{40}\text{K}$ -Gehalt durch Neutronen-Aktivierung bestimmt wird.

Das Bestrahlen einer Probe mit schnellen Neutronen induziert Neutroneneinfang-Protonenabgabe-Prozesse. Ein Teil der  $^{39}\text{K}$ -Isotope fangen Neutronen ein und durch die Abgabe von Protonen werden  $^{39}\text{Ar}$ -Isotope gebildet (Kurzschreibweise:  $^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$ ).

Da das  $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Verhältnis als konstant betrachtet werden kann, ist  $^{39}\text{K}$  ein Proxy für  $^{40}\text{K}$  und so ist das  $^{39}\text{Ar}$  direkt mit dem Mutter-Isotop  $^{40}\text{K}$  des K-Ar-Systems verbunden (Reiners et al., 2017).

$^{40}\text{K}$  hat einen geteilten Zerfall in zwei stabile Tochter-Isotope:  $^{40}\text{Ca}$  ( $\approx 89\%$ ) und  $^{40}\text{Ar}$  ( $\approx 11\%$ ). Der für die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode wichtige Zweig ist jener der Produktion des stabilen radiogenen  $^{40}\text{Ar}^*$  (Schaen et al., 2020). Mit dem künstlich erzeugten radiogenen  $^{39}\text{Ar}$  als Proxy für  $^{40}\text{K}$  lässt sich aus deren Verhältnis ein Zeitraum für den Zerfall des  $^{40}\text{K}$  errechnen.

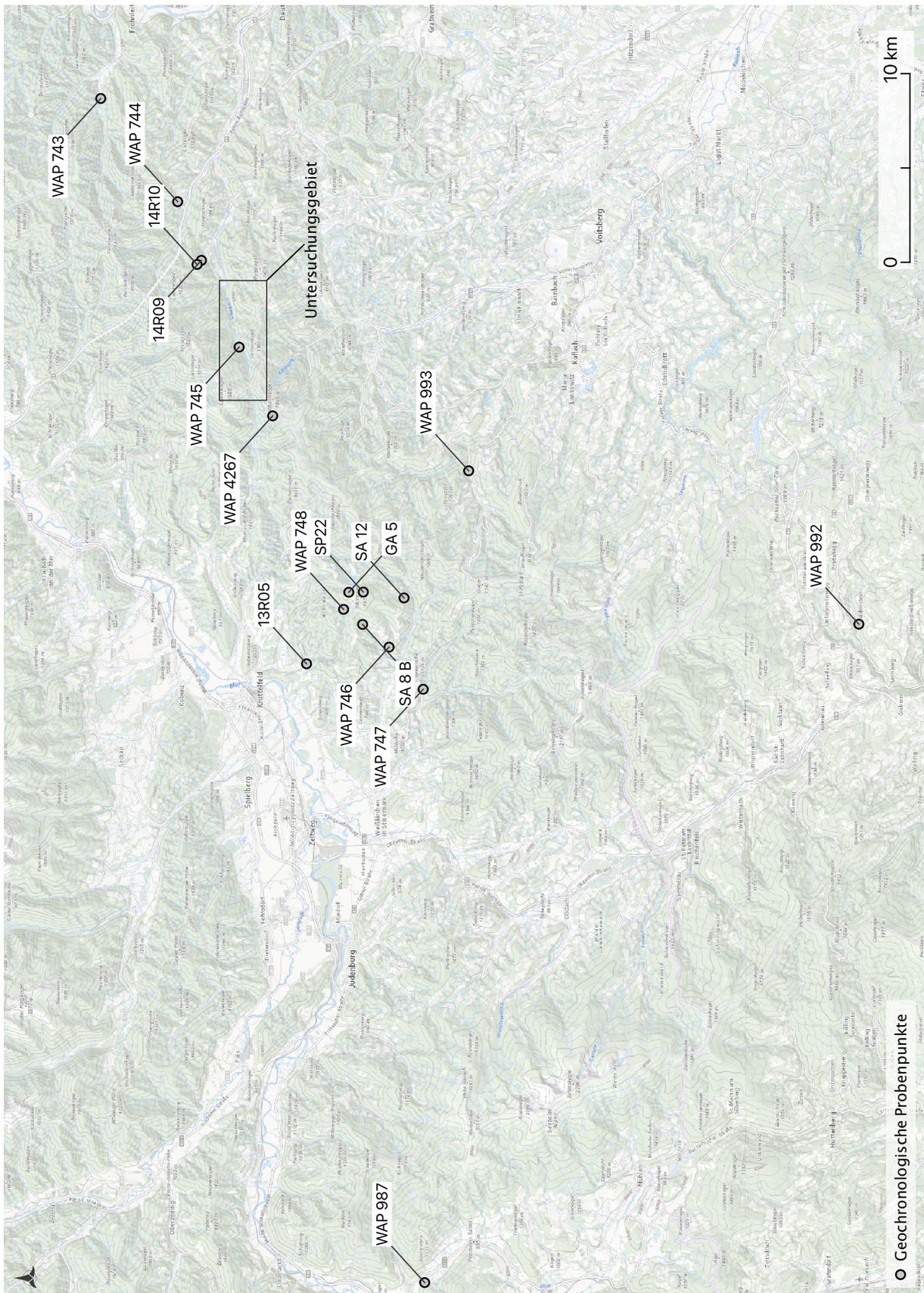


Abbildung 8.1.: Übersichtskarte der geochronologischen Probenpunkte

Der wesentliche Unterschied zwischen der Ar/Ar- und K/Ar-Methode liegt in der Bestimmung des Kaliums. Bei der K/Ar-Methode wird es durch Flammen-Photometrie, Absorptionsspektroskopie oder Isotopen-Verdünnung bestimmt. Bei der Ar/Ar-Methode durch eine Umwandlung von  $^{39}\text{K}$  zu  $^{39}\text{Ar}$  und

das Alter kann hier auf Basis des Verhältnisses der Argon-Isotope berechnet werden.

So kann die Ar/Ar-Methode eine höhere Genauigkeit und geringere Fehleranfälligkeit gegenüber der K/Ar-Methode erreichen, da sie nicht von einer zusätzlichen absoluten Messung, sondern nur von Bestimmung der Argon-Isotopen-Verhältnisse im Zuge einer Messung am Massenspektrometer abhängt (Kelley, 2002).

Erwähnte Bestrahlung induziert nicht nur die Produktion von  $^{39}\text{Ar}$ , sondern auch weitere Argon-Isotope erzeugende Reaktionen aus Kalium, Calcium und Chlor. Die meisten davon haben eine niedrige Produktionsrate relativ zu obiger Reaktion und die Wichtigsten davon sind jene von Kalium und Calcium. Eine komplette Auflistung der Interferenz-Reaktionen findet sich in (Kelley, 2002, Tab. 3).

Durch  $^{40}\text{K}(n, p)^{40}\text{Ar}$ -Reaktion wird überschüssiges  $^{40}\text{Ar}$  jenseits des natürlichen Zerfalls von  $^{40}\text{K}$  zu  $^{40}\text{Ar}$  erzeugt. In Calcium-reichen Proben sind noch die Reaktionen  $^{42}\text{Ca}(n, \alpha)^{39}\text{Ar}$  und  $^{40}\text{Ca}(n, n\alpha)^{36}\text{Ar}$  relevant.

Unberücksichtigt führt überschüssiges  $^{40}\text{Ar}$  zu zu hohen Altern, überschüssiges  $^{39}\text{Ar}$  zu zu niedrigen Altern und überschüssiges  $^{36}\text{Ar}$  zu einer Überkorrektur des atmosphärischen  $^{40}\text{Ar}$  und somit ebenfalls zu zu niedrigen Altern (Reiners et al., 2017).

Die Anzahl der durch die Bestrahlung gebildeten  $^{39}\text{Ar}$ -Isotope hängt von einigen Parametern ab: Anzahl der  $^{39}\text{K}$ -Atome, Bestrahlungsdauer, Neutronenfluss, Wirkungsquerschnitt des Neutroneneinfangs und Neutronenenergie (Kelley, 2002). Dies sind veränderliche Parameter. Sie hängen nicht nur vom verwendeten Reaktor ab, sondern auch von der Position der Probe in diesem. Deshalb wird durch Mitbestrahlen eines Kalium-haltigen Minerals ein Korrekturfaktor  $J$  bestimmt (Markl, 2015).

Um diesen Korrekturfaktor berechnen zu können, muss das Alter des mitbestrahlten Minerals bekannt sein. Dies macht die Ar/Ar-Methode zu einer relativen und keiner absoluten Datierungsmethode. Das Alter der Referenzprobe muss mit einer anderen Methode bestimmt werden, bspw. K/Ar oder U/Pb. Somit hängt das Ar-Ar-Alter von diesem Referenzalter ab, sowohl hinsichtlich der erzielbaren Genauigkeit als auch vom Wert selbst. Ändert sich das Referenzalter muss auch das Ar-Ar-Alter neu berechnet werden.

Für diese Arbeit standen 25 Argon-Messungen zu Verfügung. Es sind multi-grain-Datierungen und keine Einzelkorndatierungen.

### 8.2.1. Methodik

#### Analytik

Die analytische Prozedur ist hier nach Frank et al. (1996) beschrieben. Die Glimmerkonzentrate wurden durch Brechen, Sieben und Rütteln gewonnen. Sie wurden mit einem Mörser in einer Achat-Mühle zerkleinert, um Nicht-Glimmer-Mineralkörner zu zerstören, Verwachsungen zu teilen und Einschlüsse von bspw. Apatit zu entfernen. Anschließend erfolgte eine magnetische Separation, die typischerweise eine Reinheit von >99 % erreicht.

Diese Mineralkonzentrate wurden mehrere Stunden in hochreinen Quarz-Phiolen im Reaktor im Austrian Research Center Seibersdorf mit schnellen Neutronen bestrahlt, um das stabile  $^{39}\text{K}$  in das radioaktive  $^{39}\text{Ar}$  durch einen Neutroneneinfang-Protonenabgabe-Prozess in situ umzuwandeln.

Nach einer Abkühlzeit von mindestens drei Wochen wurden die Proben in eine kleine geglühte zylindrische Tantal-Kapsel umgefüllt, um sie im Messgerät zu verwahren. Bei der Messung konnte das abgegebene Gas durch einen kleinen Schlitz entweichen.

Um die Argon-Isotopen-Verhältnisse der Proben zu bestimmen, wurden diese schrittweise aufgeheizt und so die Argon-Isotope ausgetrieben. Durch die zylindrischen Kapseln konnte bei der induktiven Erwärmung (RF-induction) eine gleichmäßige Temperaturverteilung erreicht werden. Das Aufheizen

der Proben wurde mit einem Strahlungsthermometer überwacht.

Die Heizphasen waren zehn Minuten für die geringeren Temperaturen und wurden kontinuierlich auf drei Minuten für die höher temperierten Stufen verringert. Beim stufenweisen Erwärmen wurde die Induktionsspule nach jedem Schritt abgeschaltet.

Durch diese Methode können für Proben mit einer gleichmäßigen Verteilung von radiogenem Argon gute Plateau-Muster erzielt werden. Proben mit einer starken thermalen Überprägung oder einem alten Kern scheinen durch eine ausgeprägtere Alters-Variation zwischen den gemessenen Domänen charakterisiert zu sein.

Zwei Drittel des Gases wurden einem evakuierten Massenspektrometer zugeführt. Der Rest wurde aus dem Extraktionsbereich abgepumpt. Die Isotopen-Verhältnisse wurden durch eine Messperiode von zehn Minuten bestimmt, sie geben die Verhältnisse in dieser Zeit am Proben-Einlass in das Massenspektrometer wieder.

Die  $J$ -Werte wurden durch mitbestrahlte interne Laborstandards bestimmt. Die Laborstandards waren gegen internationale Standards wie B4M (Muscovit) und Mm1Hb (Hornblende) kalibriert.

Auf ein Messen der Calcium-reichen Proben aus den Amphiboliten innerhalb von sechs Monaten wurde geachtet – hier liegt der Zeitraum zwischen Bestrahlung und Messung bei 33 und 34 Tagen (Tab. A.18, A.19, A.20 und A.21). Dies ist wegen der kurzen Halbwertszeit von  $^{37}\text{Ar}$  nötig, ansonsten kann der originale  $^{37}\text{Ar}$ -Wert nicht mehr genau genug bestimmt werden. Dies beeinträchtigt wiederum die Korrekturen der durch die Bestrahlung aus Calcium entstandenen  $^{36}\text{Ar}$ - und  $^{39}\text{Ar}$ -Werte (Kelley, 2002).

Die reaktorabhängigen Korrekturfaktoren, bspw.  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{Ca}$  und  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{Ca}$  für die "Nebenreaktionen"  $^{40}\text{K}(n, p)^{40}\text{Ar}$ ,  $^{42}\text{Ca}(n, \alpha)^{39}\text{Ar}$  und  $^{40}\text{Ca}(n, n\alpha)^{36}\text{Ar}$  lassen sich durch Bestrahlen von reinen Kalium- und Calcium-Salzen (bspw. KCl und  $\text{CaF}_2$ ) bestimmen.

Die Produktionsraten dieser interferierenden Isotope werden relativ zu einem Element bestimmt, das nicht in der Altersgleichung vorkommt. So lässt sich bspw. aus der Rate von  $^{40}\text{Ca}(n, n\alpha)^{36}\text{Ar}$  relativ zu  $^{40}\text{Ca}(n, \alpha)^{37}\text{Ar}$  die Produktionsrate von  $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$  aus Calcium bestimmen. Für eine vollständige und detaillierte Abhandlung sei auf (Reiners et al., 2017) verwiesen.

Diese Faktoren hängen von denselben Parametern wie der  $J$ -Wert ab.

### Altersberechnung

**Einzelalter** Die Berechnungen der Einzelalter der Messungen erfolgte nach den in (Dalrymple et al., 1981; Kelley, 2002; Reiners et al., 2017) erwähnten Formeln.

Der Korrekturfaktor  $J$  lässt sich aus der mitbestrahlten Referenzprobe bekannten Alters durch

$$J = \left( \frac{^{39}\text{Ar}_K}{^{40}\text{Ar}^*} \right) (e^{\lambda_{40}\tau} - 1) \quad (8.1)$$

berechnen. Dabei ist  $^{39}\text{Ar}_K$  das aus Kalium produzierte  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}^*$  das radiogene  $^{40}\text{Ar}$ ,  $\lambda_{40}$  die kombinierte Zerfallskonstante von  $^{40}\text{K}$  und  $\tau$  das Alter der Referenzprobe.

Aufgelöst nach der Zeit lässt sich mit Gleichung 8.1 das gesuchte, bzw. unbekannte Alter bestimmen:

$$t = \frac{1}{\lambda_{40}} \ln \left[ 1 + J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right] \quad (8.2)$$

Um die Abhängigkeit bzw. die Rolle von Standards (Referenzprobe) im Ar-Ar-Alter zu betonen, ist diese hier noch in der Altersgleichung explizit angegeben:

$$t = \frac{1}{\lambda_{40}} \ln \left[ 1 + \left( \frac{^{39}\text{Ar}_K}{^{40}\text{Ar}^*} \right)_S (e^{\lambda_{40}\tau} - 1) \left( \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right)_U \right] \quad (8.3)$$

Dabei bezeichnet  $S$  den Standard und  $U$  die Probe unbekanntes Alters.

Um das Alter aus Gleichung 8.2 zu errechnen, muss der radiogene Anteil von  $^{40}\text{Ar}$  und der Anteil von  $^{39}\text{Ar}$ , der aus  $^{39}\text{K}$  stammt, berechnet werden. Dafür müssen die oben erwähnten Korrekturen vorgenommen werden. Die am Massenspektrometer gemessenen Argon-Werte müssen entsprechend ihren Anteilen von unterschiedlichen Quellen (Atmosphäre, Calcium, Kalium und Chlor) korrigiert werden.

Für die Berechnung standen die Messungen der Argon-Isotope 36, 37, 39, 40 sowie jene der Korrekturverhältnisse für die Interferenz-Reaktionen von  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$  und  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$  zur Verfügung.

Die Anteile der unterschiedlichen Quellen der Argon-Isotope einer bestrahlten am Massenspektrometer gemessenen Probe lassen sich wie folgt zusammenfassen<sup>1</sup> (Reiners et al., 2017; Scaillet, 2000):

$$40_T = 40^* + 40_A + 40_K + 40_{Ca} \quad (8.4)$$

$$39_T = 39_K + 39_{Ca} \quad (8.5)$$

$$38_T = 38_A + 38_K + 38_{Ca} + 38_{Cl} \quad (8.6)$$

$$37_T = 37_{Ca} + 37_K \quad (8.7)$$

$$36_T = 36_A + 36_{Ca} + 36_{Cl} \quad (8.8)$$

Die tiefgestellten Buchstaben stehen für:  $T$  Total gemessenes Argon-Isotop,  $A$  Atmosphäre,  $K$ ,  $Ca$  und  $Cl$  für die entsprechenden Elemente und  $40^*$  für das radiogene  $^{40}\text{Ar}$ .

Unter den Bedingungen, dass kein  $^{40}\text{Ar}$  durch eine Calcium-Reaktion entstanden ist,  $^{38}\text{Ar}$  ignoriert werden kann, kein  $^{37}\text{Ar}$  aus einer Kalium-Reaktion und kein  $^{36}\text{Ar}$  aus einer Chlor-Reaktion entstanden ist – welche auch als weniger wichtig betrachtet werden (Kelley, 2002) –, lässt sich obiges Argon-”Budget” anschreiben als:

$$40_T = 40^* + 40_A + 40_K \quad (8.9)$$

$$39_T = 39_K + 39_{Ca} \quad (8.10)$$

$$37_T = 37_{Ca} \quad (8.11)$$

$$36_T = 36_A + 36_{Ca} \quad (8.12)$$

Die gesuchten Anteile der Argon-Isotope  $^{39}\text{Ar}$  und  $^{40}\text{Ar}$  lassen sich nun wie folgt unter Einbeziehung

<sup>1</sup>Auf das Anschreiben der Argon Elementabkürzung wurde verzichtet. Die Zahlen repräsentieren die entsprechenden Argon-Isotope.

der Korrekturfaktoren herleiten:

$$\begin{aligned}
 39_K &= 39_T - 39_{Ca} \\
 &= 39_T - 37_{Ca} \left( \frac{39}{37} \right)_{Ca} \\
 &= 39_T - 37_T \left( \frac{39}{37} \right)_{Ca}
 \end{aligned}$$

durch die Äquivalenz aus 8.11

$$\begin{aligned}
 40^* &= 40_T - 40_A - 40_K \quad \text{mit} \\
 40_A &= \left( \frac{40}{36} \right)_A 36_A \\
 &= \left( \frac{40}{36} \right)_A \left[ 36_T - 37_{Ca} \left( \frac{36}{37} \right)_{Ca} \right] \\
 &= \left( \frac{40}{36} \right)_A \left[ 36_T - 37_T \left( \frac{36}{37} \right)_{Ca} \right] \\
 40_K &= \left( \frac{40}{39} \right)_K 39_K \\
 &= \left( \frac{40}{39} \right)_K \left[ 39_T - 37_T \left( \frac{39}{37} \right)_{Ca} \right]
 \end{aligned}$$

39<sub>K</sub> von oben

Insgesamt lässt sich das gesuchte Argon-Isotope-Verhältnis nun darstellen als:

$$\frac{40_{Ar}^*}{39_{Ar}_K} = \frac{40_{Ar}_T - \left( \frac{40_{Ar}}{36_{Ar}} \right)_A \left[ 36_{Ar}_T - 37_{Ar}_c \left( \frac{36_{Ar}}{37_{Ar}} \right)_{Ca} \right] - \left( \frac{40_{Ar}}{39_{Ar}} \right)_K \left[ 39_{Ar}_T - 37_{Ar}_c \left( \frac{39_{Ar}}{37_{Ar}} \right)_{Ca} \right]}{39_{Ar}_T - 37_{Ar}_c \left( \frac{39_{Ar}}{37_{Ar}} \right)_{Ca}} \quad (8.13)$$

Wobei  $^{37}Ar_c$  das zwischen Bestrahlung und Messung zerfallene  $^{37}Ar$  bezeichnet (s. u.), alle anderen Abkürzungen wie oben.

Diese Gleichung stellt die Situation unter oben genannten Bedingungen dar. Sie findet sich auch in (Dalrymple et al., 1981; Reiners et al., 2017) und ist nach diesen Arbeiten für die meisten Fälle eine angemessene Näherung. Es sind alle zur Verfügung stehenden Messwerte und alle wichtigen Interferenz-Reaktionen (Kelley, 2002) berücksichtigt.

$^{37}Ar$  hat eine kurze Halbwertszeit von gerundet 35 Tagen (Renne & Norman, 2001). Da zwischen Bestrahlung und Messung Wochen bis Monate liegen, muss der  $^{37}Ar$ -Wert korrigiert werden. Unter der Vernachlässigung der  $^{37}Ar$ -Produktion aus Kalium, lässt sich dies mit der Zerfallsgleichung abschätzen:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad \Leftrightarrow \quad ^{37}Ar_c = ^{37}Ar_0 = ^{37}Ar_T e^{\lambda_{37} t} \quad (8.14)$$

Wobei  $^{37}Ar_T$  das total gemessene  $^{37}Ar$ ,  $\lambda_{37}$  die Zerfallskonstante von  $^{37}Ar$  in Tagen und  $t$  die Zeit in Tagen zwischen Bestrahlung und Messung ist.

Das ebenfalls radioaktive  $^{39}Ar$  wurde nicht korrigiert und wird für den Zeitraum zwischen Bestrahlung und Messung als konstant betrachtet, da es eine Halbwertszeit von  $269 \pm 3$  Jahren hat (Stoenner et al., 1965).

**Konstanten** Als Konstanten für die Berechnung wurden verwendet:

- Atmosphärisches  $^{40}Ar/^{36}Ar$ -Verhältnis:  $298,56 \pm 0,31$  (Lee et al., 2006)
- Zerfallskonstante von  $^{37}Ar$  ( $\lambda_{37}$ ):  $0,019830 \pm 0,000043 \text{ d}^{-1}$  (Renne & Norman, 2001)

- Zerfallskonstante von  $^{37}\text{K}$  ( $\lambda_{40}$ ):  $5,5305 \pm 0,0132 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Vermeesch, 2018; Renne et al., 2011)
- Reaktorkonstanten:
  - Produktionsrate von  $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$  aus Calcium:  $\left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{Ca} : 0,000336$
  - $\left(\frac{^{39}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{Ca} : 0,00039$
  - $\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_K : 0,0254$

**Plateau-Alter** Aus den so errechneten Einzelaltern wurden mit *IsoplotR* (Vermeesch, 2018) die  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ -Plateau-Alter berechnet. Das Plateau-Alter ist hier definiert als das gewichtete arithmetische Mittel der längsten Sequenz von aufeinanderfolgenden Aufheizenschritten die einem (modifizierten) Chauvenet-Kriterium genügen.

Diese Definition weicht von *Isoplot* (Ludwig, 1988, und darauf folgenden Publikationen) ab.

Weiters wurde aufgrund der Verwendung von alten Messdaten darauf verzichtet das nicht radiogene Argon (*excess argon*) durch eine  $[^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}]$ -vs- $[^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}]$ -Isochrone zu bestimmen. Dieses Vorgehen erscheint für die hier betrachteten metamorphen Gesteine grundsätzlich sinnvoll, denn es kann in diesem Fall nicht mehr davon ausgegangen werden, dass das gemessene Argon nur aus dem Kalium-Zerfall seit dem letzten prägenden geologischen Ereignis stammt, wie man es bei magmatischen, nicht metamorph überprägten Proben annehmen kann (Markl, 2015), doch die Werte dafür bildeten teilweise eher eine Punktwolke denn eine "vernünftige" (inverse) Isochrone.

### Fehlerabschätzung

Da kein standardisiertes Verfahren zur Fehlerabschätzung bzw. -fortpflanzung zu finden war und für eine analytische Lösung (Vermeesch, 2015) oder eine numerische Approximation (Scaillet, 2000) nicht alle Daten vorlagen, wurde hier der sonst auch übliche Weg der Fehlerfortpflanzung über eine linearisierte Fehlererweiterung, die die Beträge der unterschiedlichen fehlerbehafteten Werte nach deren relativer Varianz durch quadrierte partielle Ableitungen bewertet genommen (bspw. Dalrymple et al., 1981).

Diese gemeinhin als "verallgemeinerte Gaußsche Fehlerfortpflanzung" bekannte Technik lässt sich wie folgt zusammenfassen: Sei  $y = f(x_1, x_2, \dots, x_n)$  ein Wert einer Funktion, die von den mit Unsicherheiten behafteten (Mess)Werten  $x_1, x_2, \dots, x_n$  abhängt, so ist die Standard-Fehlerfortpflanzung gegeben durch:

$$\sigma_y^2 = \sum_{i=1}^n \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \sigma_{x_i} \right)^2 + 2 \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \frac{\partial f}{\partial x_j} \right) \cdot \text{cov}(x_i, x_j) \quad (8.15)$$

Wobei  $\sigma$  die Unsicherheit als Standardabweichung,  $\sigma^2$  die Varianz und  $\text{cov}(x_i, x_j)$  die Kovarianz der Werte  $x_i$  und  $x_j$  ist. Unter der Annahme, dass keine Kovarianz gegeben ist, fällt der letzte Term weg – was die gängige Praxis zu sein scheint.

Mit dieser Herangehensweise lässt sich für die Altersgleichung (8.2) der Fehler wie folgt herleiten:

$$\sigma_t^2 \approx \frac{J^2 \sigma_R^2 + R^2 \sigma_J^2}{\lambda_{40}^2 (1 + R)^2} \quad (8.16)$$

Wobei  $R$  das  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ -Verhältnis (Gl. 8.13) ist und restliche Abkürzungen wie oben. Diese Abschätzung bedingt, dass es keine Kovarianz zwischen  $R$  und  $J$  gibt und sie vernachlässigt auch die Unsicherheit hinsichtlich der Zerfallskonstante. Diese Fehlerabschätzung findest sich auch in (Dalrymple et al., 1981).

Für die Berechnungen in dieser Arbeit wurde die Kovarianz ebenfalls ignoriert. Der Fehler aus der Unsicherheit der totalen Zerfallskonstante von  $^{40}\text{K}$  wurde jedoch zusätzlich berücksichtigt. Dies führt zu einer "vollständigeren" Annäherung (siehe auch Scaillet, 2000):

$$\sigma_t^2 \approx \frac{J^2 \sigma_R^2 + R^2 \sigma_J^2}{\lambda_{40}^2 (1 + R J)^2} + \left( \frac{\ln(1 + J R)}{\lambda_{40}^2} \sigma_{\lambda_{40}} \right)^2 \quad (8.17)$$

In dieser Gleichung sind  $J$ ,  $\sigma_J$ ,  $\lambda_{40}$ , und  $\sigma_{\lambda_{40}}$  gegebene Werte und  $R$  wird nach Gl. 8.13 berechnet.

Um  $\sigma_R^2$  zu berechnen, wurde die Formel für  $^{37}\text{Ar}_c$  (Gl. 8.14) in die Gleichung des  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ -Verhältnisses (Gl. 8.13) eingesetzt, damit die Gleichung nur mehr von den Messwerten abhängig ist, und die entsprechenden (sechs) partiellen Ableitungen gebildet:

$$\sigma_R^2 = \sum \left( \frac{\partial f}{\partial x} \sigma_x \right)^2 \quad \text{mit Gl. 8.13 als } f \text{ und } x \in \{^{36}\text{Ar}, ^{37}\text{Ar}, ^{39}\text{Ar}, ^{40}\text{Ar}, (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_A, \lambda_{37}\} \quad (8.18)$$

Hierbei sind alle bekannten Unsicherheiten berücksichtigt. Für die Reaktorkonstanten waren keine Fehler bekannt. Auf ein Ausformulieren des Terms wurde im Sinne der Übersichtlichkeit verzichtet.

## 8.2.2. Ergebnisse

Nach der Erstellung der Plots (Scheinbares-Alter vs. Anteil- $^{39}\text{Ar}$ -freigesetzt) und der Berechnung der Alter der Stufen des Aufheizvorgangs wurden die Altersspektren (großzügig) auf das Vorhandensein eines Plateaus und die Alterswerte auf ihre Sinnhaftigkeit bzw. Konsistenz geprüft:

- Es wurden Messungen verworfen, deren Altersspektren komplett gestört waren.
- Manche Stufen-/Einzelalter wurden von der abschließenden Berechnung des Plateau-Alters ausgenommen. Es wurde darauf geachtet, dass mehr als 50 % des Altersspektrums in die Berechnung des Plateau-Alters einfließen.

Allgemein wurde mit den Messdaten bei der Bereinigung großzügig umgegangen, sofern sinnvoll erscheinende Alter berechnet werden konnten. Von den zur Verfügung stehenden 25 Altersmessungen wurden 18 verwendet.

Die einzelnen Altersspektren sind in Abb. 8.2 bis Abb. 8.19 dargestellt und die Plateau-Alter zusammenfassend in 8.25 abgebildet. Die Rohdaten sowie die daraus berechneten Einzelalter finden sich in Tab. A.4 bis Tab. A.21.

Die Muster der Altersspektren zeigen teilweise eine Überprägung mit  $^{40}\text{Ar}^*$ -Verlust oder -Überschuss bei niedrigen Temperaturstufen (Schaen et al., 2020; Markl, 2015). Eine thermale Überprägung ist durch ausgeprägte Alters-Variationen ersichtlich. Sie ist in einem metamorphen Umfeld auch zu erwarten.

Die Alter der Proben des "Sausalpe-Koralpe"-Komplexes (Koralpe-Wölz-Deckensystem) haben einerseits eine geringere Spannweite als die der anderen lithodemischen Einheiten und sie haben andererseits auch "schönere" Plateau-Alter. Sie zeigen Alter von rund 84 Ma.

Die Einheiten des Silvretta-Seckau-Deckensystems (hier Gleinalm-Augengneis-Lithodem und Speik-Komplex) zeigen hingegen eine größere Spannweite. Mit gewichteten Mittelwerten lassen sich folgende Alterswerte angeben: Für das Gleinalm-Augengneis-Lithodem durch Muscovit rund 80 Ma und für den Speik-Komplex durch Hornblende rund 99 Ma. Die Hornblende-Alter des Speik-Komplexes streuen dabei deutlich mehr. Es liegen hierfür jedoch nur vier Messungen im Vergleich zu acht Messungen des Gleinalm-Augengneis-Lithodems vor.

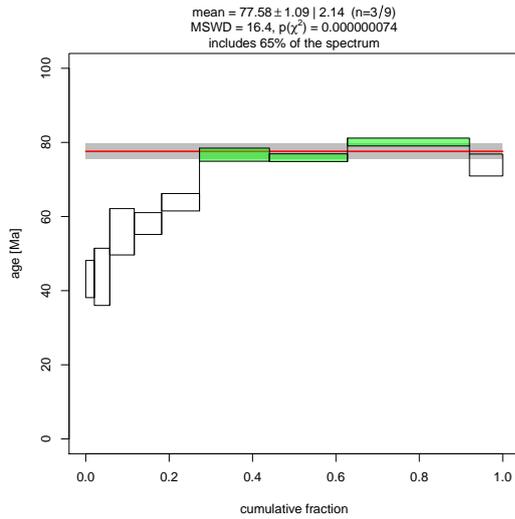


Abbildung 8.2.: Altersspektrum der Probe WAP 743, Messung: 1735; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

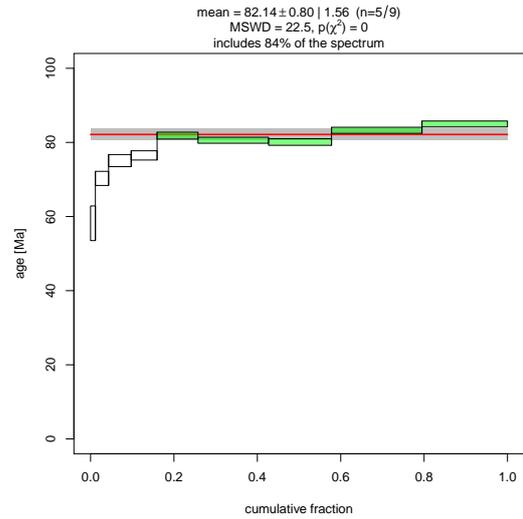


Abbildung 8.3.: Altersspektrum der Probe WAP 744, Messung: 1736; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

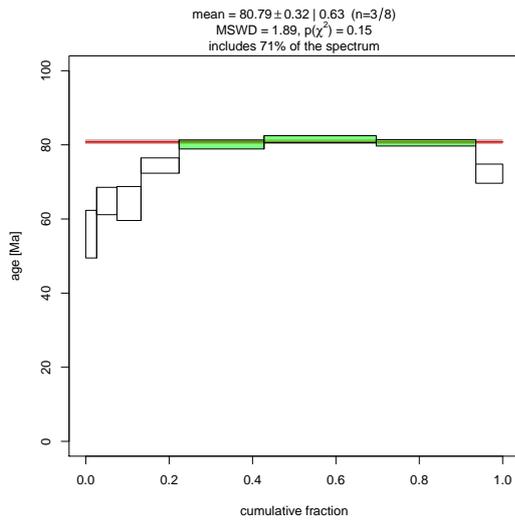


Abbildung 8.4.: Altersspektrum der Probe WAP 745, Messung: 1739; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

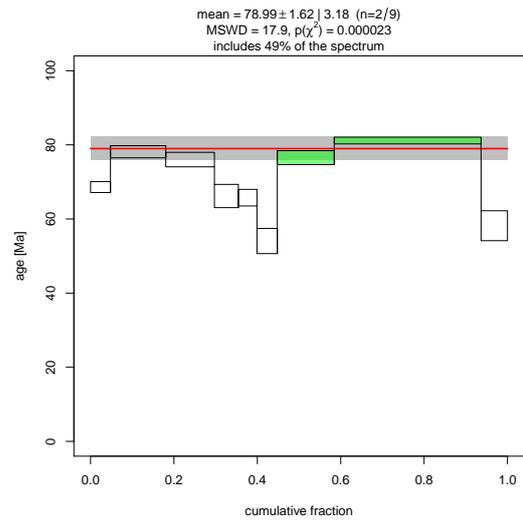


Abbildung 8.5.: Altersspektrum der Probe WAP 745, Messung: 1740; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Bt

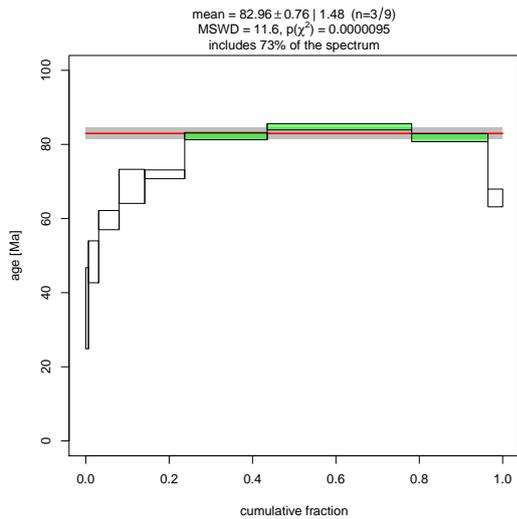


Abbildung 8.6.: Altersspektrum der Probe WAP 746, Messung: 1741; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

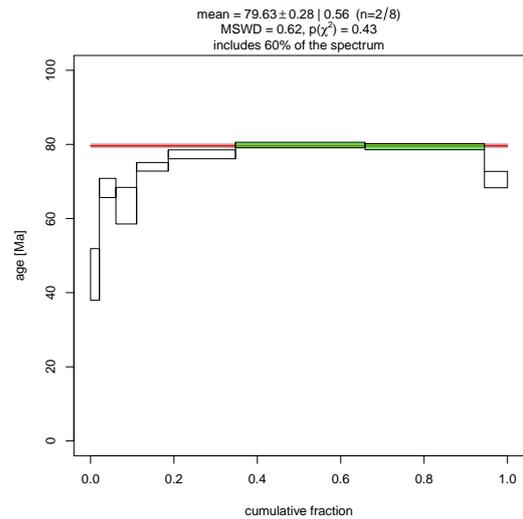


Abbildung 8.7.: Altersspektrum der Probe WAP 747, Messung: 1742; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

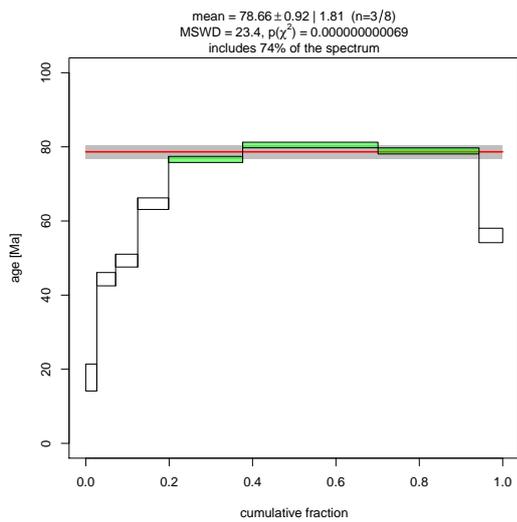


Abbildung 8.8.: Altersspektrum der Probe WAP 748, Messung: 1743; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

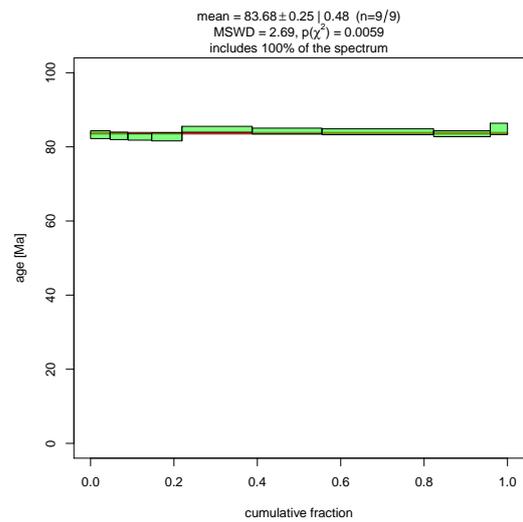


Abbildung 8.9.: Altersspektrum der Probe WAP 748, Messung: 1762; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

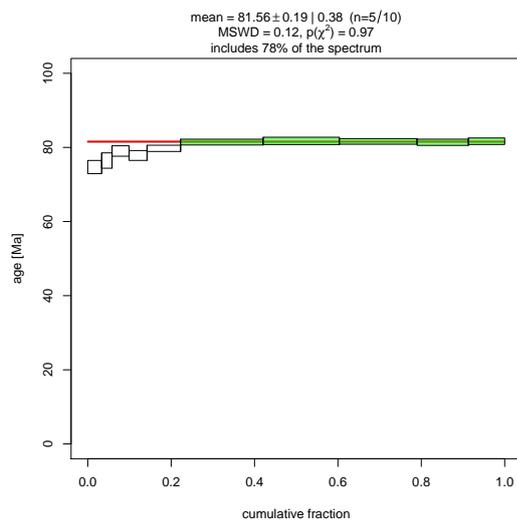


Abbildung 8.10.: Altersspektrum der Probe WAP 747, Messung: 1768; Gleinalm-Augengneis-Lithodem; Augengneis: Ms

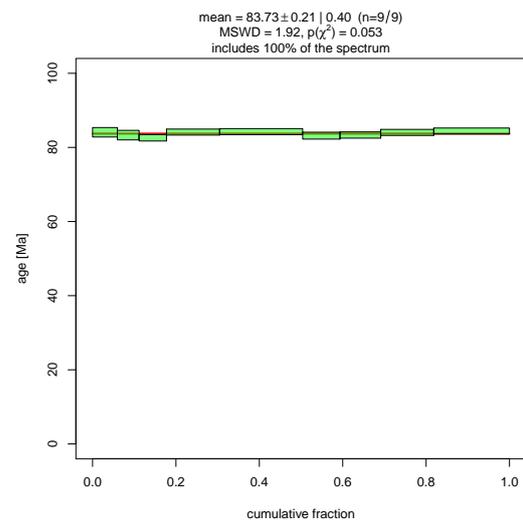


Abbildung 8.11.: Altersspektrum der Probe WAP 987, Messung: 1745; "Sausalpe-Koralpe-Komplex"; Pegmatigneis: Ms

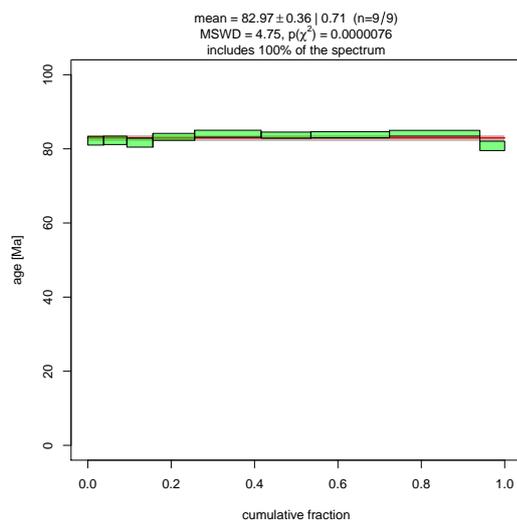


Abbildung 8.12.: Altersspektrum der Probe WAP 987, Messung: 1746; "Sausalpe-Koralpe-Komplex"; Pegmatigneis: Ms

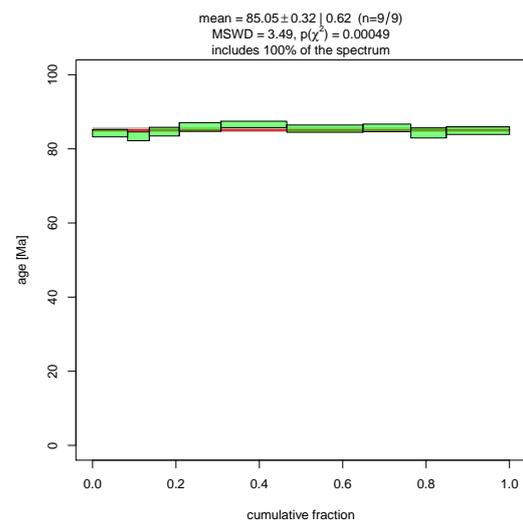


Abbildung 8.13.: Altersspektrum der Probe WAP 992, Messung: 1749; "Sausalpe-Koralpe-Komplex"; Pegmatit: Ms

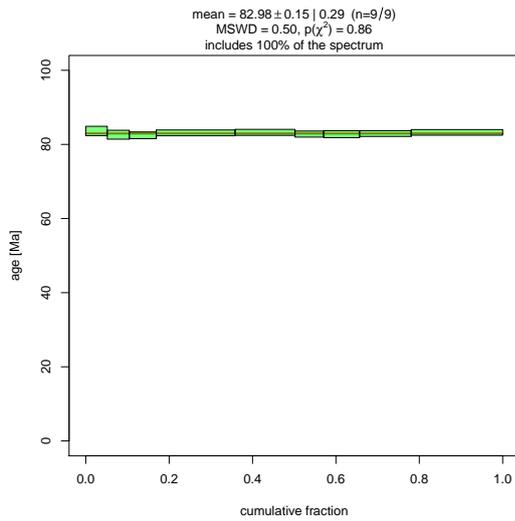


Abbildung 8.14.: Altersspektrum der Probe WAP 993, Messung: 1754; "Sausalpe-Koralpe-Komplex"; "Pegmatoiden Gneisserie", f.g.: Ms

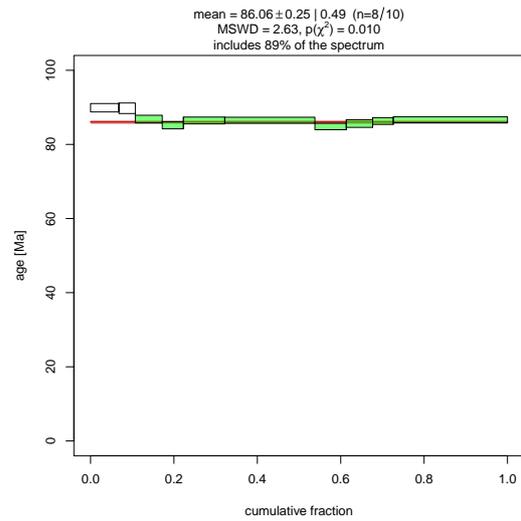


Abbildung 8.15.: Altersspektrum der Probe WAP 992, Messung: 1771; "Sausalpe-Koralpe-Komplex"; Pegmatit: Ms

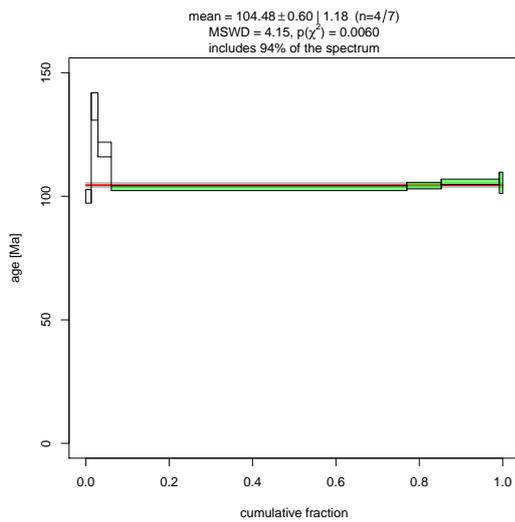


Abbildung 8.16.: Altersspektrum der Probe WAP 4267, Messung: 1758; Speik-Komplex; Amphibolit: Hbl

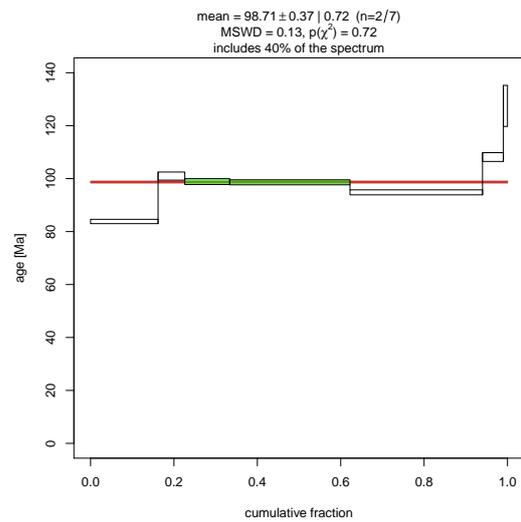


Abbildung 8.17.: Altersspektrum der Probe GA 5, Messung: 1759; Speik-Komplex; Amphibolit: Hbl

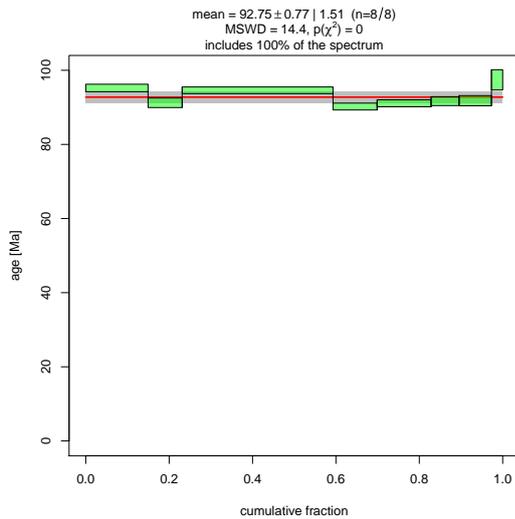


Abbildung 8.18.: Altersspektrum der Probe SA 8 B, Messung: 1760; Speik-Komplex; Amphibolit: Hbl

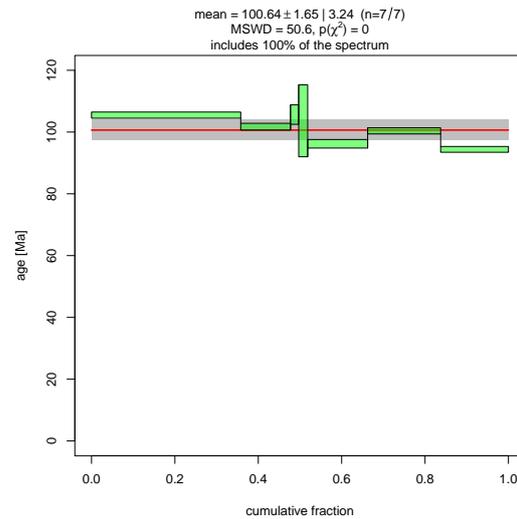


Abbildung 8.19.: Altersspektrum der Probe SA 12, Messung: 1761; Speik-Komplex; Amphibolit: Hbl

### 8.3. Rubidium-Strontium Datierung

Zur weiteren Verdichtung der Daten über die Abkühlgeschichte konnte auf vier Rb-Sr-Datierungen von Biotit zurückgegriffen werden. Diese stammen zum großen Teil aus unmittelbar an das untersuchte Gebiet angrenzenden Lokalitäten. Es sind dies die Messungen der Proben SP22, 13R05, 14R09 und 14R10.

Der Rb/Sr-Geochronometer beruht auf dem Zerfall von  $^{87}\text{Rb}$  zu  $^{87}\text{Sr}$  mit einer gerundeten Halbwertszeit von 50 Ga (Villa et al., 2015). Da der initiale  $^{87}\text{Sr}$ -Wert eines Gesteins nicht bekannt ist, muss diese Datierung immer mit der Isochronen-Methode erfolgen.

Aufgrund dieses langsamen Zerfalls müssen die Rb/Sr-Isotopenverhältnisse extrem genau gemessen werden. Die zwingende Verwendung der Isochronen-Methode bringt zwangsläufig Ungenauigkeiten mit sich.

Erschwerend kommt hinzu, dass sowohl Rubidium als auch Strontium leicht durch Fluide mobilisierbar sind, was die Annahme eines geschlossenen Systems erschwert (Markl, 2015).

#### 8.3.1. Methodik

##### Analytik

Die genommenen Proben wurden durch Brechen, Sieben und Rütteln behandelt und separiert. Sie wurden in einem Achat-Mörser mit Alkohol gemahlen und getrocknet. Anschließend wurde mit einem Sieb eine 0,20 mm–0,30 mm-Fraktion separiert. Aus dieser wurde Biotit magnetisch abgetrennt.

Das gewonnenen Gesamtgesteinspulver und die Biotite wurden mit einer HF-HNO<sub>3</sub>-Mischung für zwei Wochen bei 100 °C–110 °C aufgeschlossen. Die Aufschlusssäure wurde anschließend abgeraucht und die Probe mit HCl in Chlorid übergeführt. Die Separation von Rb und Sr erfolgte in einem Harz mit HCl als Extraktionsmittel.

Die Isotopenverhältnisse wurden aus der reinen Elementfraktion durch TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) bestimmt.

##### Altersberechnung

Das Alter kann in diesem Fall, da es sich um ein einfaches Mutter-Tochter-Paar handelt, mit der nach der Zeit aufgelösten Zerfallsgleichung berechnet werden. Hier der Einfachheit halber ohne stabiles

Referenzisotop  $^{86}\text{Sr}$  angeschrieben.

$$t = \frac{1}{\lambda_{87}} \ln \left( 1 + \frac{{}^{87}\text{Sr} - {}^{87}\text{Sr}_0}{{}^{87}\text{Rb}} \right) \quad (8.19)$$

Das initiale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$  wurde durch eine  $[{}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}] - [{}^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]$ -Zwei-Punkt-"Isochrone" aus Gesamtgestein und Biotit der jeweiligen Proben berechnet. Die Berechnung erfolgte mit *IsoplotR* (Vermeesch, 2018). Als Wert für die  $^{87}\text{Rb}$ -Zerfallskonstante  $\lambda_{87}$  wurde  $1.3972 \pm 0.0045 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  (Villa et al., 2015) verwendet.

Auf ein Propagieren der externen Ungenauigkeiten (Zerfallskonstante) wurde verzichtet.

### 8.3.2. Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in den Tab. A.22 bis A.25 angegeben und in der zusammenfassenden Darstellung der Abkühlalter Abb. 8.25 geplottet. Die Zwei-Punkt-"Isochron"-Plots sind in den Abb. 8.20 bis 8.23 dargestellt.

Für den "Sausalpe-Koralpe"-Komplex ergibt sich ein Alter von  $82,13 \pm 0,82 \text{ Ma}$ , für den Amering-Komplex ca.  $80,77 \pm 0,84 \text{ Ma}$  (gewichtete Mittelwert) und für das Gleinalm-Augengneis-Lithodem  $79,14 \pm 0,79 \text{ Ma}$ . Ersterer ist dem Koralpe-Wölz-Deckensystem und Letztere sind dem Silvretta-Seckau-Deckensystem zugeordnet.

Diese Alter passen gut zu den in (Pfungstl et al., 2015) angegebenen Altern von 76 Ma–86 Ma für den Seckau-Komplex, der unmittelbar nordwestlich an das hier untersuchte Gebiet angrenzt.

Weiters ist eine West-Ost-Zonierung zu beobachten: Westlich (SP22, 13R05) bzw. östlich (14R10, 14R09) gelegene Punkte zeigen sehr ähnliche Alter und die Westlichen sind älter als die Östlichen.

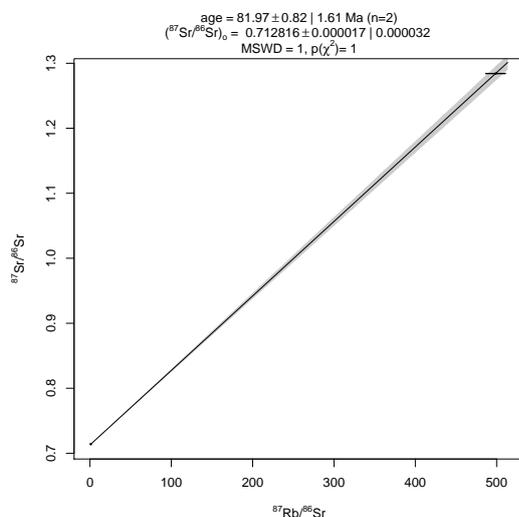


Abbildung 8.20.: Rb/Sr-Isochrone der Probe 13R05

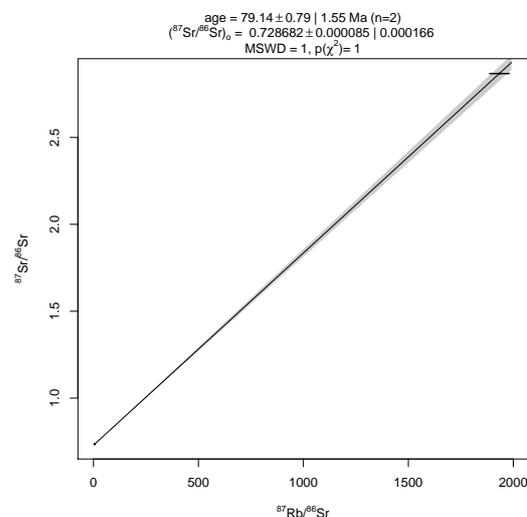


Abbildung 8.21.: Rb/Sr-Isochrone der Probe 14R09

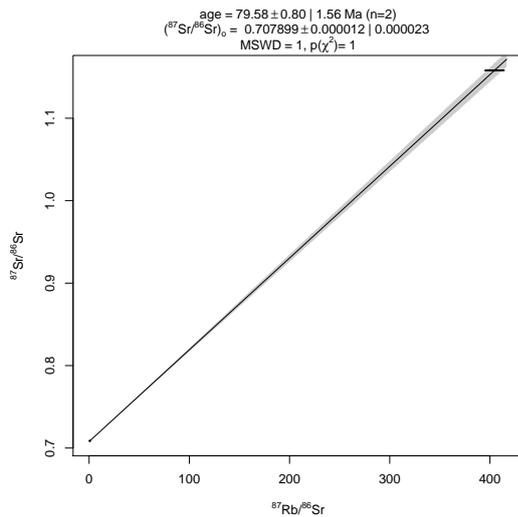


Abbildung 8.22.: Rb/Sr-Isochrone der Probe 14R10

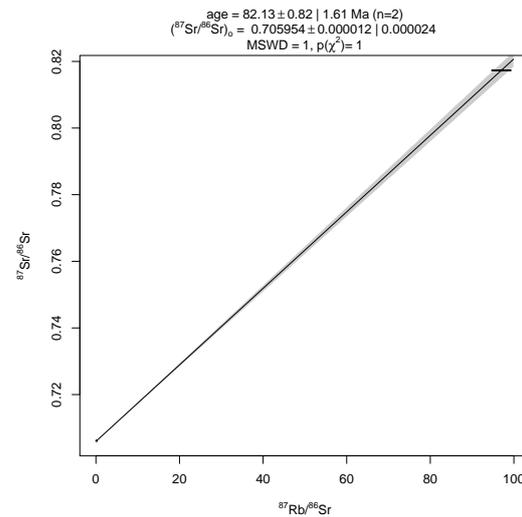


Abbildung 8.23.: Rb/Sr-Isochrone der Probe SP22

## 8.4. Uran-Blei Datierung

Uran hat zwei langlebige Isotope  $^{238}\text{U}$  und  $^{235}\text{U}$  die mit einem quasi konstanten Verhältnis in magmatischen akzessorischen Mineralen vorkommen ( $137,818 \pm 0,045$  (Hiess et al., 2012)). Sie zerfallen über Ketten (durch  $\alpha$ ,  $\beta$ - und  $\gamma$ -Zerfälle) zu den Blei-Isotopen  $^{206}\text{Pb}$  und  $^{207}\text{Pb}$  mit Halbwertszeiten von ca. 4468 Ma und 704 Ma.

Über geologische Zeiträume ( $> 2$  Ma) stellt sich ein Gleichgewicht zwischen den Edukten und den stabilen Produkten ein (säkulares Gleichgewicht). Nun können die Zwischenprodukte ignoriert werden und die  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  und  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Systeme können als einfache Mutter-Tochter-Systeme behandelt werden (Allègre, 2008).

Die große Stärke dieser Methode liegt darin, dass sie auf dem simultanen Zerfall von zwei Mutter-Isotopen desselben Elements (Uran) zu zwei stabilen Tochter-Isotopen desselben Elements (Blei) basiert. So können aus den zwei Systemen zwei Alter berechnet werden, die, so das betrachtete System geschlossen war, identisch sein müssen bzw. konkordant sind. Dadurch ergibt sich eine "interne Konsistenzprüfung", die anderen Geochronometern fehlt.

Diese Konsistenzprüfung kann durch das Wetherill-Konkordia-Diagramm ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Messung vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Messung) oder Tera-Wasserburg-Konkordia-Diagramm ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ) visualisiert werden (Vermeesch, 2018).

Es werden Verhältnisse beider Zerfälle gegeneinander aufgetragen und die errechneten Alter, die für beide Chronometer gleich sein müssen (konkordante Alter), sollten auf oder nahe an der Linie des natürlichen Mutter-Tochter-Verhältnisses über die Zeit (Konkordia-Linie) liegen.

Voraussetzung für die Anwendung von Konkordia-Diagrammen ist, dass die analysierten Minerale anfangs kein oder wenig Blei enthielten. Dies ist für die meisten für diese Datierung wichtigen Minerale wie Zirkon (in dieser Arbeit) oder REE-Phosphate wie Monazit gegeben (Markl, 2015). Dieser Anfangsgehalt wird vor der Altersberechnung von den gemessenen Werten abgezogen.

Dieses nicht radiogene – gewöhnliche – Blei ( $^{206}\text{Pb}_0$  und  $^{207}\text{Pb}_0$ ) kann durch (1) Messung an einem kogenetischen Mineral, das Blei aber kein Uran enthält (bspw. Feldspat), bzw. unter Annahme eines repräsentativen Werts (Chew et al., 2014), (2) Anpassen einer Isochrone durch die Teilproben mit einer dreidimensionalen Regression (Ludwig, 1998) oder (3) unter Annahme eines Entwicklungsmodells für terrestrische Bleiisotope seit der Erdentstehung (Stacey & Kramers, 1975) ermittelt werden.

In dieser Arbeit wurden Zirkone aus dem Gleinalm-Augengneis-Lithodem (Probe 14R09) bearbeitet.

### 8.4.1. Methodik

#### Analytik

Die Zirkon  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - und  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse wurden 2017 von Christoph Iglseider durch LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation-MultiCollector-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) mit einem New Wave 193  $\mu\text{m}$  ArF excimer Laser gekoppelt an ein Nu Plasma II Massenspektrometer bestimmt. Die Messungen erfolgten im "NAWI Graz Central Lab Water, Minerals and Rocks" am NAWI Graz Geozentrum.

Die Zirkone für die U-Pb-Datierung wurden durch die üblichen Techniken separiert. Für die LA-MC-ICP-MS-Analyse wurden handverlesene Zirkone in Epoxidharz eingebettet, zur Hälfte ihrer Dicke herunter geschliffen und poliert und in 2%- $\text{HNO}_3$  für einige Minuten gereinigt. Zur Dokumentation der internen Strukturen der Zirkon-Kristalle wurden sowohl BSE- (backscattered electrons) als auch CL- (cathodoluminescence) Bilder gemacht.

Die Ablation der Zirkone erfolgte mit einer Wiederholungsrate von 7 Hz–10 Hz, einem *scan speed* von  $10 \mu\text{m s}^{-1}$  und einer maximalen Laserenergie von  $5,5 \text{ J cm}^{-2}$ . Der Laserstrahl war konstant auf die Probenoberfläche fokussiert und die Länge der scanline lag in einem Bereich von  $10 \mu\text{m}$ – $15 \mu\text{m}$ . Helium ( $0,7 \text{ l min}^{-1}$ ) mit beigemischtem Argon ( $0,75 \text{ l min}^{-1}$ ) wurde als Trägergas verwendet, um die Ablationsprodukte zur Plasmafackel zu befördern.

Die Messungen erfolgten für maximal 130 s, inklusive 30 s–35 s background signal vor der Zirkon Ablationszeit von ca. 100 s. Eine integration time von 1 s wurde für alle Messungen verwendet. Der Plešovice-Zirkon wurde als primärer Standard verwendet.

#### Altersberechnung

Unter der Annahme eines säkularen Gleichgewichts können die Altersgleichungen aus den Mutter-Tochter-Isotopen-Beziehungen hergeleitet werden (bspw. Allègre, 2008; Reiners et al., 2017). Diese sind hier ohne das stabile und nicht radiogene Referenzisotop  $^{204}\text{U}$  angeschrieben:

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \left( e^{\lambda_{238} t} - 1 \right) + ^{206}\text{Pb}_o \quad (8.20)$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \left( e^{\lambda_{235} t} - 1 \right) + ^{207}\text{Pb}_o \quad (8.21)$$

Mit  $\lambda_{238}$  bzw.  $\lambda_{235}$  als Zerfallskonstanten von  $^{238}\text{U}$  bzw.  $^{235}\text{U}$  und  $^{206}\text{Pb}_o$  bzw.  $^{207}\text{Pb}_o$  als bereits vorhandenes nicht radiogenes Blei – gewöhnliches Blei.

Aufgelöst nach der Zeit  $t$  entsprechen obige Gleichungen der Altersgleichung eines einfachen Mutter-Tochter-Systems wie bspw. Gl. 8.19. Hier nur für das  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -System angeschrieben ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -System analog dazu) :

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left( 1 + \frac{^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_o}{^{238}\text{U}} \right) \quad (8.22)$$

Die Altersberechnungen und Konkordia-Diagramme wurden mit *IsoplotR* (Vermeesch, 2018) gemacht. Ausreißer und Proben mit einem überproportionalen Messfehler wurden ausgeschieden.

Für eine Korrektur des gewöhnlichen Bleis lagen keine Werte aus bspw. kogenetischem Feldspat vor. Es wurde mit einem  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis von 9,307 korrigiert – dies unter der Annahme, dass diese Blei-Komposition repräsentativ für die Probe ist (siehe aus Vermeesch, 2018; Hiess et al., 2012). Dieses initiales Verhältnis wurde durch Eisenmeteorite und Kohlige/Primitive Chondrite bestimmt (bspw. Canyon-Diablo-Troilit durch Tatsumoto et al., 1973).

### 8.4.2. Ergebnisse

Die Einzelalter der datieren Zirkone des Gleinalm-Augengneis-Lithodems zeigen ein konkordantes Alter von  $261,24 \pm 1,67 \text{ Ma}$  und einen gewichteten Altersmittelwert von  $261,83 \pm 1,94 \text{ Ma}$ . Gerundet lässt sich so ein Alter von  $261 \pm 2 \text{ Ma}$  annehmen.

In Abb. 8.24 sind Konkordia-Diagramme nach Wetherill und Tera-Wasserburg sowie ein weighted-mean diagram und ein radial plot dargestellt. Die Daten sind in Tab. A.26 aufgelistet.

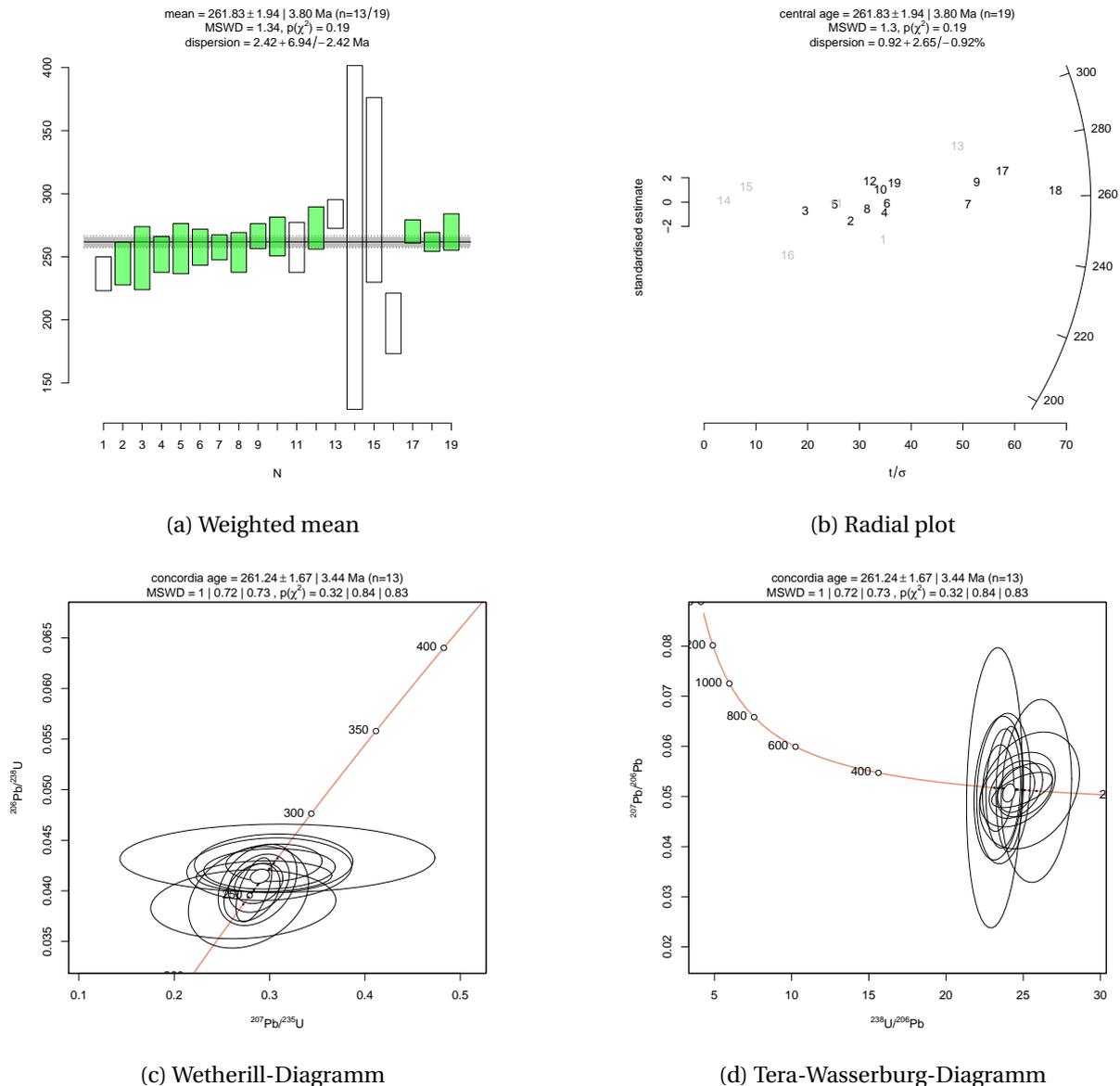


Abbildung 8.24.: Plots der U-Pb-Datierung der Probe 14R09 zeigen ein Alter von rund  $261 \pm 2$  Ma. Leere Balken (8.24a) und hellgraue Beschriftungen (8.24b): Ausgeschlossene Messungen, diese flossen nicht in die Altersberechnung ein. Sie sind in den Konkordia-Diagrammen (8.24c und 8.24d) der Übersicht wegen nicht dargestellt, da die Fehlerellipsen zu groß waren.

## 8.5. Diskussion und Zusammenfassung

### Methodik

**Ar-Ar-Alter** Zu den verwendeten Ar-Ar-Altersdaten sei angemerkt, dass diese Messungen aus den Jahren 1998 bis 1999 vor allem im Licht moderner Analytik mit Bedacht zu verwenden sind.

Sie wurden hier neu berechnet, weshalb die Ergebnisse auch von den teilweise publizierten Berechnungen von Wolfgang Frank abweichen (meist um ca. 4 %) – sie sind jünger. Dies liegt an (1) unterschiedlichen Werten der verwendeten  $^{40}\text{K}$ -Zerfallskonstante, (2) unterschiedlichen Werten der verwendeten

$^{37}\text{Ar}$ -Zerfallskonstante und (3) zu einem kleinen Anteil an der unterschiedlichen Berechnung der Tage zwischen Bestrahlung und Messung (Frank: 360 Tage pro Jahr).

Da nicht klar war, wie der verwendete interne Laborstandard bekannten Alters zur Bestimmung des  $J$ -Wertes genau zusammengesetzt war, konnte dieser Standard nicht korrigiert werden. Der Laborstandard war (vermutlich) auf die Standards B4M und MMhb-1 kalibriert. Da diese für die Ar-Ar-Altersberechnung maßgeblichen Standards in der Vergangenheit verändert wurden (bspw. Renne et al., 1998; Spell & McDougall, 2003), scheint es angebracht auch diese in eine Neuberechnung einfließen zu lassen. Es ist aber davon auszugehen, dass sich dadurch die Alter nicht wesentlich verändern würden. Die hier errechneten Alter in einem Bereich von ca. 80 Ma–100 Ma sind zu jung, sodass sich ein (kleine) Änderung im Standard nicht wesentlich im Modellalter manifestieren würde. Dies bestätigt eine schnelle Abschätzung mit dem Softwaretool *ArAR* (Mercer & Hodges, 2016).

**Fehlerfortpflanzung** Die Fehlerrechnung bzw. Fehlerfortpflanzung ist gerade bei der Ar/Ar-Methode eine komplexe Thematik. Es lassen sich hierbei insgesamt 24 Fehlerquellen (Scaillet, 2000) ausmachen. Es scheint auch kein einheitliches, genormtes Verfahren dafür zu geben.

Für die Altersunsicherheit dürfte sich die Abschätzung nach Dalrymple et al. (1981) (Gl. 8.16) etabliert haben. Diese ignoriert jedoch einerseits die Unsicherheit hinsichtlich der Zerfallskonstante und impliziert andererseits, dass keine Kovarianz zwischen  $R$  und  $J$  gegeben ist. Letzteres erscheint unter der Betrachtung, dass beide am selben Gerät gemessen werden müssen, dieselbe Interferenz-Korrektur erfahren und auf denselben Zerfallskonstanten beruhen skurril. Vermeesch (2015) weist darauf hin, dass das Problem korrelierender Fehler bei der Ar/Ar-Methode nicht auf  $J$  und  $R$  beschränkt ist, sondern "... tief in der DNA dieser Methode verwurzelt" ist. Auch wird dargelegt, dass eine Fehlerkorrelation zwischen zwei aufeinander folgenden Aufheizschritte größer als 0.9 sein kann. Abgesehen von dieser Diskussion dürfte für die Altersunsicherheit zumindest ein Quasi-Standard vorhanden sein.

Zur Ermittlung des Fehlers des  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ -Verhältnisses dürfte es jedoch einige unterschiedliche Ansätze geben. Da die Bildung der partiellen Ableitungen mühsam und fehleranfällig ist, gibt es auch unterschiedliche Ansätze der Datenreduktion, wobei manche gewisse Fehler ignorieren und manche sie annähern.

Es ist anzunehmen, dass die Unterschiede in der Fehlerabschätzung eher gering sind, doch da die unterschiedlichen Verfahren nicht publiziert sind, ist ein Vergleich von Ar-Ar-Altern und deren Fehlern stets mit einer Unsicherheit verbunden.

Für eine Vertiefung in diese Thematik sei bspw. auf (Scaillet, 2000) oder (Vermeesch, 2015) und dortige Referenzen verwiesen. Diese Arbeiten bieten auch Lösungsansätze für eine vereinheitlichte Fehlerfortpflanzung: Einen numerischen und einen analytischen Ansatz.

**Zerfallskonstanten** Betont soll auch noch die relativ ungenau bekannte Zerfallskonstante von  $^{40}\text{K}$  werden: Die Ar/Ar-Methode ist von dieser abhängig, sowohl hinsichtlich des Alterswertes als auch hinsichtlich der erreichbaren Genauigkeit. Der Wert dieser Zerfallskonstante wurde in den letzten Jahrzehnten mehrmals korrigiert und wird nach wie vor diskutiert (bspw. Markl, 2015). Weiters gibt es hier auch unterschiedliche Auffassungen zwischen Erdwissenschaftlern und Physikern und es ist möglich, dass die Standards älter sind oder die Zerfallskonstante geringer ist als von Geochronologen im Allgemeinen verwendet (Min et al., 2000).

Dieselbe Ungewissheit ist auch der Zerfallskonstante von  $^{87}\text{Rb}$  anhaftend. Auch diese musste korrigiert werden (Nebel et al., 2011) und ist aktuell um bis zu 2 % geringer als vorherige Annahmen. Das führt dazu, dass vorherige Altersberechnungen um bis zu 2 % jünger werden.

Diese Korrekturen und damit einhergehende, zwingende Altersneuberechnungen resultieren unter Umständen in geologischen Neuinterpretation.

**Diffusion und Schließungstemperatur** Die Diffusion von Isotopen spielt im Zusammenhang mit der Datierung von geologischen Ereignissen eine essentielle Rolle, hängt von ihr doch die Schließungstemperatur von Geochronometern ab. Damit wird auch der Zeitpunkt definiert, ab dem ein

System als geschlossen betrachtet werden kann und ob errechnete Alter als Bildungs/Wachstums- oder Abkühlalter interpretiert werden können.

Die Diffusion lässt sich durch Modelle quantifizieren (bspw. Dodson, 1973; Allègre, 2008; Reiners et al., 2017) und ist stark von der Temperatur abhängig, aber auch von Korngröße, Kornform, Zusammensetzung von eventuell anwesenden Fluiden, Abkühl- und Deformationsraten, ... So sind bspw. bei größeren Korngrößen (500 µm) höhere Schließungstemperaturen als bei kleineren Korngrößen (< 100 µm) zu erwarten und ebenso bei höheren Abkühlraten höhere Schließungstemperaturen als bei niedrigeren Abkühlraten.

Mit sinkender Temperatur kommt die Diffusion, in Abhängigkeit obiger Parameter, nicht abrupt beim Unterschreiten einer Temperaturmarke zum Stillstand: Es existiert ein Übergangsbereich, in dem nicht mehr alle (Tochter-)Isotope diffundieren, sondern schon partiell zurückgehalten werden. Wie viele das sind lässt sich nicht exakt quantifizieren, sondern nur (durch eine Gerade) annähern. So ist die Schließungstemperatur stets ein Bereich – klassischerweise wird  $\pm 50$  °C angenommen – und korrespondiert mit dem "Scheinbaren-Alter".

Das Abkühlalter lässt sich definieren als die Zeit, zu der das betrachtete Isotopen-System eine Temperatur unterschreitet unterhalb derer es analytisch als geschlossen betrachtet werden kann. Das heißt die Diffusion ist nun so langsam, dass sie nicht mehr nachweisbar ist.

Es wird somit nicht die Schließungstemperatur datiert, sondern das Unterschreiten einer Nachweis-schwelle und das Abkühlalter ist stets ein wenig älter als das Schließungsalter.

Mit diesem Hintergrund lassen sich die teils großen Spannweiten der Ar-Ar-Alter erklären. Dies trifft im Speziellen auf die Hornblende-Alter des Speik-Komplexes zu und lässt sich eventuell auf einen unterschiedlich starken  $^{40}\text{Ar}^*$ -Überschuss zurückführen, wie er auch in anderen Ar-Ar-Hornblende-Datierungen des Koralle-Wölz-Deckensystems beobachtet wurde.

Für die zusammenfassende Berechnung der Alter pro lithodemischer Einheit (Abb. 8.25) konnten deshalb auch (1) Messungen, deren Biotit-Alterswert desselben Probenpunktes älter war als der Muscovit-Alterswert und (2) Muscovit-Messungen mit deutlich abweichenden (älteren) Altern verworfen werden. Ersteres kann aufgrund der geringeren Schließungstemperatur von Biotit im K/Ar-System nicht sein. Es wird hierfür angenommen, dass der sich später schließende Biotit das Argon, das das System bei hohen Temperaturen noch nicht verlassen hat, aufgenommen und so Überschuss-Argon hat. Für Letzteres gilt, dass dies Messungen an grobkörnigen Kristallen aus Pegmatiten waren, weshalb hier von einer Beeinflussung der Diffusion durch die Korngröße ausgegangen wird. Teilweise war bei diesen auch in den Messprotokollen vermerkt, dass es Verunreinigungen mit Phengit geben könnte.

## Geologische Interpretation

Trotz aller erwähnten Herausforderungen und Ungenauigkeiten scheinen die hier verwendeten Daten hinreichend:

- Die Alter der Ar/Ar-Methode passen gut mit den Altern der Rb/Sr-Methode zusammen. Aufgrund der ähnlichen Schließtemperaturen müssen sich ähnliche Alter ergeben. Einerseits sollten die Biotit-Alter, welche mit der Rb/Sr-Methode gemessen wurden, etwas jünger als die Muscovit-Alter, die mit der Ar/Ar-Methode ermittelt wurden, sein. Andererseits müssen sie etwa bei den mit der Ar/Ar-Methode bestimmten Biotit-Altern liegen.  
Dies ist eine gegenseitige Kontrolle der mit einer relativen (Ar/Ar) und einer absoluten (Rb/Sr) Datierung bestimmten Alter.
- Es lassen sich sinnvoll erscheinende Alters-Mittelwerte innerhalb von lithodemischen Einheiten bilden.
- Die Daten sind gut in ein geologisches Modell integrierbar bzw. widersprechen diesem nicht.

**Interpretation der Schließtemperaturen** Wegen der hohen Schließtemperatur von Zirkon im U/Pb-System von  $950 \pm 50$  °C (Huntington et al., 2017) werden diese Alter als Bildungsalter interpre-

tiert.

Sämtliche Ar-Ar- und Rb-Sr-Alter werden aufgrund der Schließtemperaturen von:

- $510 \pm 50$  °C für Hornblende im Ar/Ar-System (Schaen et al., 2020)
- $390 \pm 50$  °C für Muscovit im Ar/Ar-System (Schaen et al., 2020)
- $305 \pm 50$  °C für Biotit im Ar/Ar-System durch  $320$  °C für Biotit mit einem Phlogopit-Molanteil von 29 % und  $290$  °C für Biotit mit  $X_{Phl} = 0,46$  (Schaen et al., 2020)
- $300 \pm 50$  °C für Biotit im Rb/Sr-System (Huntington et al., 2017)

als Abkühlalter verstanden. Diese geben somit ein minimales Bildungsalter und ein maximales Alter des letzten prägenden geologischen Ereignisses an.

**Bildung der Augengneise** Für die Augengneise des Gleinalm-Augengneis-Lithodem ergibt sich ein Bildungsalter von  $261 \pm 2$  Ma.

Dieses permische Bildungsalter passt gut zu den in (Schuster & Stüwe, 2008) angegebenen Altern für Granite (265 Ma–285 Ma), bzw. Metamorphosealter von metamorphen Gesteinen (250 Ma–285 Ma). Somit wird hier von einer granitischen Intrusion im Zuge des Permischen Ereignisses ausgegangen. Bei diesem Ereignis wurde das Ostalpin verbreitet von Magmatismus, einer HT/LP-Metamorphose und einer extensionellen Tektonik erfasst (Schuster et al., 2001).

**Abkühlung – Thermochronologie** Aus den gerundeten Abkühlaltern lässt sich unter Ausnutzung der Ungenauigkeiten und mit gerundeten Alters- und Temperaturwerten eine Thermochronologie wie folgt ableiten: Das Silvretta-Seckau-Deckensystem kühlte im hier betrachteten Gebiet vor etwa 95 Ma unter die Temperatur von  $500$  °C (Hornblendealter des Speik-Komplexes), vor etwa 80 Ma unter  $400$  °C (Muscovite des Gleinalm-Augengneis-Lithodems) und vor etwa 77 Ma unter  $300$  °C (Biotite des Amering-Komplexes und Gleinalm-Augengneis-Lithodems) ab.

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem hingegen kühlte bereits vor etwa 85 Ma unter  $400$  °C (Muscovite des "Sausalpe-Koralpe"-Komplexes) und vor etwa 82 Ma unter  $300$  °C (Biotite des "Sausalpe-Koralpe"-Komplexes) ab – beides ca. 5 Ma vor dem Silvretta-Seckau-Deckensystem.

Als Abkühlraten lassen sich dadurch für das Silvretta-Seckau-Deckensystem (1)  $\sim 7$  °C Ma<sup>-1</sup>, für die Abkühlung vom  $500$  °C auf  $400$  °C (ca.  $100$  °C in 15 Ma) und (2)  $\sim 33$  °C Ma<sup>-1</sup>, für die Abkühlung von  $400$  °C auf  $300$  °C (ca.  $100$  °C in 3 Ma) errechnen. Insgesamt ergibt sich eine Abkühlrate von  $\sim 11$  °C Ma<sup>-1</sup> (ca.  $200$  °C in 18 Ma).

Die Abkühlrate des Koralpe-Wölz-Deckensystem ist mit  $\sim 33$  °C Ma<sup>-1</sup>, für die Abkühlung vom  $400$  °C auf  $300$  °C (ca.  $100$  °C in 3 Ma) identisch mit jener des Silvretta-Seckau-Deckensystems für den betrachteten Temperaturbereich.

Aufgrund der Ungenauigkeit der Hornblende-Alter und der wenigen und verteilten Biotit-Alter sind diese Abschätzungen mit Bedacht zu behandeln. Es lässt sich daraus jedoch vermuten, dass es gegen Ende dieser Abkühlung zu einer Beschleunigung des Abkühlens kam und eine Abkühlrate von  $33$  °C Ma<sup>-1</sup> zeigt, dass die Exhumation relativ schnell erfolgte (siehe dazu auch Handy et al., 2010).

**Eoalpines Ereignis** Die errechneten Alter lassen alle auf das Eoalpine Ereignis (Schuster, 2003) als letzte prägende Metamorphose schließen. Es lässt sich ableiten, dass das Koralpe-Wölz-Deckensystem – hier durch den "Sausalpe-Koralpe"-Komplex repräsentiert – früher abkühlte als das Silvretta-Seckau-Deckensystem – hier durch Amering-Komplex, Speik-Komplex und Gleinalm-Augengneis-Lithodem vertreten. So kann angenommen werden, dass das Koralpe-Wölz-Deckensystem vor ca. 85 Ma und das Silvretta-Seckau-Deckensystem vor ca. 80 Ma unter ca.  $400$  °C abkühlte.

Dies lässt sich gut mit einer angenommenen Peak-Metamorphose des Koralpe-Wölz-Deckensystems  $\geq 95$  Ma (Thöni & Miller, 1996) und der Extrusion des Koralpe-Wölz-Deckensystems als Eklogit-führenden Extrusionskeil, welches ab ca. 92 Ma (Schuster & Stüwe, 2010) gegen Norden exhumiert wurde, in Einklang bringen.

Auch passen die Alter mit der Deckenstapelung durch eine Süd- bzw. Südost-gerichtete Subduktion zusammen: Südlich gelegene Einheiten wurden früher subduziert und exhumiert. Später subduzierte Einheiten im Liegenden an diese "angeschweißt". Das Koralpe-Wölz-Deckensystem wurde vor dem Silvretta-Seckau-Deckensystem subduziert und exhumiert. Das Silvretta-Seckau-Deckensystem wurde im Liegenden an das Koralpe-Wölz-Deckensystem angefügt. Somit liegt das Koralpe-Wölz-Deckensystem im Oberostalpinen Deckenstapel tektonisch über dem Silvretta-Seckau-Deckensystem.

Weiters lassen die Alter darauf schließen, dass sämtliche hier behandelte lithodemische Einheiten zum Zeitpunkt der Abkühlung unter ca. 400 °C bereits miteinander in Kontakt waren.

**Zusammenfassung** Für das betrachtete Gebiet lässt sich durch die geochronologischen Daten sagen, dass es sowohl vom Permischen (Intrusion der Augengneise) als auch vom Eoalpinen Ereignis (Subduktion, Extrusion, Deckenstapelung) betroffen war.

Legt man obige Daten des "Sausalpe-Koralpe"-Komplexes auf den Rappold-Komplex als Vertreter des Koralpe-Wölz-Deckensystems im untersuchten Gebiet um, so lässt sich auch hier der Trend der Abkühlungen der Deckensysteme – Koralpe-Wölz-Deckensystem vor dem Silvretta-Seckau-Deckensystem – beobachten. Da Ersteres tektonisch höher als Letzteres liegt, zeigt dies eine normale Abkühlung des Gesteinskörpers.

Es lässt sich eine (etwas) frühere Abkühlung von westlich gelegenen Lokalitäten im Vergleich zu östlich gelegenen erkennen. Dies passt gut zur früheren Abkühlung des Koralpe-Wölz-Deckensystems – liegt dieses doch westlich des betrachteten Gebiets.

Die Geschichte des Gleinalm-Augengneis-Lithodems lässt sich durch die Daten gut einschränken: Bildung vor  $261 \pm 2$  Ma und eine letzte Metamorphose vor etwa 77 Ma.

Abb. 8.25 zeigt eine zusammenfassende Abbildung der Abkühlalter, errechnet aus den Ar-Ar- und Rb-Sr-Datierungen, geordnet nach den lithodemischen Einheiten. Der angegebene gewichtete Mittelwert bezieht sich auf das pro Einheit am häufigsten datierte Mineral und wurde mit *IsoplotR* (Vermeesch, 2018) berechnet.

In Abb. 8.26 ist eine Kartendarstellung mit den geochronologischen Probenpunkten und den errechneten Abkühlaltern angegeben.

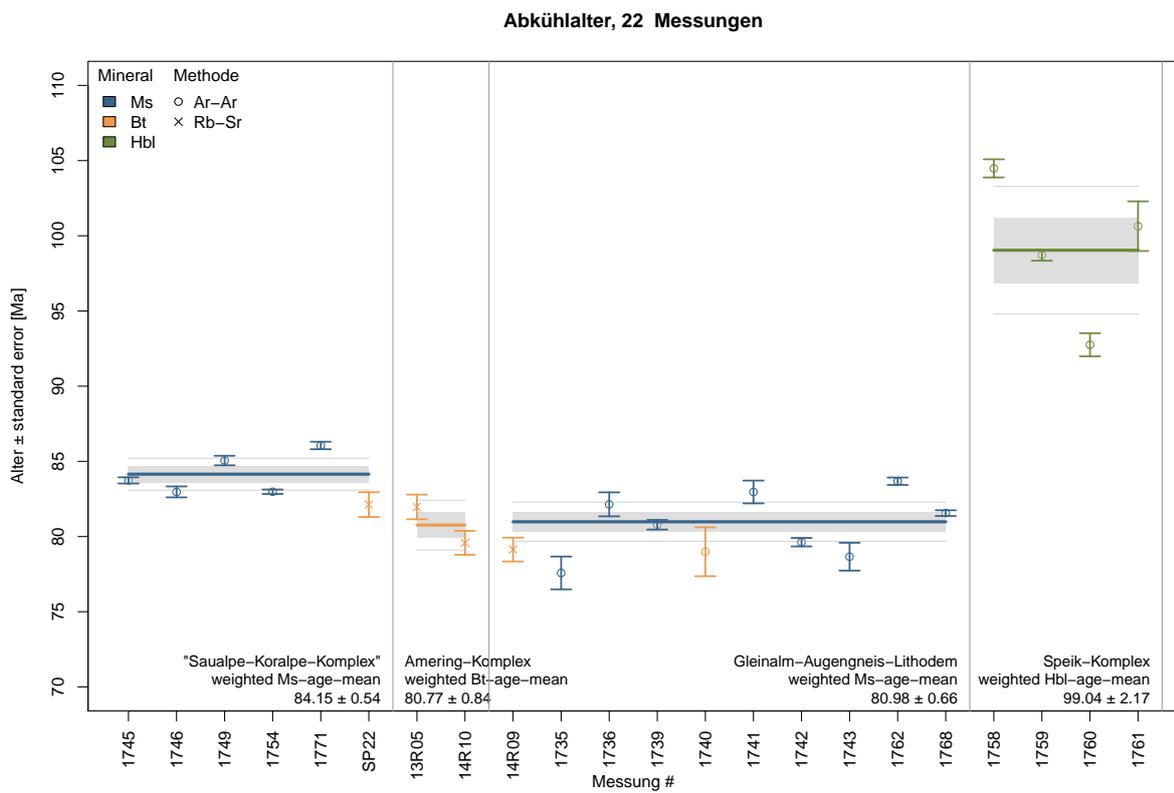


Abbildung 8.25.: Zusammenfassende Darstellung der Ar-Ar- und Rb-Sr-Datierung. Die Werte werden als Abkühlalter interpretiert. Mittelwerte sind die gewichteten Mittelwerte des pro lithodemischer Einheit am häufigsten datierten Minerals.

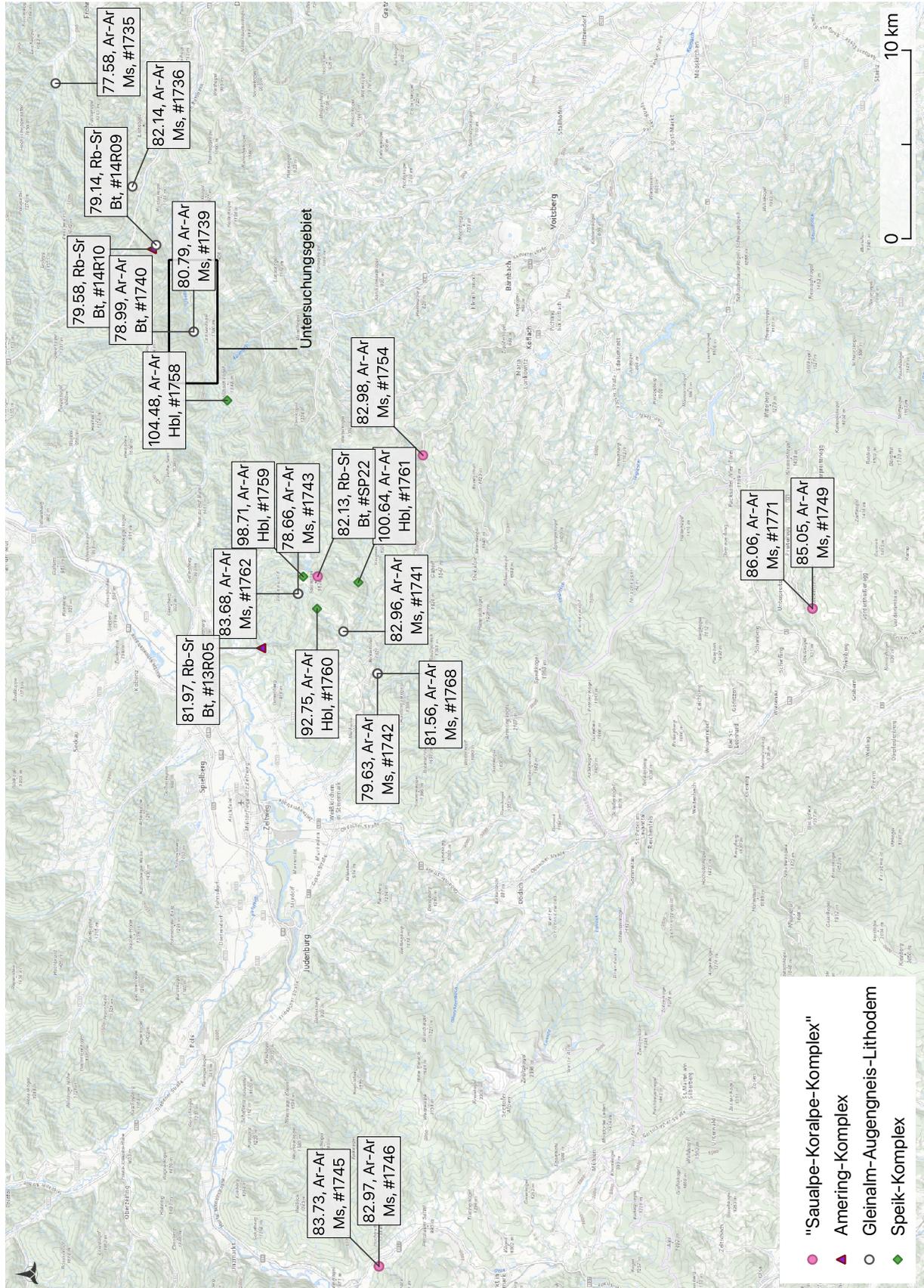


Abbildung 8.26.: Kartendarstellung der errechneten Ar-Ar- und Rb-Sr-Datierung. Die Werte werden als Abkühlalter interpretiert.

## 9. Metamorphosen

Aus den Dünnschliff-Beobachtungen lassen sich mindestens zwei Metamorphosen ableiten. Eine Temperatur- und eine Druck-betonte. Erstere wird hier dem Permischen und Letztere dem Eoalpinen Ereignis zugeordnet.

An dieser Stelle wird auf die jeweiligen Metamorphosebedingungen eingegangen und es wird versucht diese zu präzisieren. Weiters werden mögliche Bedingungen der Serpentin-Bildung eingengt und diskutiert.

### 9.1. Eoalpine Metamorphose

Die in Kapitel 4 ermittelten Mineral-Paragenesen zeigen das Bild einer Metamorphose in der Amphibolitfazies, vielleicht im unteren Bereich dieser.

Da keine EPMA-Daten (electron micro probe analyzer) für das untersuchte Gebiet vorliegen, wodurch eine Bestimmung der Druck- und Temperatur-Bedingungen (PT-Bedingungen) der Metamorphose mit Geothermobarometrie möglich gewesen wäre, wurde dies mit einem Verschnitt der Mineralgleichgewichtsdiagramme (equilibrium assemblage diagrams) der unterschiedlichen Lithologien gemacht. Dies bedingt die folgenden Annahmen:

- 1) Alle hierfür verwendeten Gesteine erfuhren eine gemeinsame Metamorphose. So sollte es einen gemeinsamen PT-Bereich für alle untersuchten Lithologien geben.
- 2) Der in Kapitel 6 ermittelte Stabilitätsbereich von Antigorit wurde nicht oder nur in geringem Ausmaß überschritten. Dieser schränkt die Temperatur nach oben hin stark ein.
- 3) Die Metamorphose erfolgte im Kyanit-Stabilitätsfeld. Dies schränkt den möglichen Bereich im PT-Diagramm ein.

Diese Annahmen erscheinen aus folgenden Gründen berechtigt:

ad 1) Sämtliche Gesteine zeigen im Gelände eine nahezu gleiche Foliation und Lineation sowie eine dominierende bis in den mikroskopischen Bereich verfolgbare koaxiale Deformation. Weiters zeigt sich in den Dünnschliffen bei allen Lithologien eine amphibolitfaziale Mineralvergesellschaftung. Anzeichen wie Deformationen, die darauf hinweisen, dass die unterschiedlichen Einheiten erst nach dieser Metamorphose zusammen gekommen sind, konnten keine gefunden werden.

ad 2) Wie dargelegt reicht der Stabilitätsbereich von Antigorit bis ca. in die untere Amphibolitfazies. Da Antigorit in den hier untersuchten Serpentiniten vorhanden ist, impliziert ein Überschreiten dieser Temperaturgrenze eine retrograde Neubildung von Antigorit. Dies erscheint nach einer prograden Metamorphose unwahrscheinlich denn zur Bildung von Antigorit ist Wasser nötig, welches jedoch schon zu einem guten Teil durch prograde Devolatilisierung verloren ging. Weiters sind Serpentinisierungsreaktionen stark exotherm (Möller, 1986), was zu einer zumindest lokalen retrograden(!) Temperaturerhöhung bei der Wiederbildung von Antigorit führen würde.

Auch wurde kein Granat in den Serpentiniten gefunden, was auf eine retrograde metamorphe Bildung der Serpentinite aus Peridotiten hindeutet (Okrusch & Matthes, 2014).

ad 3) In den Glimmerschiefern des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems wurden Kyanit-Pseudomorphosen gefunden.

#### 9.1.1. Methodik

Es wurden für alle Lithologien, für die chemische Analysen vorlagen (Tab. A.3), Gleichgewichtsdiagramme mit *Theriak-Domino* (de Capitani & Petrakakis, 2010) erstellt. Als Systeme für die Diagramme, wurden die minimalen für das jeweilige Gestein nötigen verwendet, um die unter dem Mikroskop beobachteten wesentlichen Phasen zu erhalten. Es wurde generell mit einem Überschuss an Wasser

gerechnet.

In den Diagrammen wurden jene PT-Bereiche markiert, in denen die unter dem Mikroskop gefunden Mineralvergesellschaftungen vorzufinden sind.

Schlussendlich wurde der Durchschnitt der markierten Flächen gebildet. Es wurden nur jene Diagramme verwendet, mit denen ein minimaler PT-Bereich ermittelt werden konnte.

Als Konsistenzprüfung wurden die Gleichgewichtsparagenesen bei den ermittelten PT-Bedingungen unter Verwendung aller Hauptelemente der chemischen Analysen mit den unter dem Mikroskop gefundenen Phasen verglichen. Für diese Berechnung wurde der komplette Glühverlust (LOI) als Wasser angenommen.

### 9.1.2. Ergebnisse

Mit den folgenden Gleichgewichtsdiagrammen konnte die minimale gemeinsame PT-Fläche konstruiert werden:

- (1) Mittelwert der Orthogneise des Amering-Komplexes, Proben 19/27 und 19/84, im System CNFMAS-H
- (2) Hypothetischer Harzburgit aus Abschnitt 6.3, im System CMAS-H
- (3) Glimmerschiefer des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems, Probe 19/45, im System KFMAS-H
- (4) Mittelwert der Amphibolite des Speik-Komplexes, Proben 19/21, 19/48, 19/86, 19/67 und 19/68 im System CFMAS-H

Die vereinfachten und auf die jeweiligen Mineral-Vergesellschaftungen reduzierten Gleichgewichtsdiagramme obiger Lithologien sind in Abb. 9.1 zu sehen.

Die Metamorphose-Bedingungen lassen sich somit auf den Temperaturbereich von ca. 580 °C–600 °C und den Druckbereich von ca. 7,9 kbar–9,2 kbar beschränken.

Als geometrischer Schwerpunkt dieser Fläche – durch die Diagonalen des Polygons ermittelt – kann ein Wert von 585 °C bei 8,3 kbar angegeben werden. In Abb 9.2a ist dies dargestellt.

Die Gleichgewichtsparagenesen unter diesen PT-Bedingungen, errechnet mit allen Hauptelementen der chemischen Analysen, zeigen eine Übereinstimmung mit den unter dem Mikroskop beobachteten Phasen. Geringe Abweichungen lassen sich auf die verwendete Datenbank der thermodynamischen Modelle der Phasen zurückführen.

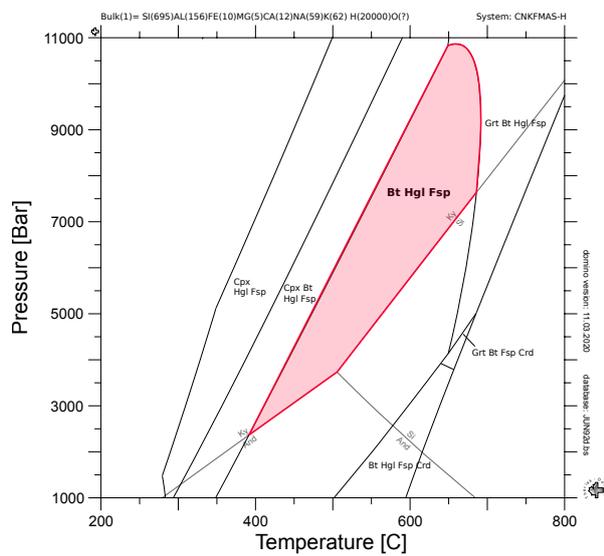
## 9.2. Permische Metamorphose

Zu dieser Temperatur-betonten Metamorphose lässt sich an dieser Stelle nicht allzu viel sagen, da davon aus zu gehen ist, dass oben geschilderte Metamorphose diese überprägte. Sie lässt sich im Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem durch die zweiphasige Ausbildung der Granate belegen.

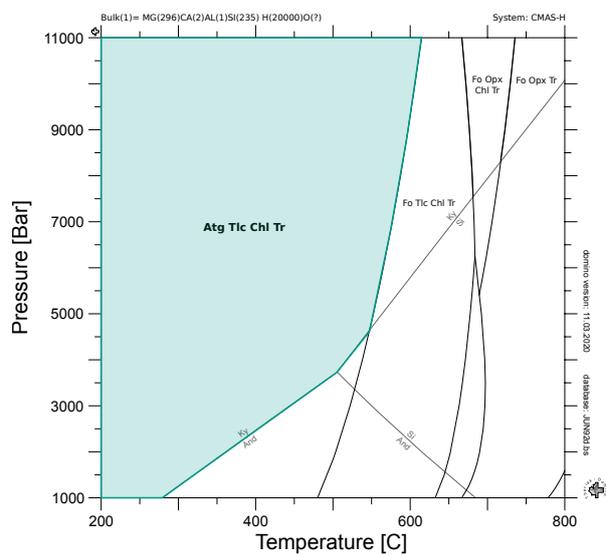
Die Bedingungen müssen so gewesen sein, dass eine Andalusit-Bildung möglich war denn Kyanit-Pseudomorphosen nach Andalusit sind in den Glimmerschiefern zu beobachten. Dies bedingt temperaturabhängig Drucke unter etwa 3,8 kbar (Tripelpunkt Kyanit-Andalusit-Sillimanit). Temperaturen bis in den Sillimanit-Bereich sind nicht auszuschließen und werden in Erwägung gezogen, da eine Granat-Bildung bei diesen Drucken höhere Temperaturen benötigt, bzw. diese nur in einem äußerst geringem PT-Bereich unter diesen Temperaturen möglich ist. Siehe dazu auch PT-Diagramme im KFMASH-System in (Schuster et al., 2001).

## 9.3. Serpentinisierung

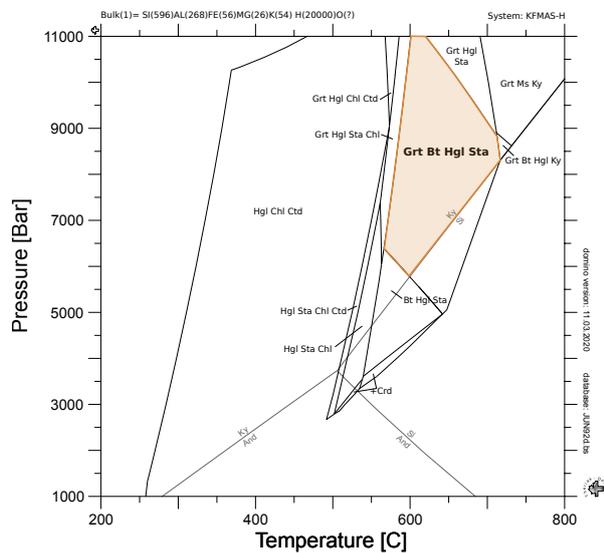
Da eine Serpentinisierung stets mit einer Volumenzunahme (Möller, 1986) und großer Wasseraufnahme verbunden ist, kann diese nicht bei den oben erwähnten Metamorphosen stattgefunden haben. Deshalb wird davon ausgegangen, dass die Serpentinisierung vor diesen stattfand.



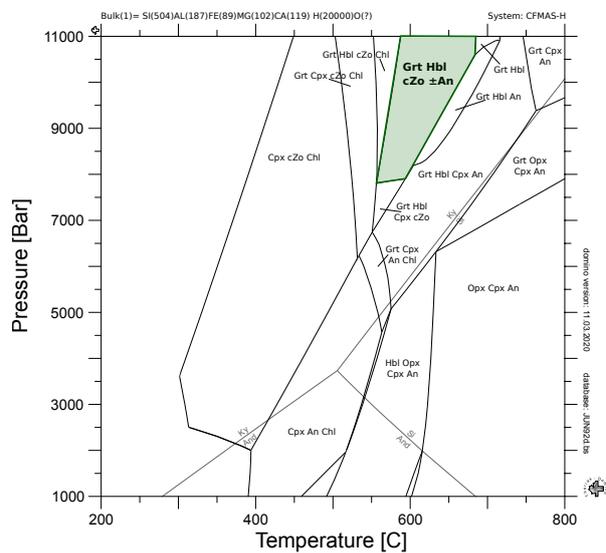
(a) Amering-Komplex Orthogneis-Mittelwert



(b) Speik-Komplex hypothetischer Harzburgit



(c) Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem Glimmerschiefer



(d) Speik-Komplex Amphibolit-Mittelwert

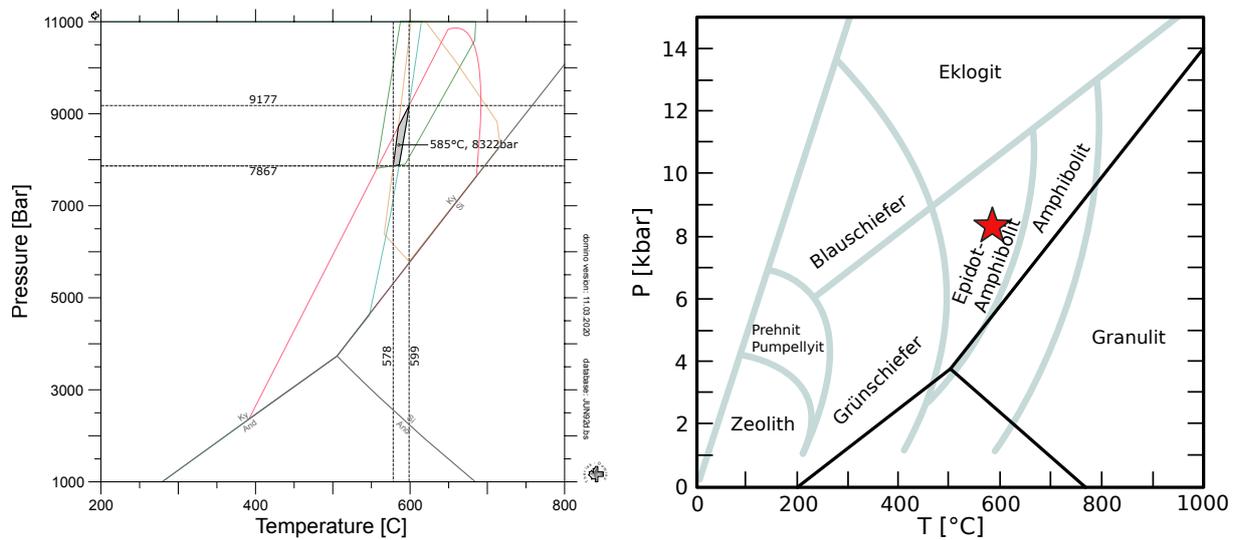
Abbildung 9.1.: Reduzierte und vereinfachte Gleichgewichtsdiagramme zur Konstruktion des gemeinsamen PT-Bereiches

Diverse Temperatur- $\text{CO}_2$ -Diagramme ( $T X_{\text{CO}_2}$ -Diagramme) (bspw. Winter, 2014) legen nahe, dass die Bildung einer Antigorit-Dolomit-Talk-Assoziation nur bei sehr geringen Anteilen von  $\text{CO}_2$  im Fluid ( $X_{\text{CO}_2} < 10\%$ ) – also bei einem praktisch reinen  $\text{H}_2\text{O}$ -Fluid – möglich ist.

Da sowohl Dolomit als auch Magnesit (im Gelände) gefunden wurden, lässt sich darauf schließen, dass Reaktionen im Gestein das Fluid beeinflussten, denn Dolomit und Magnesit können sich bei unterschiedlichen  $\text{CO}_2$ -Gehalten bilden und eine Magnesit-Antigorit-Assoziation lässt sich aus den  $T X_{\text{CO}_2}$ -Diagramme nicht ablesen.

## 9.4. Diskussion

**Eu Alpine Metamorphose** Die abgeschätzten Druck- und Temperatur-Werte der letzten Metamorphose passen gut mit der unter dem Mikroskop gefundenen Paragenese Staurolith-Granat-Kyanit zusammen. Dieses Auftreten markiert den Bereich der Amphibolitfazies. Die erhaltene PT-Fläche liegt



(a) PT-Flächen der abgeschätzten Metamorphosebedingungen. Es ergibt sich ein Temperaturbereich von 578 °C–599 °C und ein Druckbereich von 7,867 kbar–9,177 kbar. Als Mittelwert kann 585 °C bei 8,3 kbar angenommen werden.

Farbige Rahmen geben die PT-Bereich der Paragenesen der zum Verschnitt verwendeten Lithologien an – Farben wie in Abb. 9.1.

(b) Abgeschätzte Metamorphosebedingungen im Fazendiagramm (aus Okrusch & Matthes, 2014)

Abbildung 9.2.: Ergebnis der PT-Abschätzung der eoalpinen Metamorphose

in der unteren bis mittleren Amphibolitfazies bei erhöhten Drucken. Das ist der Bereich der Epidot-Amphibolitfazies, die circa durch folgende Temperatur-Druck-Paare begrenzt ist: (460 °C, 9 kbar), (500 °C, 3 kbar) und (660 °C, 11,5 kbar) (Okrusch & Matthes, 2014) – Abb. 9.2b. Dieser Fazies-Bereich ist auch in Übereinstimmung mit der grünschiefer- bis epidot-amphibolitfazie ealpinen Metamorphose des Silvretta-Seckau-Deckensystems (Mandl et al., 2018).

Die Epidot-Amphibolitfazies wird der Mittel-P/T-Serie zugeordnet, welche für die Lithosphärenplatte über einer Subduktionszone und für kontinentale Kollisionszonen charakteristisch ist (Okrusch & Matthes, 2014). Dies ist für das Eoalpine Ereignis zutreffend.

Auf eine ungefähre Tiefenstufe umgerechnet, bedeutet der abgeschätzte PT-Bereich unter der Annahme einer Dichte von  $2830 \text{ kg m}^{-3}$  für die kontinentale Kruste (Christensen & Mooney, 1995) eine Tiefe von rund 30 km.

Dieser PT-Bereich, bzw. diese metamorphe Fazies könnte auch das nur lokale und vereinzelte Auftreten von Chlorit bei gleichzeitig deutlich häufiger vorhandenem Epidot/Klinozoisit in den Dünnschliffen erklären. In experimentellen Untersuchungen mit Metabasiten im Grünschiefer-, Epidot-Amphibolit- und Amphibolit-Bereich (bspw. Apted & Liou, 1983) wurde gezeigt, dass die Chlorit-Zerfallskurve steiler ist als jene von Epidot. Für Drucke größer als 3 kbar–4 kbar und abhängig vom  $\text{O}_2$ -Partialdruck ( $P_{\text{O}_2}$ ) erfolgt prograd der Chlorit-Zerfall vor dem Epidot-Zerfall und es ergibt sich eine Vergesellschaftung, die Epidot enthält aber keinen Chlorit. Da dies ein gradueller Übergang und abhängig vom  $P_{\text{O}_2}$  ist – prograd mit einem Bereich des Chlorit-Zerfalls, bzw. retrograd mit einem Bereich der Chlorit-Bildung – könnte dies die wenigen Vorkommen von Chlorit erklären.

Es sei betont, dass die verwendete Methode zur Abschätzung der PT-Bedingungen keine Geothermobarometrie ist. Es wurden die Gleichgewichtsphasen aus dem Gesamtgesteins-Chemismus verschnitten und nicht mit Element-Verteilungskoeffizienten zwischen koexistierenden Phasen gearbeitet. Auch sind die gewählten Systeme zur Berechnung der Gleichgewichtsdiagramme Modelle und bilden nur einen Teil der Realität ab. Deshalb sind die angegebenen Werte als Richtwerte zu verstehen.

Da die Berechnungen der Mineralgleichgewichte ebenso wie die Geothermobarometrie auf thermo-

dynamischen Grundlagen beruht, ist zu hoffen, dass Geothermometer wie bspw. Granat-Biotit oder Granat-Hornblende und Geobarometer wie bspw. Granat-Alumosilikat-Quarz-Plagioklas (GASP) oder Plagioklas-Amphibol ähnliche Werte liefern. Die hier vorhandenen Gesteine bieten sich jedenfalls für eine Vielzahl von Geothermobarometern an.

**Möglicher P-T-t-Pfad** Ob es nach der permischen Metamorphose zu einer Abkühlung vor der Druckerhöhung durch die eoalpine Metamorphose kam, oder der P-T-t-Pfad ein simpler gegen den Uhrzeigersinn laufender – mit Drucksteigerung direkt anschließend an die erste Metamorphose – ist, lässt sich aus vorliegenden Daten nicht ablesen. Die zweite Metamorphose mit ihren wahrscheinlich (etwas) höheren Temperaturen und sicher höheren Drucken hat die Paragenesen der ersten Metamorphose überprägt.

Gegen einen simplen P-T-t-Pfad spricht, dass dieser durch den Sillimanit-Bereich führen und/oder extrem steil in den Kyanit-Bereich gehen müsste. Für ersteres sollte es Belege in Form von Pseudomorphosen geben und letzteres erscheint unrealistisch.

Ein möglicher P-T-t-Pfad durch beide Metamorphosen lässt sich aus den Granat-Porphyroblasten der ersten Generation ansatzweise rekonstruieren. Das beobachtete Zonierungsmuster der Granate und die hier abgeschätzten PT-Bedingungen passen gut zu den in (Gaidies et al., 2006, 2008) beschriebenen Mustern und angegebenen PT-Bereichen. Diese Arbeiten sind thermodynamische Geothermobarometrien mit mehrphasigem Granat aus Metapeliten des Wölz- und Rappold-Komplexes. Es wird in diesen von einem komplexen P-T-t-Pfad ausgegangen: Isobares Wachstum des Granates der ersten Generation bei ca. 3,8 kbar und Temperaturen höher als 525 °C (hier sind Wölz- und Rappold-Komplex etwas unterschiedlich) bis vielleicht in den Sillimanit-Bereich mit anschließender isobarer Abkühlung unter ca. 420 °C. Für den Granat der zweiten Generation wird ein Wachstum ab etwa 530 °C bei 6,5 kbar und ein Metamorphosemaximum von ca. 625 °C bei Drucken von 10 kbar–11 kbar angenommen. Einige Ergebnisse sind aber auch dabei mit einem Fragezeichen verbunden.

Es ist festzuhalten, dass trotz der vermutbaren Ähnlichkeiten zu obigem P-T-t-Pfad Unterschiede in den Lithologien vorhanden sind. Somit lassen sich die für die hier beschriebenen Neuhof-Glimmerschiefer typischen Kyanit-Pseudomorphosen nach Andalusit nicht in den Metapeliten des Wölz-Komplexes beobachten, in jenen des Rappold-Komplexes hingegen schon (mündlich Ralf Schuster). Weiters sind im untersuchten Gebiet auch keine Eklogite bekannt.

Fest steht eine erste Temperatur-betonte und eine zweite Druck-betonte Metamorphose. Aus der Granat-Zonierung im Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem lässt sich ein ähnlicher P-T-t-Pfad wie in den beschriebenen Granaten des Wölz- und Rappold-Komplexes vermuten.

Diese Überlegungen passen gut zu der Vorstellung, dass das nunmehrige Gleinalm-Augengneis-Lithodem eine granitische Intrusion mit einem permischen Bildungsalter darstellt. Dies würde zu einer isobaren Temperaturerhöhung durch die zugeführte Wärme der Intrusion führen. Die anschließende Abkühlung würde ebenso bei gleichbleibendem Druck stattfinden. Das spätere Eoalpine Ereignis im Kyanit-Stabilitätsfeld bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision führte zu der nun ersichtlichen Paragenese.

**Serpentinisierung** Für die Bildung der Serpentine wird hier von einer ozeanischen Metamorphose ausgegangen, da diese die oben diskutierten Bedingungen eines im großen Überschuss vorhandenen, quasi reinen H<sub>2</sub>O-Fluids erfüllt.

Eine Serpentinisierung im Zuge der Bildung eines Kollisions-Gürtels (Bucher & Grapes, 2011) erscheint im untersuchten Gebiet eher unwahrscheinlich. Weiters sind Serpentinisierungsreaktionen stark exotherme Vorgänge – Temperaturzunahme bis ca. 50 °C (Bucher & Grapes, 2011) –, die auch mit einer Volumenzunahme verbunden sind. Da dies keine Spuren in der Umgebung hinterlassen hat, erscheint unwahrscheinlich. Auch unterscheidet sich die Mg-reiche Mineralogie der Serpentin-Linsen erheblich von den sie umgebenden Amphiboliten.

**Weitere Metamorphosen** Über mögliche weitere vorangegangene Metamorphosen, bspw. während des Variszischen Ereignisses, kann an dieser Stelle nicht viel gesagt werden.

Dass es zumindest eine Metamorphose gab, die vor der permischen und der eoalpinen Metamorphose ablief, lässt sich durch die Serpentinite annehmen. Die hier vermutete ozeanische Metamorphose, die zur Bildung der Serpentinite führte, passt weder zum Permischen noch zum Eoalpinen Ereignis.

Schlussendlich wird davon ausgegangen, dass Spuren von vorherigen Metamorphosen durch die permische und eoalpine Metamorphose mit jeweils Temperaturen jenseits der 550 °C und bei Letzterer mit Drucken um die 8 kbar schlichtweg überprägt worden sind.

# 10. Zusammenfassende Diskussion

## 10.1. Kurzzusammenfassung der Untersuchungen

An dieser Stelle werden die Ergebnisse und Interpretationen der Untersuchungen kurz zusammengefasst. Für Details und deren Herleitungen sei auf die entsprechenden Kapitel verwiesen.

**Kartierung** Es lassen sich folgende das Gebiet prägende Hauptlithologien angeben: (1) Augengneise des Gleinalm-Augengneis-Lithodems, (2) Amphibolite des Speik-Komplexes, (3) Granat-Glimmerschiefer des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems und (4) die Amphibolit-Orthogneis-Wechsellagerung des Amering-Komplexes.

Sie zeigen ein gemeinsames, relativ einheitliches SE-Einfallen und ein SW-NE-Streckungslinear. Eine koaxiale Deformation ist dominierend. Ein Lagenbau ist erkennbar und eine Foliation ist mehr oder wenig stark ausgeprägt.

**Petrographie** Der im Gelände beobachtete Lagenbau, bzw. die Foliation lässt sich bis in den mikroskopischen Bereich verfolgen. Die Lithologien zeigen eine für diese jeweils charakteristische Paragenese der Amphibolitfazies. Basierend auf Kyanit Pseudomorphosen nach Andalusit und zweiphasigem Granat in den Glimmerschiefern des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems lassen sich zwei Metamorphosen ableiten: Eine Temperatur-betonte und eine und vor allem Druck-betonte Metamorphose.

**Geochemie** Die Edukte der lithodemischen Einheiten werden geochemisch wie folgt interpretiert:

- Gleinalm-Augengneis-Lithodem: Kalium-reiche granitische Intrusion.
- Speik-Komplex: Backarc-Becken-Basalte und Ultramafitite.
- Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem: Pelitische Sedimente einer felsischen Landmasse, die bei einem oder in der Nähe eines aktiven Kontinentalrandes abgelagert wurden.
- Amering-Komplex: Fortgeschritten entwickelter Inselbogen.

**Geochronologie** Für das untersuchte Gebiet wurde eine Abkühlung unter ca. 400 °C vor etwa 80 Ma ermittelt. Für das Gleinalm-Augengneis-Lithodem wurde ein Bildungsalter von  $261 \pm 2$  Ma festgestellt.

**Metamorphosen** Oben erwähnte Metamorphosen werden wie folgt zugeordnet: Die ältere Temperatur-betonte Metamorphose wird dem Permischen und die jüngere, mit höheren Drucken dem Eoalpinen Ereignis. Für Letzteres lassen sich Druck/Temperatur-Bedingungen von ca. 585 °C bei 8,3 kbar abschätzen – das entspricht der Epidot-Amphibolitfazies.

Für die Entstehung der Serpentine des Speik-Komplexes wird eine Ozeanbodenmetamorphose angenommen.

## 10.2. Mögliche Geologische Entwicklung

Mit obigen Daten lässt sich folgende Vorstellung über eine mögliche geologische Entwicklung des untersuchten Gebietes herleiten: Es handelt sich um ein Gebiet bei einer ehemaligen Subduktionszone, mit einem fortgeschritten entwickelten Inselbogen und einem Backarc-Becken. Dieses Backarc-Becken wurde geschlossen und im weiteren Verlauf der Geschichte drang granitische Schmelze ein. Später wurden die Einheiten gemeinsam überprägt.

Der Speik-Komplex stellt dabei das Backarc-Becken dar, der Amering-Komplex den dazugehörigen Inselbogen, das Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem die Sedimente, die im Becken abgelagert wurden und das Gleinalm-Augengneis-Lithodem eine spätere, postvariszische, granitische Intrusion.

### 10.2.1. Die Einheiten

Für die einzelnen Einheiten bedeutet obige Vorstellung im Detail:

#### Speik-Komplex

Der Speik-Komplex mit Metabasiten und Serpentiniten kann als Teil eines Ophiolith-Komplexes betrachtet werden (Neubauer, 1988; Neubauer et al., 1989), vor allem wenn man die in der Nähe liegenden Ultramafitit-Körper von Kraubath und Traföß miteinbezieht.

Ophiolithe werden, bzw. wurden als alte Fragmente ozeanischer Kruste und des oberen Mantels betrachtet, die in kontinentale Kruste eingebaut wurden. Ozeanische Lithosphäre entsteht nicht nur an Mittelozeanischen Rücken, sondern auch in Backarc-Becken durch Ozeanbodenspreizung hinter einem davor liegenden Inselbogen, aber auch unter Umständen im Forearc-Bereich eines Inselbogens (Harper, 1984). Ihre genaue Definition, ihr tektonischer Ursprung und der Mechanismus der Obduktion waren und sind nach wie vor Teil von Diskussionen (Dilek & Furnes, 2011). Die Vielzahl der vorgeschlagenen Erklärungsversuche und der Mangel an Einigkeit zeigt, dass es noch kein allgemein gültiges Modell gibt, das das Auftreten von Ophiolithen erklären kann (Cawood & Suhr, 1992).

Da sich die meisten heute bekannten Ophiolithe geochemisch und geophysikalisch von ozeanischer Lithosphäre die an einem Mittelozeanischen Rücken gebildet wurde unterscheiden (bspw. Winter, 2014; Shervais, 2001), führte dies zum Begriff der Supra-Subduktionszonen (SSZ) Ophiolithe. Eine erhellende historische Abhandlung der diesbezüglichen Ideen seit den 1970er Jahren ist am Ende dieses Kapitels, in Abb. 10.3 (aus Pearce, 2003) wiedergegeben.

SSZ haben die Struktur einer ozeanischen Kruste – oder ihre Struktur kann auf diese zurückgeführt werden – aber ihre geochemische Zusammensetzung zeigt, dass sie nicht an einem Mittelozeanischen Rücken entstanden sind, sondern durch Ozeanbodenspreizung über der abtauchenden Platte einer Subduktionszone (Pearce, 2003). Diese zeigen unter anderem einen höheren Silizium- und Aluminium-Gehalt und damit einhergehend eine geringere Dichte als typische Mittelozeanischen-Rücken-Basalte (MORB) (Winter, 2014). Das macht es auch leichter sie zu obduzieren, denn es ist schwer vorstellbar, dass eine mehrere Millionen Jahre alte – mindestens 30 Ma (Stüwe, 2007) –, kalte und dichte ozeanische Kruste aus MORB auf eine weniger dichte, kontinentale Kruste geschoben wird.

SSZ-Ophiolithe beinhalten im weiteren Sinne jene, die aus Backarc-Becken (bspw. Josephine Ophiolite, Kalifornien) und jene, die aus Forearc-Dehnung (bspw. Troodos, Zypern oder Semail, Oman) entstanden sind (Shervais, 2001). Backarc-Becken zeigen eine höchst variable Zusammensetzung, die von den Ophiolithen mit einer MORB- bis SSZ-Signatur reicht (Pearce, 2003). Das ist für den hier untersuchten Speik-Komplex zutreffend: Dieser zeigt geochemisch eine Signatur mit einer großen Affinität zu Backarc-Becken-Basalten und in geotektonischen Zuordnungen sowohl die Anzeichen von SSZ- als auch MORB-Ophiolithen. Es lässt sich annehmen, dass jene Teile, die eine SSZ-Signatur zeigen näher an der Subduktionszone waren und jene Teile, die eine MORB-Signatur zeigen, eher dem zentralen Teil des Backarc-Beckens entstamme (Pearce, 2003, und dortige Referenzen).

Backarc-Becken entstehen, wenn die Subduktionsrate größer als die Konvergenzrate ist (Gill, 2010). Durch einen *slab-rollback* bzw. *trench-rollback* kommt es zum Zurückziehen der Subduktionszone entgegen der Subduktionsrichtung. Dies führt zu einer Dehnung der Lithosphäre der Oberplatte und ist diese hinreichend fortgeschritten, kommt es durch aufsteigende Asthenosphäre zu einem Magmatismus ähnlich jenen an Mittelozeanischen Rücken (siehe Abb. 10.1). Dieser Prozess kann sich wiederholen und so entstehen mehr und mehr Inselbögen mit einem Backarc-Becken, bzw. mehreren Inselbogen-Zwischenbecken. Ob der Speik-Komplex nun ein einzelnes Backarc-Becken war, oder eines von mehreren, lässt sich an dieser Stelle nicht sagen.

Als rezente Beispiele für aktive Backarc-Becken lassen sich der Mariannen-Trog (Yamazaki et al., 2003) beim Mariannen-Bogen im östlichen Philippinischen Meer südlich von Japan und das Lau-Becken-Havre-Trog-System (Ruellan et al., 2003) entlang des Kermadec-Tonga-Rückens nordöstlich von Neuseeland nennen. Das Japanische Becken ist ein Beispiel für ein passives Backarc-Becken ohne Spreizungszone (Winter, 2014).

Backarc-Becken sind eher kleinere Becken (abgesehen vom Japanischen Becken) mit meist länglicher Form. Die Spreizungsrate ist häufig asymmetrisch: So ist diese bspw. im westlichen Mariannen-Trog größer als im östlichen und auch in südlichen Segmenten größer als in nördlichen (Deschamps & Fujiwara, 2003). Zusätzlich erfolgt die Spreizung im Allgemeinen episodisch und nicht wie an Mittel-ozeanischen Rücken mehr oder weniger kontinuierlich (Winter, 2014). Dies dürfte zu den erwähnten Unterschieden von ozeanisch anmutender Lithosphäre aus Backarc-Becken und "normaler" ozeanischer Lithosphäre von Mittelozeanischen Rücken führen. Gründe dafür sind nach wie vor Teil aktiver Forschung.

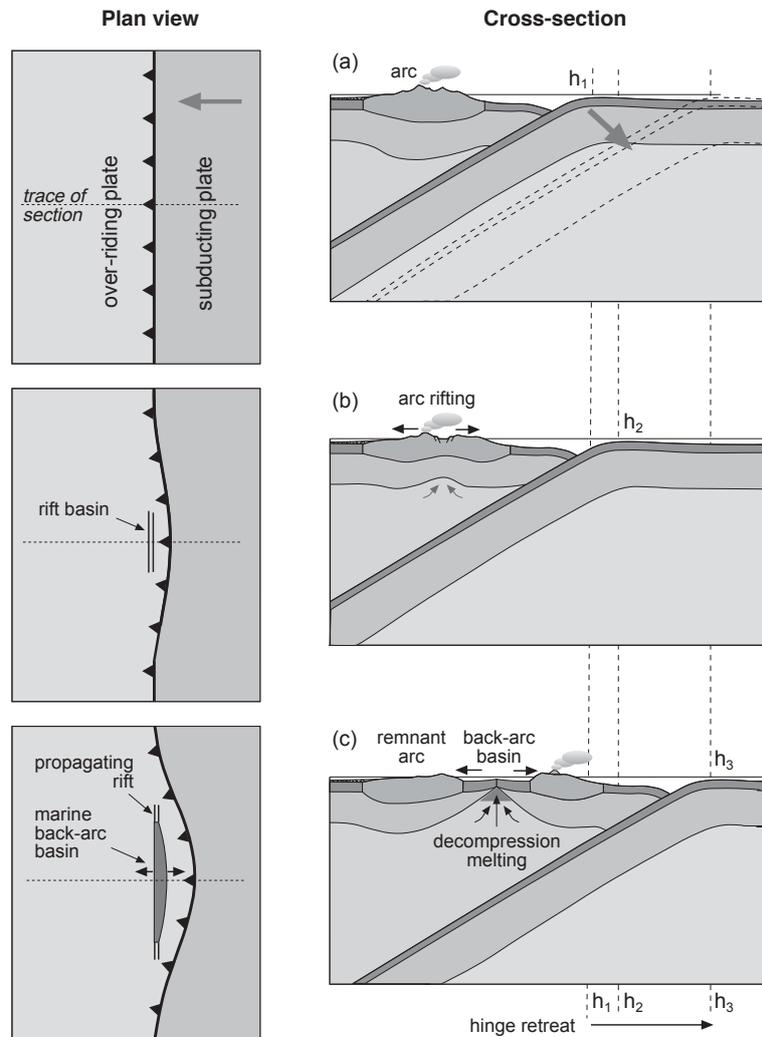


Abbildung 10.1.: Entstehung eines intra-ozeanischen Backarc-Beckens durch *slab rollback* (aus Gill, 2010).  $h_x$  beschreibt die Flexur der subduzierten Platte, diese zieht sich entgegen die Subduktionsrichtung immer weiter zurück. Die subduzierte Platte sinkt schneller als sie mit der Oberplatte konvergiert. Dies führt zu einer Dehnung der Lithosphäre der Oberplatte, was zum Aufstieg der Asthenosphäre führt, welche dadurch durch Druckentlastung schmelzen kann. Dies führt zu einem basaltischen MORB-ähnlichen Magmatismus.

### Amering-Komplex

Die Gesteine des Amering-Komplexes – Amphibolite und Orthogneise sowie Paragneise außerhalb des Arbeitsgebiets – lassen sich geochemisch einer Entstehung an einem Inselbogen oder aber auch an einem kontinentalen magmatischen Bogen (bspw. Neubauer & Frisch, 1993) zuordnen. Die Trennung war im Zuge dieser Arbeit geochemisch nicht eindeutig zu klären und aufgrund der vorliegenden

Datenlage wird hier die Interpretation eines Inselbogens bevorzugt. Beiden Interpretationen gemein ist das Entstehen eines magmatischen Bogens bei einer Subduktionszone und das Auftreten von subduktionsbedingtem Plutonismus und Vulkanismus.

Durch das Auftreten von felsischem Gestein lässt sich eine Entwicklung hin zu kontinentaler Kruste annehmen, was ein gewisses Alter und eine gewisse Mächtigkeit des Bogens impliziert.

Die charakteristische und omnipräsente Wechsellagerung, bzw. der Lagenbau aus Amphiboliten, Orthogneisen und deren Übergängen legt eine gemeinsame Entstehung der Gesteine nahe.

Die alternative Erklärung den Lagenbau durch eine (möglicherweise granitische) Intrusion in basisches Gestein mit anschließender gemeinsamer duktiler Scherung, wie bspw. in (Neubauer & Frisch, 1993) geschildert, zu erklären wird hier als unwahrscheinlich angesehen. Es zum einen nicht ersichtlich, ob eine saure Schmelze in ein basisches Gestein eindrang oder umgekehrt. Zum anderen müsste diese Intrusion jedenfalls schichtig gewesen sein und eine chemische Inhomogenität gehabt haben (bspw. stark unterschiedliche  $K_2O$ -Gehalte). Weiters erscheinen Zehner-Meter mächtige, unzerrissene Wechsellagerungen im Gelände, die sich bis zu Millimeter dünnen Lagen unter dem Mikroskop verfolgen lassen, durch eine Intrusion schwierig zu erklären. Außerdem ist eine Intrusion einer Schmelze felsischer Zusammensetzung in ein basisches Gestein, die schlussendlich einen hunderte Meter mächtigen Lagenbau ausbildet, ob der stark unterschiedlichen Solidustemperaturen schwer vorstellbar.

Betrachtet man diese Wechsellagerung nicht als getrennte Lithologien, sondern in ihrer Gesamtheit, so könnte sie mit *magma mixing*<sup>1</sup> erklärbar sein. Die bimodale Natur der Gesteine (basisch und sauer, wenig intermediär) legt zumindest nahe, dass dieser Prozess eine Rolle gespielt haben könnte (Winter, 2014). Dass sich unterschiedlich  $SiO_2$ -reiche Schmelzen durch fraktionierte Kristallisation in unterschiedlicher Tiefe entwickeln, spielt in einer früheren Phase des Inselbogens eine Rolle, wohingegen ein Mischen mit  $SiO_2$ -reicher Schmelze anschließend eine Rolle spielt. Kalkalkalische Magma-Suiten zeigen Mischungen von mafischen Magmen des Mantels mit dazitischen oder rhyolithischen Schmelzen, die durch partielles Schmelzen der Inselbogen-Kruste aufgrund des thermalen Eintrags des aufsteigenden mafischen Materials entstehen.

Die Assoziation von felsischen und mafischen Magmen ist neben intrakontinentaler Extension, Intraplatten-Magmatismus und Kollisionszonen typisch für Supra-Subduktionszonen. Der Effekt von *magma mingling* ist bei fortgeschrittenen Inselbögen und aktiven Kontinentalrändern (SSZ) stark ausgeprägt (Sklyarov & Fedorovskii, 2006).

Somit ist es vorstellbar, dass eine fraktionierte Kristallisation und ein wiederholtes partielles Aufschmelzen zur Ausbildung einer bspw. granitischen Schmelze bzw. Gesteinslage führten. In diese könnte durch anhaltenden basischen Vulkanismus wiederholt mafische Schmelze eingedrungen sein. Das führt einerseits zum partiellen Aufschmelzen der granitischen Gesteinslage und schlussendlich zum beobachteten Lagenbau (Abb. 10.2). Für die Ausbildung dieses Lagenbaues durch *magma mingling* spielen mehrere physikalische Eigenschaften der unterschiedlichen Magmen eine Rolle (Sklyarov & Fedorovskii, 2006):

- Der starke Temperaturunterschied in granitischen und mafischen Schmelzen: 600 °C–800 °C gegenüber 1100 °C–1300 °C. Die felsische Schmelze kann so einerseits als "Kühlmittel" für die heißere mafische Schmelze fungieren und zu einem schnelleren Abkühlen beitragen. Andererseits kann, wenn das granitische Nebengestein nahe dem Eutektikum ist, auch eine geringe Menge mafischen Magmas zum partiellen Schmelzen des Nebengesteins führen. Dadurch können sich mannigfaltige Übergangslithologien zwischen Amphiboliten und Orthogneisen ausbilden.
- Der große Unterschied in der Viskosität und Rheologie einer fluid-gesättigten granitischen und (fast) trockenen basaltischen Schmelze führt zu einer unvollständigen Mischbarkeit der Schmelzen.

<sup>1</sup> *Magma mixing* wird hier im weiteren Sinne als die Interaktion von koexistierenden Schmelzen unterschiedlicher Zusammensetzung verstanden, ohne zu implizieren, dass das Produkt dieser eine homogene, hybride Schmelze intermediärer Zusammensetzung ist.

*Magma mingling* hingegen betont, dass das Produkt dieser Magmen nicht homogen ist und dass die Komponenten – aus welchen Gründen auch immer (bspw. Unzureichende Durchmischung, Unterschiede in der Viskosität oder in der Kristallisationstemperatur) – im Gestein unterscheidbar sind (Wilcox, 1999).

- Der ausgeprägte Unterschied in der Dichte und damit im Auftrieb führt dazu, dass die partiell geschmolzene kontinentale Kruste als eine Hürde für den Aufstieg des basaltischen Magmas wirkt. Dieses wird an seinem weiteren Aufstieg gehindert, sobald es diese Hürde erreicht und kristallisiert in lagenartigen Körpern aus, wie es im untersuchten Gebiet zu beobachten ist. Dieser Mechanismus kann auch bereits in einer Magmakammer auftreten: Wiederholtes Eindringen basischen Magmas in eine Magmakammer gefüllt mit granitoider Schmelze würde zu einer Stratifizierung dieser führen.

Neben obigen Mechanismen wird in (Sklyarov & Fedorovskii, 2006) erwähnt, dass die Ausbildung einer (gneisigen) Bänderung typisch für *magma mingling* bei SSZ ist und typische Attribute dieser Form der Magmenmischung bilden sich in der oberen Kruste in Tiefen von 5 km–7 km aus. Dort können granitoide krustale Schmelzen als "Fallen" für basische Schmelzen aus dem Mantel dienen.

### **Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem**

Die gefundenen Metasedimente des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems, wie Glimmerschiefer, Paragneise und Quarzite, passen gut zu unterschiedlichen siliziklastischen Sedimente in einem ozeanischen Ablagerungsraum – in diesem Fall in einem Backarc-Becken. Die nunmehrigen metamorphen Produkte könnten (leicht) unterschiedliche Ablagerungsräume darstellen. Die Protolithen von Paragneisen, in der Regel Arkosen bis Grauwacken, stellen weniger gereifte Sedimente im Gegensatz zu den Protolithen von Quarziten und Glimmerschiefern dar. Die Glimmerschiefer lassen sich auf Ablagerungen im Tiefseefächer zurückführen, die Paragneise und Quarzite könnten eher am Schelf oder Kontinentalhang abgelagert worden sein. Die eingeschalteten Marmore lassen sich ebenso als ozeanische Sedimente interpretieren (Neubauer & Frisch, 1993).

Bei der Schließung des Beckens wurden diese ineinander geschoben. Die geochemische Indikation der Provenance bei oder nahe einer Subduktionszone passt gut zu einem derartigen geodynamischen Geschehen.

### **Gleinalm-Augengneis-Lithodem**

Die Augengneise werden als eine Kalium-reiche granititische Intrusion im Zuge des Permischen Ereignisses gesehen.

Die neben dem markanten Augengneis-Zug vorhandene Augengneise-Scholle innerhalb der Amphibolite des Speik-Komplexes könnte einen Zusammenhang zwischen dieser Scholle und dieser Intrusion andeuten.

Die vorwiegend im Hangenteil des Speik-Komplexes vorhandenen Bänderamphibolite schließen obige Scholle aus Augengneis ein. Auch zeigen die Bänderamphibolite im Vergleich zu den allgemeinen Amphiboliten und Granat-Amphiboliten (siehe Abb. 7.10) bei jenen Elementen eine höhere Konzentration für die sich in den Augengneisen charakteristische Anreicherungen feststellen lassen – dies betrifft z. B. Elemente wie Natrium, Kalium, Rubidium, Uran. Das könnte auf einen Zusammenhang zwischen der Bildung des Ausgangsgesteins der Augengneise und den hellen Lagen im Bänderamphibolit hinweisen (Neubauer, 1988). Ohne Datierungen und chemische Analysen der hellen Lagen der Bänderamphibolite ist dies jedoch eine Idee oder Vermutung. Die Bänderung könnte auch durch Wechsellagerung andesitischer, basaltischer und dazitischer Tuffe (bspw. Frank et al., 1976), höhere Fraktionierung oder durch metamorphe Differentiation im Zuge der Metamorphose erklärt werden.

Für die pegmatoiden Mobilisate im Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem lässt sich auch ein genetischer Zusammenhang mit den Ausgangsgesteinen der nunmehrigen Augengneise in Erwägung ziehen; sind diese doch ausschließlich in der unmittelbaren Umgebung des Augengneis-Zuges zu finden. Die kleinen "Gängchen" in den Paragneisen durchdringen diese und liegen diskordant zu deren Schieferung. Dies impliziert, dass diese Mobilisate nach der Bildung der Schieferung in den Paragneisen gebildet wurden. Ein Zusammenhang zwischen der Bildung der Augengneise und den pegmatoiden

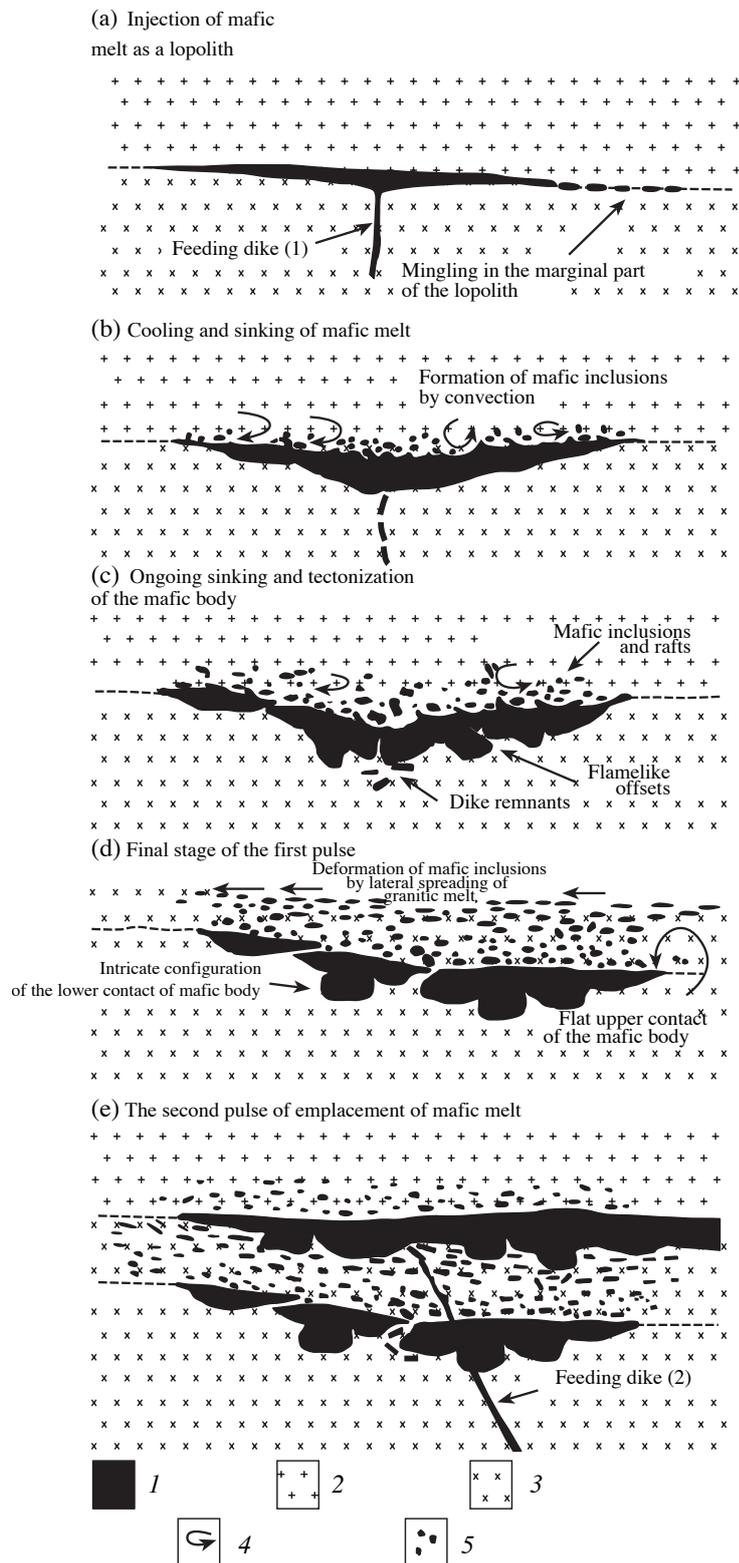


Abbildung 10.2.: Mögliches Modell zur Entstehung der Wechsellagerung des Amering-Komplexes durch *magma mingling*: Aufeinanderfolgendes Eindringen mafischer Schmelze in Granite mit Ausbildung eines Lagenbaus (aus Sklyarov & Fedorovskii, 2006).

- (1) Gabbrodiorite, (2) Granitisches Magma, (3) Kumulierte Layer, Kristallreicher "Brei", (4) Flussrichtung in lokalen Konvektionszellen (5) Mafischer Einschluss

Mobilisaten erscheint möglich.

### 10.2.2. Zeitliche Abfolge

Die Augengneise des Gleinalm-Augengneis-Lithodems sind geochronologisch am genauesten datiert. Sie sollen sie als Basis für die Entwicklung einer zeitlichen Abfolge der geologischen Entwicklung des untersuchten Gebiets dienen.

Spuren der Intrusion, die zur Bildung des nunmehrigen Augengneis-Zuges führten, lassen sich zumin-

dest im Speik-Komplex und Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem vermuten. Unter der Bedingung, dass der Amering-Komplex jener zum Speik-Komplex – als Backarc-Becken – gehörende Inselbogen oder Kontinentalrand war, lässt sich zumindest eine gewisse geographische Nähe dieser Einheiten zur Zeit der Intrusion in Erwägung ziehen. Dies bedeutet nicht, dass jene heute beobachtbaren Teile dieser Einheiten direkt in Kontakt waren.

Geht man von einer Schließung eines Backarc-Beckens aus kann angenommen werden, dass dieses zur Zeit der Intrusion vor ca. 261 Ma bereits geschlossen war. Anders erscheinen vermutete Auswirkungen derselben granitischen Intrusion auf ozeanische Kruste und auf Metasedimente in diesem Zusammenhang schwerlich erklärbar.

### Prä-Permische Entwicklung

Obige Überlegung bedeutet, dass sowohl der Speik-Komplex, der Amering-Komplex als auch das Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem aus folgenden Gründen älter sein müssen. Einerseits benötigt die Ausbildung eines fortgeschritten entwickelten Inselbogens Zeit und andererseits stellt das Auftreten eines Backarc-Beckens gewisse geodynamische und zeitlich Anforderungen an die Subduktionszone: Backarc-Becken bilden sich vorwiegend dort, wo alte "normale" ozeanische Lithosphäre in einem steilen Winkel subduziert wird. Es ist ein minimales Alter von 55 Ma und ein Winkel von mindestens 30° nötig (Sdrolias & Müller, 2006), bzw. werden noch ältere Alter hierfür als notwendig erachtet, bspw. mindestens 80 Ma (Wilson, 2007).

Alterswerte zum untersuchten Gebiet, diesen Zeitabschnitt betreffend, sind in der Literatur (bspw. Frank et al., 1976; Melcher & Meisel, 2004; Mandl et al., 2018, und dortige Referenzen) spärlich. Es finden sich Werte für die Plagioklas-Gneise aus dem Kern der Gleinalm (Amering-Komplex) von  $500 \pm 45$  Ma (Rb-Sr Gesamtgestein Isochrone) und älter als 500 Ma (U-Pb aus Zirkon). Für die Ultramafitite des dem Speik-Komplex zugeordneten Kraubath Massives sind Alter von  $745 \pm 45$  Ma (Sm-Nd Errorchrone aus Harzburgiten),  $554 \pm 37$  Ma (Sm-Nd Isochrone aus Pyroxeniten und Gabbros) und  $550 \pm 17$  Ma (Re-Os Errorchrone aus Pyroxeniten) angegeben. Mit diesen Werten lässt sich ein Subduktionssystem mit einem Ursprung im späten Neoproterozoikum bis ins Paläozoikum vermuten.

So werden die Protolithen des Amering-Komplexes einem spät proterozoischen bis früh paläozoischen Magmatischen Bogen zugeordnet und die Protolithen des Speik-Komplexes entstammen einem prä-silurischen Ophiolith (Neubauer & Frisch, 1993). Die meisten Amphibolite und Orthogneise des Silvretta-Seckau-Deckensystems werden als Gesteine mit kambrischen bis ordovizischen Protolithen die kambrischen bis ordovizischen Kollision-, Subduktion- und Rifting-Prozessen unterworfen waren interpretiert und für die Metasedimente des Silvretta-Seckau-Deckensystems (hier Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem) wird ein neoproterozoisches bis ordovizisches Eduktalter erwähnt (Pfungstl et al., 2015).

Die geotektonische Entwicklung des Ostalpins und damit eine mögliche Entwicklung des untersuchten Gebiets vom späten Neoproterozoikum bis zum Permischen Ereignis kann wie folgt angegeben werden (Stampfli et al., 2002; von Raumer et al., 2003; Stampfli et al., 2013). Obiges Subduktionssystem könnte dem Geschehen am Nordwestrand von Gondwana zugeordnet werden. In dieser Zeit gab es dort mehrere kleine Ozeane mit Inselbögen und Backarc-Becken zwischen unterschiedlichen Mikrokontinenten entlang einer südgerichteten Subduktion. Durch diese wurden die Ozeane subduziert und die Mikoplatten für kurze Zeit mit Gondwana verbunden. Durch die andauernde und kontinuierliche Subduktion soll es zu Dehnungsprozessen am Nordrand und ab dem frühen Ordovizium zur Ablösung von mehreren Terranen (oder Terrangruppen) von Gondwana gekommen sein. Einer dieser kontinentalen Krustenblöcke war das Hun-Terran, dem das Ostalpin zugeordnet wird, das sich ab dem späten Silur löste. Nach dieser Ablösung driftete das Hun-Terran Richtung Norden auf Laurussia zu. Dabei wurde der Rheische Ozean subduziert und zwischen diesem Hun-Terran und Gondwana öffnete sich der Paläotethys-Ozean.

Im frühen Devon kollidierte das Hun-Terran mit kleinen Krustenblöcken, die sich vom Südrand von Laurussia gelöst hatten. Durch die Trennung dieser Krustenblöcke von Laurussia entstand ein kleines

Ozeanbecken als Teil des Rheischen Ozeans, das Rheno-Herzynische Becken. Auch dieses Ozeanbecken wurde subduziert und mit der Schließung des Rheischen Ozeans im späten Devon bzw. frühen Karbon kollidierte das Hun-Terran mit Laurussia. Im späten Karbon, nach der Schließung des westlichen Teils des Paläotethys-Ozeans, kollidierten Gondwana und Laurussia. Diese Kontinentkollision führte zu Bildung des Variszischen Orogens in das das Hun-Terran einbezogen wurde.

In der Literatur (bspw. Neubauer, 1988; Gasser et al., 2009; Pfingstl et al., 2015) wird dem Basement des Silvretta-Seckau-Deckensystems im Zuge des Variszischen Ereignisses eine amphibolit- bis teilweise eklogitfazielle Metamorphose zugeordnet. Im Seckau-Komplex (im Norden des untersuchten Gebiets) sind einige prä- bis früh-variszische Intrusionen bekannt (Mandl et al., 2018).

Durch die Eklogite vom Hochgrössen (Faryad et al., 2002), die dem Speik-Komplex zugeordnet werden und für welche ein Ar/Ar-Abkühlalter aus Amphibol von  $397,3 \pm 7,8$  Ma errechnet wurde, ist eine prä-variszische Hochdruck-Metamorphose belegt.

Wegen der dünn gesäten Altersdaten und der geschilderten komplexen Geschichte ist es schwierig eine genaue zeitliche Zuordnung für die Ausbildung eines Inselbogens mit Backarc-Becken, dessen Schließung und Obduktion oder Exhumation während der beschriebenen Entwicklung zu machen. Naheliegender erscheint es diese Geschehnisse einer Zeitspanne von Karbon bis Devon zuzuordnen.

Es könnte sich in einem proterozoischen Ozean durch intraozeanische Subduktion ein Inselbogen oder durch Subduktion unter den Rand von Gondwana ab dem jüngsten Neoproterozoikum ein kontinentaler magmatischer Bogen – Amering-Komplex – entwickelt haben. Mit anhaltender Subduktion entwickelte sich der Magmatismus fort – *magma mingling* – und es kam in weiterer Folge zur Bildung eines Backarc-Beckens – Speik-Komplex. Im Zuge der Angliederung diverser kontinentaler Krustenteile und Inselbögen an den Nordrand Gondwanas (Schuster et al., 2015) kam es auch zur Schließung dieses Beckens und dabei zum Einbau von Resten des Backarc-Beckens in kontinentale Kruste. Die Protolithen des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems würden demnach Sedimente, die von Gondwana stammen und im Backarc-Becken abgelagert wurden, darstellen. Dies ist in guter Übereinstimmung mit der hier gemachten Provenance, wonach diese Sedimente einen felsischen magmatischen Ursprung wie eine größere Landmasse haben und sie an einem aktiven Kontinentalrand abgelagert wurden.

Diese Interpretation ist mit geschilderter Entwicklung und genannten Alterswerten in Einklang. Unter der Bedingung, dass der Ultramafitit-Körper von Kraubath zum hier untersuchten Speik-Komplex gehört, ist es auch die Einzige, die diese Bedingungen erfüllt, denn alle späteren in Frage kommenden Ozeane und Inselbogen-Systeme müssten jüngere Alterswerte ergeben. So öffnete sich bspw. der Rheische Ozean erst im frühen Ordovizium (Nance & Linnemann, 2008) und kann damit nicht obige Alterswerte ergeben. Selbiges gilt, wenn man versucht das Geschehen in Zusammenhang mit der Ablösung des Hun-Terrans von Gondwana zu bringen, denn dies passierte erst im späten Silur und damit sind die genannten Alterswerte nicht in Einklang zu bringen.

Somit kann in Erwägung gezogen werden das Entstehen des untersuchten Gebiets in Zusammenhang mit den neoproterozoischen bis früh paläozoischen geotektonischen Prozessen die sich am Nordwestrand Gondwanas ereigneten zu sehen.

Das geschilderte weitere prä-permische Geschehen mit weiterer Entstehung ozeanischer Kruste, Subduktionen, Entstehung und Schließung von weiteren Backarc-Becken und Akkretion am Kontinentalrand ist wahrscheinlich nicht spurlos am hier betrachteten Gebiet vorüber gegangen und oben geschilderte Ereignisse, die das Silvretta-Seckau-Deckensystem betreffen, werden auch auf dieses Gebiet zutreffen.

In Anbetracht dieser komplexen Entwicklung und der metamorphen und tektonischen Überprägung durch die zwei im Anschluss folgenden Ereignisse – Permische und Eoalpine – erscheint es jedoch spekulativ im untersuchten Gebiet, ob seiner Größe, nach Spuren dieses Geschehens zu suchen. Da die permische Metamorphose im untersuchten Gebiet eine Temperatur-betonte und die eoalpine eine epidot-amphibolitfazielle Metamorphose war, erscheint es naheliegender anzunehmen, dass vorhergehende Metamorphosen überprägt wurden.

### **Permische Ereignis**

Nach der Variszischen Orogenese kam es ab dem frühen Perm zu einer Nord-Süd gerichteten Dehnung und damit Ausdünnung der Lithosphäre im südlichen Bereich dieses Gebirges, wo sich auch das Ostalpin befand (Schuster et al., 2015). Dies ist der Beginn des Permischen Ereignisses. Der Beginn wird mit dem Zeitpunkt festgelegt, als die Krustenmächtigkeit unter den Wert sank, der in Verbindung mit dem Kollaps des Variszischen Orogens gebracht werden kann, was ab etwa 290 Ma der Fall ist (Schuster & Stüwe, 2008). Durch die Ausdünnung konnten basaltische Schmelzen des Erdmantels an die Untergrenze der Kruste aufsteigen und die Kruste aufheizen und teilweise aufschmelzen, was zu gabbroiden und granitoiden Intrusionen führte. Das Entstehen des Gleinalm-Augengneis-Lithodems und wahrscheinlich damit vergesellschafteten Gabbros wird hier diesem Ereignis zugeordnet.

Wie erwähnt lassen sich Spuren dieses Ereignisses im untersuchten Gebiet im Speik-Komplex und im Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem annehmen. Dies passt gut zur Interpretation des Speik-Komplexes als ein Backarc-Becken und des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems als die darin abgelagerten Sedimente, was ein Naheverhältnis dieser Einheiten bedingt. In ausgeprägter Weise ist es an den Kyanit Pseudomorphosen nach Andalusit und den zweiphasigen Granaten im Granat-Glimmerschiefer sowie den pegmatoiden Mobilisaten des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems zu erkennen. Dass es sich im Speik-Komplex nicht so ausgeprägt manifestiert, liegt vermutlich an der reichhaltigen und Aluminiumreichen Mineralogie der Glimmerschiefer und an den höheren Solidustemperaturen der Gesteine des Speik-Komplexes sowie der größeren Stabilitätsfelder dieser Mineralassoziationen.

Es kann angenommen werden, dass sowohl des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem als auch der Speik-Komplex zu dieser Zeit etwa eine Temperatur von 500 °C–550 °C hatten. Es intrudierte der Granit, der heute als Gleinalm-Augengneis-Lithodem vorliegt und für dessen Schmelze eine Temperatur von mehr als 600 °C angenommen werden kann (Granit-Minimum: Druckabhängig ca. 600 °C–800 °C (Winter, 2014)). Die Einregelung der Feldspäte kann sich bereits durch magmatische Foliation entwickelt haben. Da sich im untersuchten Teil des Amering-Komplexes keine Spuren dieses Ereignisses finden ließen kann angenommen werden, dass dieser zu dieser Zeit wahrscheinlich nicht in Kontakt mit den anderen hier behandelten Einheiten war – sei es durch eine größere geographische Distanz oder durch eine Lage in höheren tektonischen Stockwerken.

Für den Wölz-Komplex im Hangenden des Speik-Komplexes ist im untersuchten Gebiet keine permische Metamorphose bekannt und der Rappold-Komplex hatte eine höhergradige Metamorphose mit Temperaturen höher als 600 °C (Schuster et al., 2004; Knoll et al., 2018). Daher kann auch hier davon ausgegangen werden, dass diese Einheiten zu dieser Zeit noch nicht in Kontakt mit dem Speik-Komplex im untersuchten Gebiet waren.

### **Eoalpines Ereignis**

Es wird angenommen, dass es nach dem Permischen Ereignis zu einer langsamen – wahrscheinlich isobaren – Abkühlung kam und in der frühen Kreide begann eine intrakontinentale Subduktion innerhalb des Nordrandes der Adriatischen Platte (Stüwe & Schuster, 2010), auf der sich das Ostalpin befand. Dies läutete die alpidische Orogenese ein. Das Eoalpine Ereignis ist sicher das prägendste im untersuchten Gebiet.

Es wird davon ausgegangen, dass die Subduktion entlang einer Kyanit-Geotherme stattfand. Die Metamorphose reichte bis in die Epidot-Amphibolitfazies (Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies für das Silvretta-Seckau-Deckensystem (Mandl et al., 2018)) – Druck/Temperatur-Bedingungen von ca. 585 °C bei 8,3 kbar wurden hierfür abschätzt. Am ausgeprägtesten lässt sich dieses Ereignis abermals an den Granat-Glimmerschiefern des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems beobachten. Einerseits durch die Anwesenheit von Kyanit, aber auch durch das Auftreten von Staurolith und durch das Vorhandensein von zwei Granatgenerationen. Es wird in Erwägung gezogen die Ausbildung der feinkörnigen Granat-Körner in den untersuchten Proben diesem Ereignis zuzuordnen, sind diese doch idiomorph ausgebildet und zeigen kaum Lösungserscheinungen. In den Granat-Amphiboliten des Speik-Komplexes kommen auch gröberkörnige Granat-Kristalle vor. Diese werden einem früheren Ereignis zugeordnet.

Der Metamorphosehöhepunkt mit den angegebenen Bedingungen erfolgte vor 95 Ma, da die Gesteine etwa zu dieser Zeit unter ca. 500 °C abkühlten, wie die Ar/Ar-Alter der Amphibolite zeigen. Es wird davon ausgegangen, dass die Exhumation nach dem Metamorphosehöhepunkt schnell erfolgte, was auch für den Seckau-Komplex belegt ist (Pfingstl et al., 2015).

Mit den errechneten geochronologischen Daten lassen sich die lithodemischen Einheiten gut in den Ostalpinen-Deckenstapel, der sich durch das Eoalpine Ereignis bildete, einbinden. So wurden die Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystemes (Wölz- und Rappold-Komplex) vor den Einheiten des Silvretta-Seckau-Deckensystemes (Amering-Komplex, Speik-Komplex) subduziert. Im Zuge der Subduktions- und Exhumationsprozesse kam es zu einer Deckenstapelung, da später subduzierte Einheiten an bereits subduzierte Einheiten angeschweißt wurden. Nach einer gemeinsamen Exhumation sind die zuletzt subduzierten Einheiten in der tektonisch tiefsten Position des Deckenstapels zu finden. Somit wurde im untersuchten Gebiet der Rappold-Komplex (mit kleinen Einschaltungen des Wölz-Komplexes) auf den Speik-Komplex und dieser auf den Amering-Komplex geschoben.

Durch die Hebung kam es zu weiterer Abkühlung. Im untersuchten Gebiet mit gerundeten Angaben: 400 °C vor 80 Ma und 300 °C vor 77 Ma. Dabei oder bei noch weiterer Abkühlung kam es auch zu einer schwachen, non-koaxialen Deformation, erkennbar an den gebogenen Lamellen der Calcit-Kristalle der Marmore im Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem. Diese Deformation kann diesem Ereignis zugeordnet werden, denn es ist davon auszugehen, dass, falls die Deformation bei einem früheren Ereignis passiert wäre, die gebogenen Lamellen bei den durch die eoalpine Metamorphose erreichten Temperaturen ausgeheilt wären.

### 10.3. Offene Fragen

An dieser Stelle wird noch kurz auf wesentlich erscheinende Fragen, die sich im Zuge dieser Arbeit ergeben haben aber nicht zufriedenstellend beantwortet werden konnten, eingegangen. Dies sind persönliche Ansichten die nicht als Kritik an Personen oder Konzepten verstanden werden sollen.

Es bedarf einer genaueren **Definition** und Abgrenzung der hier vorkommenden **lithodemischen Einheiten**. Dies betrifft den Amering-Komplex und vor allem den Speik-Komplex, denn diese sind recht lose definiert (siehe auch Mandl et al., 2018; Pfingstl et al., 2015). Für den Amering-Komplex wäre es weiters wünschenswert befriedigend zu klären, ob es sich dabei um einen Inselbogen oder einen kontinentalen magmatischen Bogen handelte.

Für den Speik-Komplex ist zu klären, ob die Eklogite vom Hochgrössen in den Rottenmanner Tauern (Faryad et al., 2002; Faryad & Hoinkes, 2003) zum hier untersuchten Speik-Komplex gezählt werden sollen, denn sie liegen von diesem abseits und zeigen eine eklogitfazielle Metamorphose, welche hier nicht beobachtet werden konnte.

Auch sollte der genaue Zusammenhang mit den Ultramafiten von Kraubath und Traföß mit den hier vorkommenden Serpentiniten geklärt werden. Diese haben womöglich eine andere Zusammensetzung (Melcher et al., 2002; Melcher & Meisel, 2004) und somit vielleicht eine andere Genese. Hierfür bedarf es noch einer detaillierten Untersuchung der Serpentinite im hier bearbeiteten Gebiet, um diese vergleichen zu können.

Allgemein ist festzuhalten, dass mit dem Begriff "Speik-Komplex" sehr unterschiedliche Gesteinsabfolgen belegt sind.

Auch ist die Frage des genauen geotektonischen Ursprungs **Speik-Komplexes** zu klären. Wie dargelegt zeigen die untersuchten Proben wohl eine Affinität zu an Mittelozeanischen Rücken entstandener ozeanischer Kruste, sie unterscheiden sich jedoch in wesentlichen Punkten von dieser, weshalb sie als Produkte eines Subduktionssystems betrachtet werden.

Die verteilten Teile des Speik-Komplexes können als ultramafische Kummulate einer Magmakammer eines SSZ-Komplexes verstanden werden. Bei der Subduktion steigt Schmelze aus dem hydratisierten Mantelkeil auf, wird dabei wahrscheinlich chemisch durch Anteile der subduzierten Platte verändert

und migriert in die Übergangszone zwischen einem vielleicht verarmten Mantel und der Kruste. Die entstehenden Produkte sind dann Ultramafitite und Gabbros (siehe dazu auch Melcher & Meisel, 2004). Durch Wasserzufuhr könnten sich daraus Amphibolite und Serpentinite bilden. Dies kann aber auch bei schneller Dehnung eines Forearc-Bereiches bei der initialen Subduktion passieren (Shervais, 2001). Es wäre höchst wünschenswert, dass der Speik-Komplex und seine Teile weiter untersucht werden würden, um vielleicht ein genaueres Bild (der SSZ) zu erhalten. Das könnte auch einen besseren Blick auf die (alt) paläozoische Geschichte des hier untersuchten Gebiets – und vielleicht sogar des Ostalpins – ermöglichen.

Die genaue tektonische Stellung des **Gabbros** der mit dem Gleinalm-Augengneis-Lithodem verbunden ist lässt noch Fragen offen. In Anbetracht der geotektonischen Geschichte des Gebiets und der Lage im Gelände könnte man auch versuchen ihn anderen lithodemischen Einheiten zuzuordnen: (1) Amering-Komplex als Produkt des Magmatismus in einem Inselbogen – in diesem Komplex kommen auch Metagabbros vor und die Amphibolite machen teilweise einen gabbroiden Eindruck, (2) Speik-Komplex, sowohl in eine Interpretation als ozeanische Kruste aus MORB als auch als ein Produkt einer SSZ passt der Gabbro sehr gut, (3) Syngenetisch mit dem Gleinalm-Augengneis-Lithodem als mögliches Produkt der permischen Dehnung.

Bei ersten beiden Zuordnungen ergibt sich das Problem warum der Gabbro seine magmatische Textur so gut erhalten konnte. Es fällt schwer dies ob der langen polymetamorphen Geschichte dieser Einheiten mit der Robustheit des Gesteins zu erklären, wenngleich das auch nicht unmöglich ist. Für das Gleinalm-Augengneis-Lithodem ist dies durchaus vorstellbar, denn nach dem Permischen Ereignis, dem er in diesem Fall zugeordnet werden muss, erfolgte "nur" noch die eoalpine Metamorphose. Hier ist es gut vorstellbar, dass ein grobkörniges Gestein mit einer basaltischen Solidustemperatur bei einer Metamorphose mit Temperaturen bis ca. 600 °C seine Textur beibehalten kann. Deshalb wird diese Zuordnung hier auch favorisiert.

Die räumliche Nähe zu den Augengneisen kann jedoch irreführend sein, ist der Gabbro doch vom Gleinalm-Augengneis umgeben, was die Vorstellung einer Intrusion in diesen aufkommen lässt. Wenn beide Gesteine dem Permischen Ereignis zugeordnet werden, so liegt die Annahme eines genetischen Zusammenhangs nahe. Hierfür wäre es wichtig durch weitere Untersuchungen im Gelände möglicherweise einen direkten Kontakt zwischen Gabbro und Gleinalm-Augengneis-Lithodem ausfindig zu machen, was im Zuge dieser Arbeit leider nicht gelang.

Um all diese Fragen, befriedigend zu klären, ist sicherlich eine Datierung nötig.

Die Gesteine des **Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems** sind noch weiter zu untersuchen. Sowohl quantitativ als auch qualitativ. Für die Arbeit hier lag eine Probe vor und Literaturdaten gibt es dazu keine, bzw. konnten keine gefunden werden. In dem hier untersuchten Granat-Glimmerschiefer sind mindestens zwei Metamorphosen festgehalten und Metapelite sind wohl jene Gesteine an denen die meisten Geothermobarometer anwendbar sind. So könnte gerade dieses Gestein mehr Licht in die Metamorphosegeschichte des untersuchten Gebiets bringen, bzw. bestehenden Untersuchungen und Ideen bestätigen oder widerlegen.

Was aber im bearbeiteten Gebiet wohl am meisten fehlt, sind **Datierungen** – vor allem mit moderner Analytik. Denn ohne verlässliche Datierung sind viele Erklärungen indirekte Herleitungen, die an Annahmen oder Bedingungen gebunden sein müssen. Klar ist auch, dass dies in einem polymetamorphen Gebiet äußerst herausfordernd ist.

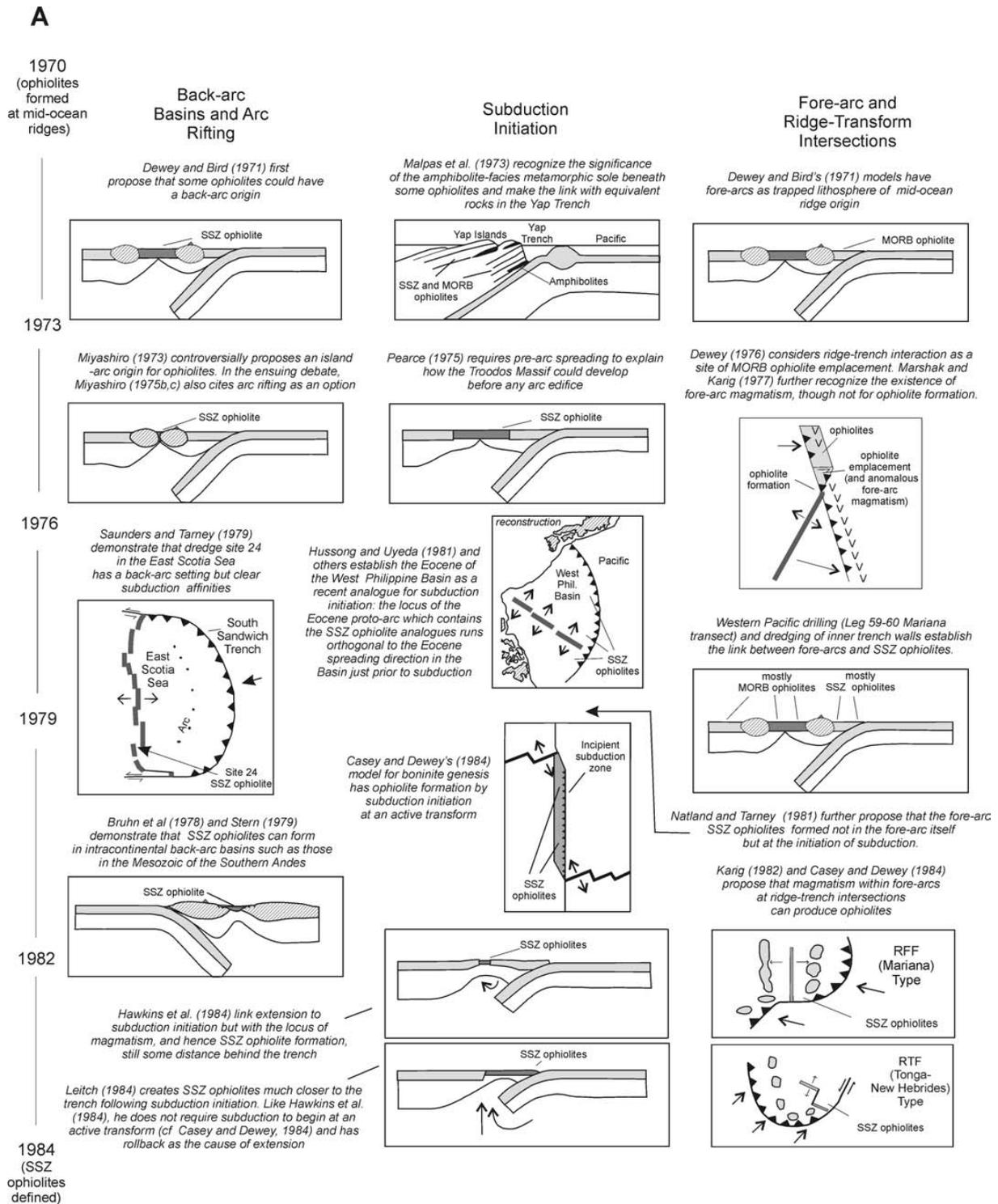


Abbildung 10.3.: (Diese und nächste Seite). Entwicklung der Vorstellungen der Ophiolithe aus Supra-Subduktionszonen (SSZ) (aus Pearce, 2003).

In Diagrammen mit einer triple junction: R: ridge, T: trench, F: fracture zone. Die Diagramme sind vereinfacht im Vergleich zu den Originalpublikationen.

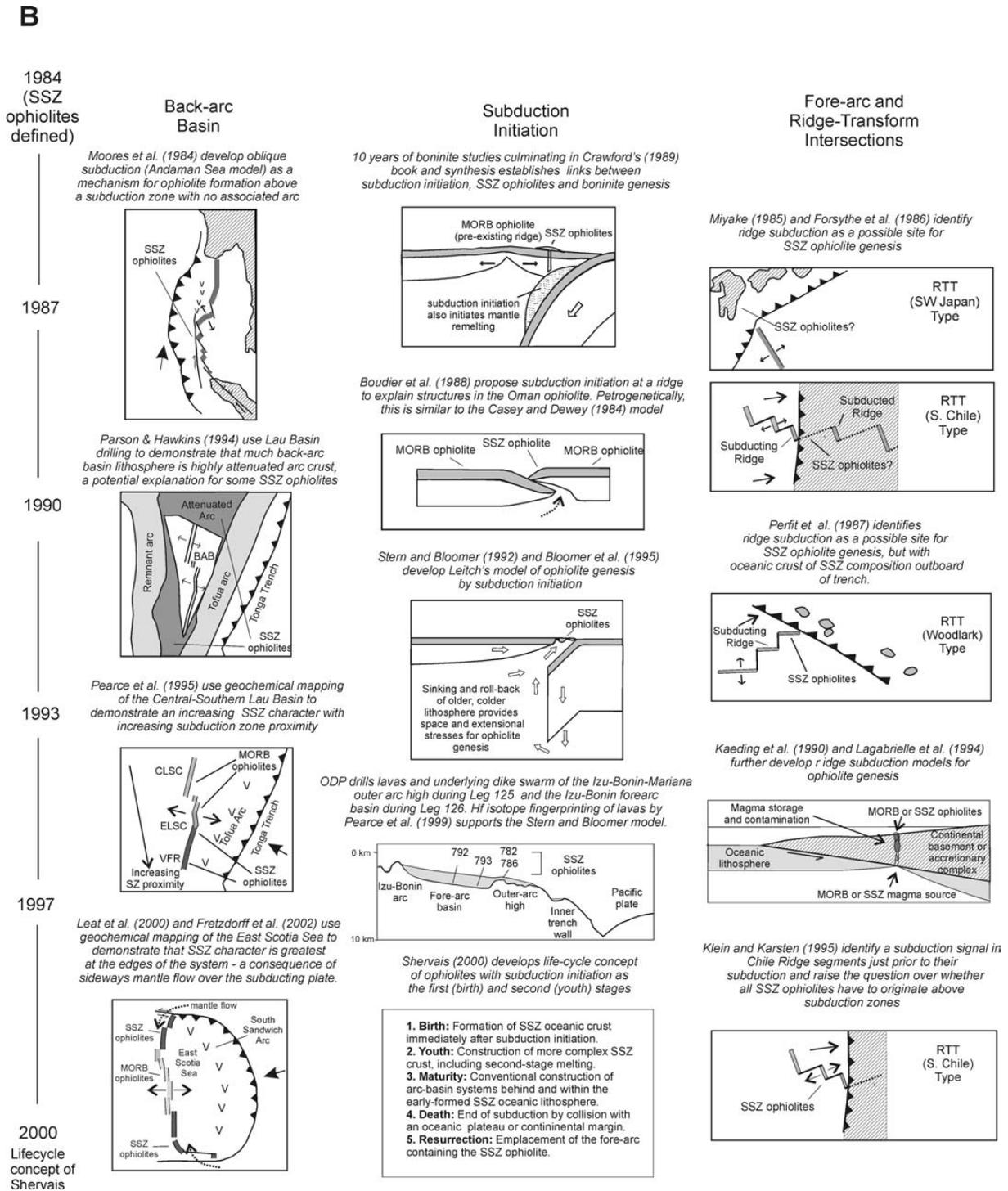


Abbildung 10.3.: Fortsetzung

# Danksagungen

An dieser Stelle möchte ich mich bei einigen Leuten, die zum Entstehen dieser Arbeit beigetragen haben aufrichtig bedanken.

Großer Dank gilt dem Betreuer dieser Arbeit *Ralf Schuster*: Für das geologisch reichhaltige Thema, für die Tage im Gelände, die vielen Diskussionen – die meist neuen Input brachten, mich aber auch immer wieder auf den Boden zurückholten –, das genaue Durchlesen dieser Arbeit, für die äußerst motivierende Atmosphäre, den persönlichen Einsatz und die Betreuung im Allgemeinen.

*Christoph Iglseder* sei für das vermitteln des Themas, die U/Pb-Daten aus dem Augengneis-Zug, so manche Tipps sowie motivierende und spitze Worte gedankt.

Bei *Wolfgang Frank* will ich mich für das Bereitstellen der Ar/Ar-Daten bedanken.

*Gerit Griesmeier* sei für das abschließende Korrekturlesen dieser Arbeit gedankt.

An der GBA möchte mich weiters bedanken bei: *Ingeborg Wimmer-Frey* für das Erstellen der Röntgen-Pulverdiffraktometrie der Serpentin-Prob; *Christian Auer* für das Erstellen der Bilder des Granat-Glimmerschiefers am Rasterelektronenmikroskop; *Ibrahim Özcan* für Hilfen bei der Probenaufbereitung für die Geochemische-Analyse; *Holger Paulick* für einen wertvollen Literatur-Tipp und das Genehmigen von manchmal recht spontanen Zeitausgleichen, die für diese Arbeit nötig waren; *Piotr Lipiarski* für wiederkehrende Hilfen – stets in letzter Minute – beim Generieren von am Mobiltelefon verwendbarer, georeferenzierter PDFs; *Irena Lipiarska* für das Erstellen von hochauflösenden Dünnschliff-Scans und *Ben Huet* für Tipps zu Titanphasen und wie man sich damit am Mikroskop "am besten die Augen verbrennt".

An der Universität Wien möchte ich mich bei *Rainer Abart* für das Abwickeln dieser an der GBA erstellten Arbeit und für ein sehr wertvolles Gespräch über den möglichen Protolith des Serpentinits bedanken.

Familie *Anne* und *Christian Koller* – den Hüttenwirten des Gleinalm-Schutzhauses – möchte ich für so manche Transporte der Geochemie-Proben innerhalb des Gebiets danken – das wäre ohne diese im wahrsten Sinne des Wortes deutlich schwieriger gewesen. Aber auch für die herzliche Aufnahme während des Kartierens.

Ebenso sei meinen Eltern *Leopoldine* und *Wolfgang Schuberth* für mehrere Taxifahrten mit Proben-transport ein großer Dank ausgesprochen.

Abschließend möchte ich meiner Frau *Eveline* einen wirklich großen, herzlichen und aufrichtigen Dank aussprechen: Dafür, dass sie mich während der Höhen und Tiefen des Studiums und dieser Arbeit begleitet und ertragen hat.





# Literaturverzeichnis

- S. Agrawal, M. Guevara, & S. P. Verma. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, 50(12): 1057–1079, 2008. doi: 10.2747/0020-6814.50.12.1057.
- C. J. Allègre. *Isotope geology*. Cambridge University Press, 2008. doi: 10.1017/cbo9780511809323.
- F. Angel. Petrographisch-geologische studien im gebiete der gleinalpe (steiermark). In *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, volume 73, pages 63–98. Geologische Bundesanstalt, Wien, 1923.
- F. Angel & F. Heritsch. Ergebnisse von geologischen und petrographischen studien im mittelsteirischen kristallin. In *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, pages 49–57. Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1921.
- M. J. Apted & J. G. Liou. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, 283(A):328–354, 1983. URL <http://earth.geology.yale.edu/~ajs/1983/11.1983.14Apted.pdf>.
- W. Bach, H. Paulick, C. J. Garrido, B. Ildefonse, W. P. Meurer, & S. E. Humphris. Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°n (ODP leg 209, site 1274). *Geophysical Research Letters*, 33(13), July 2006. doi: 10.1029/2006gl025681. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2006GL025681>.
- L. P. Becker. Blatt 162 Köflach. In *Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000*. Geologische Bundesanstalt, Wien, 1979.
- L. P. Becker. Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach. In *Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50000: Erläuterung*, 162. Geologische Bundesanstalt, Wien, Wien, 1980.
- L. P. Becker & R. Schumacher. Metamorphose und tektonik in dem gebiet zwischen stub- und gleinalpe, stmk. *Mitt. Geol. Ges. in Wien*, 65:1–32, 1972. URL [https://www.zobodat.at/pdf/MittGeolGes\\_65\\_0001-0031.pdf](https://www.zobodat.at/pdf/MittGeolGes_65_0001-0031.pdf).
- H. Bender. Clash of porphyroblasts. mathesis, Universität Wien, June 2014. URL [http://othes.univie.ac.at/33282/1/2014-06-10\\_0948985.pdf](http://othes.univie.ac.at/33282/1/2014-06-10_0948985.pdf).
- K. Bucher & R. Grapes. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Berlin Heidelberg, eighth edition, 2011. doi: 10.1007/978-3-540-74169-5. URL <https://www.springer.com/gp/book/9783540741688>.
- B. Cabanis & M. Lecolle. Le diagramme la/10-y/15-nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309(20):2023–2029, 1989. ISSN 0764-4450.
- P. A. Cawood & G. Suhr. Generation and obduction of ophiolites: Constraints from the bay of islands complex, western newfoundland. *Tectonics*, 11(4):884–897, 1992. doi: 10.1029/92tc00471. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/92TC00471>.
- F. Cermak & F. Heritsch. Geologische karte des stubalpengebirges. In *Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark*. Moser, 1923.

- B. W. Chappell & A. J. R. White. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian journal of earth sciences*, 48(4):489–499, Aug. 2001. doi: 10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x.
- D. M. Chew, J. A. Petrus, & B. S. Kamber. U–pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common pb. *Chemical Geology*, 363:185–199, Jan. 2014. doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.11.006.
- N. I. Christensen & W. D. Mooney. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7):9761–9788, June 1995. doi: 10.1029/95JB00259.
- G. B. Dalrymple, E. C. Alexander, M. A. Lanphere, & G. P. Kraker. Irradiation of samples for 40Ar/39Ar dating using the geological survey triga reactor. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1176*, 1981. doi: 10.3133/pp1176. URL <https://pubs.usgs.gov/pp/1176/report.pdf>.
- J. C. Davis. *Statistics and data analysis in geology*. Wiley New York, 3rd edition, 2002.
- C. de Capitani & K. Petrakakis. The computation of equilibrium assemblage diagrams with theriak/domino software. *American Mineralogist*, 95(7):1006–1016, 2010. doi: 10.2138/am.2010.3354. URL <http://www.geo.umass.edu/petrology/deCapitaniandPetrakakis2010.pdf>.
- H. De La Roche, J. Leterrier, P. Grandclaude, & M. Marchal. A classification of volcanic and plutonic rocks using r1r2-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, 29(1-4):183–210, 1980. doi: 10.1016/0009-2541(80)90020-0.
- A. Deschamps & T. Fujiwara. Asymmetric accretion along the slow-spreading mariana ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10), Oct. 2003. doi: 10.1029/2003gc000537. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2003GC000537>.
- Y. Dilek & H. Furnes. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, 123(3-4):387–411, 03 2011. ISSN 0016-7606. doi: 10.1130/B30446.1.
- M. H. Dodson. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3):259–274, Sept. 1973. doi: 10.1007/BF00373790. URL <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00373790>.
- F. Ebner, L. P. Becker, & R. Schuster. Blatt 163 Voitsberg. In *Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000*. Geologische Bundesanstalt, Wien, 2017.
- S. W. Faryad & G. Hoinkes. P-t gradient of eo-alpine metamorphism within the austroalpine basement units east of the tauern window (austria). *Mineralogy and Petrology*, 77(1-2):129–159, Jan. 2003. doi: 10.1007/s00710-002-0196-1.
- S. W. Faryad, F. Melcher, G. Hoinkes, J. Puhl, T. Meisel, & W. Frank. Relics of eclogite facies metamorphism in the austroalpine basement, hochgrößen (speik complex), austria. *Mineralogy and Petrology*, 74(1):49–73, Jan. 2002. doi: 10.1007/s710-002-8215-9.
- W. Frank, P. Klein, W. Nowy, & S. Scharbert. Die datierung geologischer ereignisse im altkristallin der gleinalpe (steiermark) mit der rb/sr-methode. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 23(3):191–203, 1976. doi: 10.1007/BF01134162.
- W. Frank, G. Lelkes-Felvári, & I. Dunkl. Thermal history of austroalpine basement rocks of the borehole fertőerákos 1004, western hungary. *Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research*, pages 177–195, 1996.
- W. Frisch & M. Meschede. *Plattentektonik: Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. WBG (Wiss. Buchgesell.), Darmstadt, fünfte edition, 2013. ISBN 978-3-86312-366-6.

- F. Gaidies, R. Abart, C. D. E. Capitani, R. Schuster, J. A. D. Connolly, & E. Reusser. Characterization of polymetamorphism in the austroalpine basement east of the tauern window using garnet isopleth thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(6):451–475, aug 2006. doi: 10.1111/j.1525-1314.2006.00648.x.
- F. Gaidies, C. De Capitani, R. Abart, & R. Schuster. Prograde garnet growth along complex p–t paths: results from numerical experiments on polyphase garnet from the wölz complex (austroalpine basement). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(6):673–688, 2008. doi: 10.1007/s00410-007-0264-y. URL <https://link.springer.com/article/10.1007/s00410-007-0264-y>.
- A. Gale, C. A. Dalton, C. H. Langmuir, Y. Su, & J.-G. Schilling. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3):489–518, 2013. doi: 10.1029/2012GC004334.
- D. Gasser, J. Gusterhuber, O. Krische, B. Pühr, L. Scheucher, T. Wagner, & K. Stüwe. Geology of styria: an overview. *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 139:5–36, 2009.
- R. Gill. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. John Wiley & Sons, Feb. 2010. ISBN 978-0-632-06377-2.
- M. R. Handy, S. M. Schmid, R. Bousquet, E. Kissling, & D. Bernoulli. Reconciling plate-tectonic reconstructions of alpine tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4):121–158, Oct. 2010. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.06.002.
- G. D. Harper. The josephine ophiolite, northwestern california. *Geological Society of America Bulletin*, 95(9):1009–1026, 1984. doi: 10.1130/0016-7606(1984)95<1009:TJONC>2.0.CO;2.
- N. B. W. Harris, J. A. Pearce, & A. G. Tindle. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1):67–81, 1986. doi: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04.
- A. R. Hastie, A. C. Kerr, J. A. Pearce, & S. F. Mitchell. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48(12):2341–2357, 10 2007. ISSN 0022-3530. doi: 10.1093/petrology/egm062.
- M. M. Herron. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5):820–829, Sept. 1988. doi: 10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- J. Hiess, D. J. Condon, N. McLean, & S. R. Noble. 238u/235u systematics in terrestrial uranium-bearing minerals. *Science*, 335(6076):1610–1614, Mar. 2012. doi: 10.1126/science.1215507.
- K. Hollocher, P. Robinson, E. Walsh, & D. Roberts. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the støren nappe in extensions west and southwest of trondheim, western gneiss region, norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4):357–416, Apr. 2012. doi: 10.2475/04.2012.01.
- K. W. Huntington, K. Klepeis, E. J. Cassel, C. A. Currie, R. A. DiBiase, E. Kirby, K. A. Lang, F. Pazzaglia, C. S. Riebe, & P. Zeitler. Understanding the dynamic interactions between earth-surface processes and tectonics: Opportunities for progress from outcrop to global scales. In *GSA Annual Meeting in Seattle, Washington, USA-2017*. GSA, Geological Society of America, 2017. doi: 10.1130/abs/2017AM-304720.
- T. N. J. Irvine & W. R. A. Baragar. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5):523–548, Feb. 1971. doi: 10.1139/e71-055.

- V. Janoušek, C. M. Farrow, & V. Erban. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6):1255–1259, 03 2006. ISSN 0022-3530. doi: 10.1093/petrology/eg1013.
- G. Jung. *Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe*. phdthesis, Universität Wien, June 1982.
- S. Kelley. K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1):785–818, 01 2002. ISSN 1529-6466. doi: 10.2138/rmg.2002.47.17.
- T. Knoll, R. Schuster, B. Huet, H. Mali, P. Onuk, M. Horschinegg, A. Ertl, & G. Giester. Spodumene pegmatites and related leucogranites from the AustroAlpine unit (eastern alps, central europe): Field relations, petrography, geochemistry, and geochronology. *The Canadian Mineralogist*, 56(4):489–528, Oct. 2018. doi: 10.3749/canmin.1700092.
- L. Kober. *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer, Wien, 1938.
- O. Laurent, H. Martin, J.-F. Moyen, & R. Doucelance. The diversity and evolution of late-archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 ga. *Lithos*, 205:208–235, 2014. doi: 10.1016/j.lithos.2014.06.012.
- J.-Y. Lee, K. Marti, J. P. Severinghaus, K. Kawamura, H.-S. Yoo, J. B. Lee, & J. S. Kim. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17):4507–4512, 2006. ISSN 0016-7037. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.1563. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703706018679>.
- K. R. Ludwig. ISOPLOT for MS-DOS, a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 1.00. Technical report, US Geological Survey, Sept. 1988. URL <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr88557>.
- K. R. Ludwig. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4):665–676, 1998. ISSN 0016-7037. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00059-3. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703798000593>.
- M. Mandl, W. Kurz, S. Pfingstl, R. Schuster, C. A. Hauzenberger, & H. Fritz. Geological evolution of the austroalpine seckau complex (eastern alps). *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, 20(2):4–21, Jan. 2014. ISSN 1608-8166. doi: 10.1016/j.lithos.2017.11.022. URL [https://www.zobodat.at/pdf/Ber-Inst-Erdwiss-Univ-Graz\\_20\\_2\\_0004-0021.pdf](https://www.zobodat.at/pdf/Ber-Inst-Erdwiss-Univ-Graz_20_2_0004-0021.pdf).
- M. Mandl, W. Kurz, C. Hauzenberger, H. Fritz, U. Klötzli, & R. Schuster. Pre-alpine evolution of the seckau complex (austroalpine basement/eastern alps): Constraints from in-situ LA-ICP-MS u pb zircon geochronology. *Lithos*, 296-299:412–430, Jan. 2018. doi: 10.1016/j.lithos.2017.11.022. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0024493717304073>.
- P. D. Maniar & P. M. Piccoli. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5):635–643, 1989. doi: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TD0G>2.3.CO;2.
- G. Markl. *Minerale und Gesteine*. Springer Berlin Heidelberg, 2015. ISBN 978-3-662-44627-0. doi: 10.1007/978-3-662-44628-7.
- W. McKinney et al. Data structures for statistical computing in python. In *Proceedings of the 9th Python in Science Conference*, volume 445, pages 51–56. Austin, TX, 2010. doi: 10.25080/Majora-92bf1922-012. URL <https://conference.scipy.org/proceedings/scipy2010/>.
- F. Melcher & T. Meisel. A Metamorphosed Early Cambrian Crust–Mantle Transition in the Eastern Alps, Austria. *Journal of Petrology*, 45(8):1689–1723, July 2004. ISSN 0022-3530. doi: 10.1093/petrology/egh030.

- F. Melcher, T. Meisel, J. Puhl, & F. Koller. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the eastern alps: constraints from geochemistry. *Lithos*, 65(1-2):69–112, Nov. 2002. doi: 10.1016/S0024-4937(02)00161-5. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0024493702001615>.
- C. M. Mercer & K. V. Hodges. Arar — a software tool to promote the robust comparison of k–ar and 40ar/39ar dates published using different decay, isotopic, and monitor-age parameters. *Chemical Geology*, 440:148–163, 2016. ISSN 0009-2541. doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.06.020. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254116303126>.
- M. Meschede. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the nb–zr–y diagram. *Chemical geology*, 56(3-4):207–218, 1986. doi: 10.1016/0009-2541(86)90004-5.
- E. A. K. Middlemost. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical geology*, 77(1):19–26, 1989. doi: 10.1016/0009-2541(89)90011-9.
- E. A. K. Middlemost. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4):215–224, Dec. 1994. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9.
- K. Min, R. Mundil, P. R. Renne, & K. R. Ludwig. A test for systematic errors in 40ar/39ar geochronology through comparison with u/pb analysis of a 1.1-ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1):73–98, 2000. ISSN 0016-7037. doi: 10.1016/S0016-7037(99)00204-5. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703799002045>.
- A. Miyashiro. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4):321–355, Apr. 1974. doi: 10.2475/ajs.274.4.321.
- H. Murawski & W. Meyer. *Geologisches Wörterbuch*. Springer Spektrum Heidelberg, 2010. ISBN 978-3-8274-1810-4. doi: 10.1007/978-3-662-54050-3.
- P. Möller. *Anorganische Geochemie: Eine Einführung*. Springer Berlin Heidelberg, 1986. doi: 10.1007/978-3-642-70845-9.
- R. D. Nance & U. Linnemann. The rheic ocean: Origin, evolution, and significance. *GSA Today*, 18(12):4, 2008. doi: 10.1130/gsatg24a.1.
- O. Nebel, E. E. Scherer, & K. Mezger. Evaluation of the 87rb decay constant by age comparison against the u–pb system. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1):1–8, 2011. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/j.epsl.2010.11.004. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X10006990>.
- F. Neubauer. *Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen)*, volume 42. Geologische Bundesanstalt, Wien, Wien, abhandlungen der geologischen bundesanstalt edition, 1988. ISBN 3-900312-63-X.
- F. Neubauer & W. Frisch. The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. In J. F. von Raumer & F. Neubauer, editors, *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, pages 515–536. Springer, 1993. doi: 10.1007/978-3-642-84640-3\_31.
- F. Neubauer, W. Frisch, R. Schmerold, & H. Schlöser. Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the eastern alps. *Tectonophysics*, 164(1):49–62, July 1989. doi: 10.1016/0040-1951(89)90233-3.
- G. Nwaila, H. E. Frimmel, & W. E. L. Minter. Provenance and geochemical variations in shales of the mesoarchean witwatersrand supergroup. *The Journal of Geology*, 125(4):399–422, July 2017. doi: 10.1086/692329.

- M. Okrusch & S. Matthes. *Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. Springer Spektrum, 9 edition, 2014.
- C. Pallares, X. Quidelleur, P.-Y. Gillot, J.-M. Kluska, P. Tchilinguirian, & P. Sarda. The temporal evolution of back-arc magmas from the auca mahuida shield volcano (payenia volcanic province, argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 323:19–37, 2016. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.04.043.
- C. W. Passchier & R. A. J. Trouw. *Microtectonics*. Springer-Verlag, second edition, 2005. doi: 10.1007/3-540-29359-0. URL <https://www.springer.com/gp/book/9783540640035>.
- J. A. Pearce. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C. J. Hawkesworth & M. J. Norry, editors, *Continental basalts and mantle xenoliths*, pages 230–249. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, 1983. ISBN 978-0906812341.
- J. A. Pearce. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In Y. Dilek & S. Newcomb, editors, *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*, volume 373, pages 269–294. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 2003. doi: 10.1130/0-8137-2373-6.269.
- J. A. Pearce & J. R. Cann. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2):290–300, jun 1973. doi: 10.1016/0012-821X(73)90129-5. URL [https://www.researchgate.net/profile/Julian\\_Pearce2/publication/222867882\\_Tectonic\\_Setting\\_of\\_Basic\\_Volcanic\\_Rocks\\_determined\\_using\\_Trace\\_Element\\_Analyses/links/5acf929caca2723a33461a46/Tectonic-Setting-of-Basic-Volcanic-Rocks-determined-using-Trace-Element-Analyses.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Julian_Pearce2/publication/222867882_Tectonic_Setting_of_Basic_Volcanic_Rocks_determined_using_Trace_Element_Analyses/links/5acf929caca2723a33461a46/Tectonic-Setting-of-Basic-Volcanic-Rocks-determined-using-Trace-Element-Analyses.pdf).
- J. A. Pearce & R. J. Stern. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. In *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, volume 166, pages 63–86. AGU AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, 2006. doi: 10.1029/166GM06.
- J. A. Pearce, N. B. W. Harris, & A. G. Tindle. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4):956–983, 1984. doi: 10.1093/petrology/25.4.956.
- A. Peccerillo & S. R. Taylor. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, northern turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1):63–81, 1976. doi: 10.1007/BF00384745.
- S. Pfingstl, W. Kurz, R. Schuster, & C. Hauzenberger. Geochronological constraints on the exhumation of the austroalpine seckau nappe (eastern alps). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108(1):172–185, 2015. doi: 10.17738/ajes.2015.0011.
- H. Pichler & C. Schmitt-Riegraf. *Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff*. Enke, 1993.
- QGIS Development Team. *QGIS Geographic Information System*. Open Source Geospatial Foundation, 2020. URL <http://qgis.org>.
- R Core Team. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2019. URL <https://www.R-project.org/>.
- P. W. Reiners, R. W. Carlson, P. R. Renne, K. M. Cooper, D. E. Granger, N. M. McLean, & B. Schoene. *Geochronology and Thermochronology*. John Wiley & Sons, Ltd, dec 2017. doi: 10.1002/9781118455876.
- P. R. Renne & E. B. Norman. Determination of the half-life of  $^{37}\text{Ar}$  by mass spectrometry. *Phys. Rev. C*, 63:047302, Feb. 2001. doi: 10.1103/PhysRevC.63.047302. URL <https://link.aps.org/doi/10.1103/PhysRevC.63.047302>.

- P. R. Renne, C. C. Swisher, A. L. Deino, D. B. Karner, T. L. Owens, & D. J. DePaolo. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chemical Geology*, 145(1):117–152, 1998. ISSN 0009-2541. doi: 10.1016/S0009-2541(97)00159-9. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254197001599>.
- P. R. Renne, G. Balco, K. R. Ludwig, R. Mundil, & K. Min. Response to the comment by w.h. schwarz et al. on "joint determination of  $^{40}\text{K}$  decay constants and  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  for the fish canyon sanidine standard, and improved accuracy for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology" by p.r. renne et al. (2010). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(17):5097–5100, 2011. ISSN 0016-7037. doi: 10.1016/j.gca.2011.06.021. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703711003498>.
- H. R. Rollinson. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK, 1993.
- B. P. Roser & R. J. Korsch. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio. *The Journal of Geology*, 94(5):635–650, Sept. 1986. doi: 10.1086/629071.
- B. P. Roser & R. J. Korsch. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67(1-2):119–139, jan 1988. doi: 10.1016/0009-2541(88)90010-1.
- B. P. Roser & S. Nathan. An evaluation of elemental mobility during metamorphism of a turbidite sequence (greenland group, new zealand). *Geological Magazine*, 134(2):219–234, mar 1997. doi: 10.1017/s0016756897006638.
- E. Ruellan, J. Delteil, I. Wright, & T. Matsumoto. From rifting to active spreading in the lau basin - havre trough backarc system (SW pacific): Locking/unlocking induced by seamount chain subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(5), May 2003. doi: 10.1029/2001gc000261. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2001GC000261>.
- S. Scaillet. Numerical error analysis in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chemical Geology*, 162(3):269–298, 2000. ISSN 0009-2541. doi: 10.1016/S0009-2541(99)00149-7. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254199001497>.
- A. J. Schaen, B. R. Jicha, K. V. Hodges, P. Vermeesch, M. E. Stelten, C. M. Mercer, D. Phillips, T. A. Rivera, F. Jourdan, E. L. Matchan, S. R. Hemming, L. E. Morgan, S. P. Kelley, W. S. Cassata, M. T. Heizler, P. M. Vasconcelos, J. A. Benowitz, A. A. P. Koppers, D. F. Mark, E. M. Niespolo, C. J. Sprain, W. E. Hames, K. F. Kuiper, B. D. Turrin, P. R. Renne, J. Ross, S. Nomade, H. Guillou, L. E. Webb, B. A. Cohen, A. T. Calvert, N. Joyce, M. Ganerød, J. Wijbrans, O. Ishizuka, H. He, A. Ramirez, J. A. Pfänder, M. Lopez-Martínez, H. Qiu, & B. S. Singer. Interpreting and reporting  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic data. *GSA Bulletin*, July 2020. ISSN 0016-7606. doi: 10.1130/B35560.1.
- S. M. Schmid, B. Fügenschuh, E. Kissling, & R. Schuster. Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(1):93–117, may 2004. doi: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- R. Schuster. Das eo-alpine ereignis in den ostalpen: Plattentektonische situation und interne struktur des ostalpinen kristallins. In *Arbeitstagung 2003*. Geologische Bundesanstalt, Geologische Bundesanstalt, 2003.
- R. Schuster. The austroalpine crystalline units in the eastern alps. *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, 9:30–36, Sept. 2004. ISSN 1608-8166. URL [https://www.zobodat.at/pdf/Ber-Inst-Erdwiss-Univ-Graz\\_9\\_0030-0036.pdf](https://www.zobodat.at/pdf/Ber-Inst-Erdwiss-Univ-Graz_9_0030-0036.pdf).
- R. Schuster & K. Stüwe. Die geologie der alpen im zeitraffer. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, 140:5–21, 2010.
- R. Schuster & K. Stüwe. Permian metamorphic event in the Alps. *Geology*, 36(8):603–606, Aug. 2008. ISSN 0091-7613. doi: 10.1130/G24703A.1.

- R. Schuster, S. Scharbert, R. Abart, W. Frank, et al. Permo-triassic extension and related ht/lp metamorphism in the austroalpine-southalpine realm. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 45:111–141, 2001. URL [https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mitteilungen\\_Band45\\_111\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mitteilungen_Band45_111_A.pdf).
- R. Schuster, F. Koller, V. Hoeck, G. Hoinkes, & R. Bousquet. Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the alps metamorphic evolution of the eastern alps. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 149:175–199, July 2004.
- R. Schuster, A. Daurer, H. G. Krenmayr, M. Linner, G. W. Mandl, G. Pestal, & J. M. Reitner. *Rocky Austria: Geologie von Österreich-kurz und bunt*. Verlag der Geologischen Bundesanstalt (GBA), Wien, 4., verb.auf. edition, 2015.
- M. Sdrolias & R. D. Müller. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4), Apr. 2006. ISSN 1525-2027. doi: 10.1029/2005gc001090. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2005GC001090>.
- S. J. Shand. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, New York, 1943.
- J. W. Shervais. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1), 2001. doi: 10.1029/2000GC000080. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000GC000080>.
- E. V. Sklyarov & V. S. Fedorovskii. Magma mingling: Tectonic and geodynamic implications. *Geotectonics*, 40(2):120–134, Mar. 2006. doi: 10.1134/s001685210602004x. URL <https://link.springer.com/article/10.1134/S001685210602004X>.
- T. L. Spell & I. McDougall. Characterization and calibration of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating standards. *Chemical Geology*, 198(3):189–211, 2003. ISSN 0009-2541. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00005-6. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254103000056>.
- J. S. Stacey & J. D. Kramers. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2):207–221, 1975. doi: 10.1016/0012-821x(75)90088-6.
- G. M. Stampfli, J. F. von Raumer, & G. D. Borel. Paleozoic evolution of pre-variscan terranes: From gondwana to the variscan collision. In *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Geological Society of America, 2002. doi: 10.1130/0-8137-2364-7. 263.
- G. M. Stampfli, C. Hochard, C. V  rard, C. Wilhem, & J. vonRaumer. The formation of pangea. *Tectonophysics*, 593:1–19, May 2013. doi: 10.1016/j.tecto.2013.02.037.
- R. W. Stoenner, O. A. Schaeffer, & S. Katcoff. Half-lives of argon-37, argon-39, and argon-42. *Science*, 148(3675):1325–1328, 1965. doi: 10.1126/science.148.3675.1325.
- D. Stur. *Geologische Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark*. Geogn.-mont. Verein für Steiermark, 1865.
- D. Stur. *Geologie der Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark Graz, 1865*. Geogn.-mont. Verein für Steiermark, 1871.
- K. Stüwe. *Geodynamics of the Lithosphere*. Springer-Verlag GmbH, Mar. 2007. ISBN 3540712364.
- K. St  we & R. Schuster. Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? *Geology*, 38(2): 175–178, Feb. 2010. ISSN 0091-7613. doi: 10.1130/G30528.1.
- E. Suess. *Das Antlitz der Erde*, volume 3. F. Tempsky, 1909.

- S. S. Sun & W. F. McDonough. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1):313–345, 1989. doi: 10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19.
- M. Tatsumoto, R. J. Knight, & C. J. Allegre. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180(4092):1279–1283, 1973. doi: 10.1126/science.180.4092.1279.
- T. Teich. Die genese des augengneis-zuges in der gleinalpe - stubalpe, steiermark. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Graz*, 108:55–69, 1978.
- T. Teich. Genetische Überlegungen zum metablastischen amphibolit der gleinalpe und dioritporphyrit der hochalpe in der steiermark. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Graz*, 115:37–45, 1985. URL [https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt\\_115\\_0037-0045.pdf](https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt_115_0037-0045.pdf).
- T. Teich. Chemische untersuchungen an amphiboliten der glein- und stubalpe, steiermark. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Graz*, 116:63–70, 1986a. URL [https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt\\_116\\_0063-0070.pdf](https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt_116_0063-0070.pdf).
- T. Teich. Zum chemismus eines plagioklasgneis aus dem bereich der stub-/gleinalpe in der steiermark. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Graz*, 116:57–61, 1986b. URL [https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt\\_116\\_0057-0061.pdf](https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt_116_0057-0061.pdf).
- T. Teich. Chemische untersuchungen am gebänderten plagioklasgneis und bänderamphibolit (feingebändert) der gleinalpe, steiermark. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Graz*, 117:49–55, 1987.
- M. Thöni & C. Miller. Garnet sm–nd data from the saualpe and the koralpe (eastern alps, austria): chronological and p–t constraints on the thermal and tectonic history. *Journal of Metamorphic Geology*, 14(4):453–466, jul 1996. doi: 10.1046/j.1525-1314.1996.05995.x.
- A. Tollmann. *Geologie von Österreich: Band I: Die Zentralalpen*. Deuticke, Wien, 1977. ISBN 3-7005-4429-4.
- S. P. Verma, M. Guevara, & S. Agrawal. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log–ratio transformation of major-element data. *Journal of Earth System Science*, 115(5):485–528, Oct. 2006. doi: 10.1007/BF02702907.
- P. Vermeesch. Revised error propagation of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data, including covariances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171:325–337, Dec. 2015. doi: 10.1016/j.gca.2015.09.008.
- P. Vermeesch. Isoplotr: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5):1479–1493, Sept. 2018. doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.
- R. H. Vernon & G. L. Clarke. *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, 2008. doi: 10.1029/2009eo210007.
- I. M. Villa, P. De Bièvre, N. E. Holden, & P. R. Renne. Iupac-iugs recommendation on the half life of  $^{87}\text{Rb}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 164:382–385, 2015. ISSN 0016-7037. doi: 10.1016/j.gca.2015.05.025. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703715003208>.
- J. F. von Raumer, G. M. Stampfli, & F. Bussy. Gondwana-derived microcontinents — the constituents of the variscan and alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365(1-4):7–22, Apr. 2003. ISSN 0040-1951. doi: 10.1016/s0040-1951(03)00015-5. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195103000155>. Collisional Orogenesis in the Geological Record and Modern Analogues.

- B. L. Weaver & J. Tarney. Major and trace element composition of the continental lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15:39–68, Jan. 1984. doi: 10.1016/0079-1946(84)90004-1.
- R. E. Wilcox. The idea of magma mixing: History of a struggle for acceptance. *The Journal of Geology*, 107(4):421–432, jul 1999. ISSN 00221376, 15375269. doi: 10.1086/314357. URL <http://www.jstor.org/stable/10.1086/314357>.
- B. M. Wilson. *Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach*. Springer Netherlands, Mar. 2007. ISBN 0412533103.
- W. Wimmenauer. Das prävariskische kristallin im schwarzwald. *Fortschritte der Mineralogie. Beiheft*, 62(2):69–86, 1984.
- J. A. Winchester & P. A. Floyd. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325–343, 1977. doi: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.
- J. D. Winter. *Principles Of Igneous And Metamorphic Petrology*. Pearson Education Limited, second edition, 2014.
- T. Yamazaki, N. Seama, K. Okino, K. Kitada, M. Joshima, H. Oda, & J. Naka. Spreading process of the northern mariana trough: Rifting-spreading transition at 22°n. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9):n/a–n/a, sep 2003. doi: 10.1029/2002gc000492.
- E. Zen. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, 27(5):1095–1117, oct 1986. doi: 10.1093/petrology/27.5.1095.
- Y.-F. Zheng. Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10(4):1223–1254, jul 2019. doi: 10.1016/j.gsf.2019.02.003. URL <http://www.geosciencefrontiers.com/en/article/doi/10.1016/j.gsf.2019.02.003>.

# Abbildungsverzeichnis

1.1. Geologische Überblickskarte . . . . .	3
1.2. Erste detaillierte geologische Karte der Gleinalm . . . . .	5
2.1. Geologische Karte des untersuchten Gebiets . . . . .	11
2.2. Stereoplots der Gefügedaten . . . . .	12
3.1. Augengneis des Gleinalm-Augengneis-Lithodems . . . . .	13
3.2. Gabbro . . . . .	14
3.3. Allgemeine Amphibolite des Speik-Komplexes . . . . .	15
3.4. Bänderamphibolite des Speik-Komplexes . . . . .	16
3.5. Serpentin . . . . .	16
3.6. Hornblende-Fels . . . . .	17
3.7. Gesteine des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems . . . . .	18
3.8. Ausprägungen des Neuhof-Glimmerschiefers . . . . .	18
3.9. Calcit-Marmor . . . . .	19
3.10. Gesteine des Amering-Komplexes . . . . .	20
3.11. Kataklasit . . . . .	21
3.12. Gesteine des Rappold- und Wölz-Komplexes . . . . .	22
4.1. Übersichtskarte der Dünnschliff-Probenentnahmestellen . . . . .	23
4.2. Dünnschliffaufnahmen der Augengneise . . . . .	26
4.3. Dünnschliffaufnahmen des Gabbros . . . . .	28
4.4. Dünnschliffaufnahmen der Amphibolite des Speik-Komplexes . . . . .	30
4.5. Dünnschliffaufnahmen des Serpentinits des Speik-Komplexes . . . . .	32
4.6. Dünnschliffaufnahmen von Glimmerschiefer und Paragneis des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems . . . . .	33
4.7. Dünnschliffaufnahmen des Quarzits des Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodems . . . . .	35
4.8. Dünnschliffaufnahmen der Marmore . . . . .	37
4.9. Dünnschliffaufnahmen der Amphibolite des Amering-Komplexes . . . . .	38
5.1. Granate des Glimmerschiefers, BSE und Elementverteilung . . . . .	42
6.1. Röntgen-Diffraktogramm der Serpentin-Probent . . . . .	43
6.2. Vergleich von möglichen, hypothetischen Protolithen der Serpentine . . . . .	44
7.1. Übersichtskarte der geochemisch untersuchten Proben. . . . .	45
7.2. Übersichtsplot aller Proben: SiO <sub>2</sub> -vs-K <sub>2</sub> O . . . . .	47
7.3. Gesteinsklassifikationen durch Hauptelemente . . . . .	48
7.4. Gesteinsklassifikationen durch immobile Elemente . . . . .	49
7.5. Gleinalm-Augengneise: I- und S-Typ Granite . . . . .	50
7.6. Mögliche Quellen der Magmen des Gleinalm-Augengneis-Protoliths . . . . .	51
7.7. Geotektonische Klassifikation der Gleinalm-Augengneise mit Hauptelementen . . . . .	52
7.8. Geotektonische-Klassifikation der Gleinalm-Augengneise mit Spurenelementen . . . . .	53
7.9. SiO <sub>2</sub> -vs-K <sub>2</sub> O- und AFM-Plot der Proben des Speik-Komplexes . . . . .	57
7.10. Boxplots markanter Element-Unterschiede der Amphibolite des Speik-Komplexes . . . . .	58
7.11. Spiderplot der Amphibolite des Speik-Komplexes gegen MORB, EMORB und BABB . . . . .	59
7.12. SiO <sub>2</sub> -vs-(La/Ta) der Amphibolit-Proben des Speik-Komplexes . . . . .	60
7.13. Protolith-Klassifikation des Neuhof-Glimmerschiefers . . . . .	61

7.14. Mögliche Provenance und tektonische Zuordnung des Neuhof-Glimmerschiefers . . . .	63
7.15. SiO <sub>2</sub> -vs-K <sub>2</sub> O- und AFM-Plot der Proben des Amering-Komplexes . . . . .	64
7.16. Diskriminationsdiagramme für Amphibolite des Amering-Komplexes . . . . .	65
7.17. SiO <sub>2</sub> -vs-(FeOt/MgO) der Amphibolite und Orthogneise des Amering-Komplexes . . . .	66
7.18. Diskriminationsdiagramme für Amphibolite und Gabbros durch Spurenelemente . . .	67
7.19. Universelles Y-La-Nb-Diskriminationsdiagramm . . . . .	68
7.20. Diskriminationsdiagramme für Basische Gesteine durch Hauptelementen . . . . .	69
7.21. Diskriminationsdiagramme für Basische Gesteine durch Spurenelementen . . . . .	70
8.1. Übersichtskarte der geochronologischen Probenpunkte . . . . .	74
8.2. Altersspektrum der Messung #1735 . . . . .	81
8.3. Altersspektrum der Messung #1736 . . . . .	81
8.4. Altersspektrum der Messung #1739 . . . . .	81
8.5. Altersspektrum der Messung #1740 . . . . .	81
8.6. Altersspektrum der Messung #1741 . . . . .	82
8.7. Altersspektrum der Messung #1742 . . . . .	82
8.8. Altersspektrum der Messung #1743 . . . . .	82
8.9. Altersspektrum der Messung #1762 . . . . .	82
8.10. Altersspektrum der Messung #1768 . . . . .	83
8.11. Altersspektrum der Messung #1745 . . . . .	83
8.12. Altersspektrum der Messung #1746 . . . . .	83
8.13. Altersspektrum der Messung #1749 . . . . .	83
8.14. Altersspektrum der Messung #1754 . . . . .	84
8.15. Altersspektrum der Messung #1771 . . . . .	84
8.16. Altersspektrum der Messung #1758 . . . . .	84
8.17. Altersspektrum der Messung #1759 . . . . .	84
8.18. Altersspektrum der Messung #1760 . . . . .	85
8.19. Altersspektrum der Messung #1761 . . . . .	85
8.20. Rb/Sr-Isochrone der Probe 13R05 . . . . .	86
8.21. Rb/Sr-Isochrone der Probe 14R09 . . . . .	86
8.22. Rb/Sr-Isochrone der Probe 14R10 . . . . .	87
8.23. Rb/Sr-Isochrone der Probe SP22 . . . . .	87
8.24. Plots der U-Pb-Datierung der Probe 14R09 . . . . .	89
8.25. Zusammenfassende Darstellung der Abkühlalter . . . . .	94
8.26. Kartendarstellung der errechneten Abkühlalter . . . . .	95
9.1. Mineralgleichgewichtsdiagramme, reduziert und vereinfacht . . . . .	98
9.2. Ergebnis der PT-Abschätzung der eoalpinen Metamorphose . . . . .	99
10.1. Entstehung eines Backarc-Beckens . . . . .	104
10.2. Mögliche Entstehung der Wechsellagerung des Amering-Komplexes durch <i>magma ming-</i> <i>ling</i> . . . . .	107
10.3. Entwicklung der Vorstellungen der Ophiolithe aus Supra-Subduktionszonen (SSZ) . . .	113
A.1. Überblickskarte der Aufschlüsse . . . . .	134

# Tabellenverzeichnis

2.1. Mittelwerte der Gefügedaten . . . . .	10
4.1. Liste der Dünnschliff-Probenentnahmestellen . . . . .	24
7.1. Liste der geochemisch untersuchten Proben . . . . .	46
8.1. Liste der geochronologischen Probenentnahmestellen . . . . .	73
A.1. Liste verwendeter Mineralabkürzungen . . . . .	130
A.2. Aufschlussverzeichnis . . . . .	131
A.3. Geochemische Analysedaten . . . . .	135
A.4. Ar/Ar-Messung 1735 . . . . .	136
A.5. Ar/Ar-Messung 1736 . . . . .	136
A.6. Ar/Ar-Messung 1739 . . . . .	136
A.7. Ar/Ar-Messung 1740 . . . . .	137
A.8. Ar/Ar-Messung 1741 . . . . .	137
A.9. Ar/Ar-Messung 1742 . . . . .	137
A.10.Ar/Ar-Messung 1743 . . . . .	137
A.11.Ar/Ar-Messung 1762 . . . . .	138
A.12.Ar/Ar-Messung 1768 . . . . .	138
A.13.Ar/Ar-Messung 1745 . . . . .	138
A.14.Ar/Ar-Messung 1746 . . . . .	138
A.15.Ar/Ar-Messung 1749 . . . . .	139
A.16.Ar/Ar-Messung 1754 . . . . .	139
A.17.Ar/Ar-Messung 1771 . . . . .	139
A.18.Ar/Ar-Messung 1758 . . . . .	139
A.19.Ar/Ar-Messung 1759 . . . . .	140
A.20.Ar/Ar-Messung 1760 . . . . .	140
A.21.Ar/Ar-Messung 1761 . . . . .	140
A.22.Rb/Sr-Messung 13R05 . . . . .	140
A.23.Rb/Sr-Messung 14R10 . . . . .	141
A.24.Rb/Sr-Messung 14R09 . . . . .	141
A.25.Rb/Sr-Messung SP22 . . . . .	141
A.26.U/Pb, LA-ICP-MS, 14R09 . . . . .	142

# A. Anhang

## A.1. Liste der Mineralabkürzungen

Tabelle A.1.: Liste verwendeter Mineralabkürzungen

Ab	Albit	Hbl	Hornblende
Act	Aktinolith	Hgl	Hellglimmer
Akfsp	Alkalifeldspat	Ilm	Ilmenit
All	Allanit (Orthit)	Kfsp	Kalifeldspat
Alm	Almandin	Ky	Kyanit (Disthen)
Als	Alumosilikate	Liz	Lizardit
Amp	Amphibol	Mag	Magnetit
An	Anorthit	Ms	Muscovit
And	Andalusit	Ol	Olivin
Apa	Apatit	Opx	Orthopyroxen
Atg	Antigorit	Plg	Plagioklas
Aug	Augit	Px	Pyroxen
Br	Brucit	Pyr	Pyrit
Bt	Biotit	Qtz	Quarz
Cal	Calcit	Rtl	Rutil
Chl	Chlorit	Ser	Serizit
Chr	Chrysotil	Srp	Serpentin
Cpx	Klinopyroxen	Sta	Staurolith
Ctd	Chloritoid	Tit	Titanit (Sphen)
Dol	Dolomit	Tlc	Talk
Epi	Epidot	Tr	Tremolit (Grammatit)
Fo	Forsterit	Tur	Turmalin
Fsp	Feldspat	Zir	Zirkon
Gra	Graphit	Zoi	Zoisit
Grt	Granat	cZo	Klinozoisit
Ham	Hämatit		

## A.2. Aufschlussverzeichnis

Tabelle A.2.: Aufschlussverzeichnis

Aufschluss	Lithodem. Einheit*	Lithologie	Planar	Linear	Geogr. Breite	Geogr. Länge
19/10	SK	Amphibolit	140/65	232/01	47.21958	15.11582
19/11	SK	Amphibolit			47.21875	15.11453
19/13	SK	Bänderamphibolit	139/60		47.21640	15.11646
19/14	SK	Bänderamphibolit	138/70		47.21578	15.11624
19/15	RK	Glimmerschiefer			47.21253	15.11610
19/16	RK	Quarzit			47.21053	15.11832
19/17	RK	Marmor			47.21108	15.11375
19/18	RK	Glimmerschiefer			47.21177	15.11380
19/19	SK	Amphibolit			47.21297	15.11230
19/20	GAL	Augengneis	150/54	062/21	47.21492	15.11090
19/21	SK	Bänderamphibolit			47.21154	15.10673
19/22	SK	Amphibolit			47.20996	15.09736
19/23	GAL	Augengneis			47.21285	15.06311
19/24	GAL	Augengneis			47.21337	15.05733
19/25	AK	Orthogneis	172/61	247/08	47.21984	15.05798
19/26A	AK	Orthogneis	161/76	246/11	47.21874	15.05952
19/26B	AK	Amphibolit			47.21878	15.05942
19/27	AK	Hbl-Gneis	148/80		47.21867	15.06742
19/28	SK	Amphibolit	305/55		47.21611	15.06413
19/29	SK	Amphibolit			47.21558	15.06575
19/30	NGL	Grt-Glimmerschiefer			47.21558	15.07840
19/31	SK	Amphibolit			47.21559	15.07846
19/32	GAL	Augengneis			47.21639	15.07897
19/33	NGL	Glimmerschiefer			47.21724	15.08493
19/34	NGL	Grt-Glimmerschiefer			47.21556	15.08899
19/35	NGL	Grt-Glimmerschiefer			47.21307	15.09754
19/36	SK	Serpentinit			47.21551	15.09483
19/37	SK	Grt-Amphibolit			47.21518	15.09669
19/38	GAL	Augengneis			47.22079	15.09318
19/39	NGL	Grt-Glimmerschiefer			47.21808	15.08939
19/40	SK	Amphibolit			47.21685	15.09825
19/41	SK	Serpentinit nicht anstehend			47.21788	15.10518
19/42	SK	Serpentinit			47.22018	15.10661
19/43	NGL	Glimmerschiefer	181/50		47.22586	15.12713
19/44	NGL	Quarzit	143/39	048/03	47.22202	15.12778
19/45	NGL	Grt-Glimmerschiefer	325/31	048/12	47.22120	15.12495
19/46	NGL	Grt-Glimmerschiefer	137/40	040/03	47.22223	15.12571
19/47	NGL	Glimmerschiefer			47.22366	15.12391
19/48	SK	Amphibolit	148/59	059/02	47.22163	15.11444
19/49	SK	Grt-Amphibolit	166/36	228/11	47.21666	15.10755
19/50	SK	Grt-Amphibolit	138/68		47.21508	15.10546
19/51	SK	Amphibolitführender Gneis	136/53	045/01	47.21441	15.10608
19/52	SK	Serpentinit	350/36		47.21045	15.08813
19/53	AK	Amphibolit	158/42		47.22614	15.05425
19/54	AK	Amphibolit		120/33	47.22602	15.05427
19/55	AK	MetaGabbro	168/41	072/15	47.22565	15.05418
19/56	GAL	Gabbro			47.21492	15.05731

Tabelle A.2.: Aufschlussverzeichnis (*continued*)

Aufschluss	Lithodem. Einheit*	Lithologie	Planar	Linear	Geogr. Breite	Geogr. Länge
19/57	AK	Orthogneis	148/65		47.21431	15.05842
19/58	GAL	Augengneis	168/38	105/19	47.21359	15.06057
19/59	NGL	Paragneis	330/72	240/01	47.21270	15.06572
19/60	AK	Orthogneis	333/53		47.21705	15.06004
19/61	AK	Bänderamphibolit	162/72	244/12	47.21736	15.05938
19/62	AK	Kataklasit	155/64	230/18	47.21604	15.05849
19/63	AK	Hbl-Gneis	163/54		47.21485	15.06113
19/64	GAL	Augengneis	137/62	218/20	47.21406	15.06611
19/65	NGL	Marmor	147/38	073/01	47.21392	15.07337
19/66	NGL	Paragneis	149/39	071/08	47.21424	15.07916
19/67	SK	Grt-Amphibolit	150/80	058/02	47.21449	15.08528
19/68	SK	Grt-Amphibolit		062/03	47.21444	15.08973
19/69	WK	Ky-Grt-Glimmerschiefer			47.21054	15.09439
19/70	SK	Bänderamphibolit	134/41	050/03	47.21145	15.09948
19/71	GAL	Augengneis			47.21165	15.10619
19/72	SK	Hbl-Fels			47.21472	15.08870
19/73	GAL	Augengneis	151/61		47.22482	15.10049
19/74	AK	Amphibolit	152/64		47.22368	15.08586
19/75	AK	Orthogneis			47.22013	15.07682
19/76	AK	Amphibolit			47.21888	15.07320
19/77	AK	Orthogneis	312/51		47.22118	15.07450
19/78	AK	Bänderamphibolit	168/55		47.21864	15.06757
19/79	AK	Orthogneis	158/77		47.21756	15.05597
19/80	AK	Amphibolit	146/56		47.22765	15.07655
19/81	AK	Bänderamphibolit	152/69		47.22030	15.07468
19/82	AK	Augengneis			47.21814	15.07068
19/83	NGL	Glimmerschiefer	155/66		47.21167	15.06859
19/84	AK	Orthogneis			47.21705	15.06084
19/85	AK	Bänderamphibolit	160/72		47.21560	15.05176
19/86	SK	Bänderamphibolit	134/60	050/01	47.21290	15.10661
19/87A	RK	Glimmerschiefer	168/77		47.21220	15.11551
19/87B	SK	Bänderamphibolit	138/68		47.21222	15.11548
19/87C	RK	Quarzit	139/70		47.21223	15.11545
19/88	NGL	Glimmerschiefer	150/39		47.22415	15.11556
19/89	NGL	Pegmatit			47.21288	15.06547
19/90	GAL	Augengneis	166/55		47.22967	15.12241
19/91	GAL	Augengneis	142/63		47.23162	15.11992
19/92	GAL	Augengneis	145/58		47.22720	15.10910
19/93	AK	Orthogneis	142/66		47.22710	15.09249
19/94	AK	Amphibolit	252/76		47.22788	15.08098
19/95	AK	Orthogneis			47.22896	15.08043
19/96	AK	Bänderamphibolit			47.22471	15.08222
19/97	AK	Orthogneis	157/59		47.22323	15.08022
19/98	AK	Hbl-Gneis			47.21777	15.05915
19/99	NGL	Paragneis			47.21099	15.05115
19/100	AK	Orthogneis			47.21564	15.05116
19/101	SK	Bänderamphibolit			47.21763	15.07428
20/10	GAL	Augengneis			47.22471	15.09352
20/11	NGL	Glimmerschiefer			47.21005	15.06786

Tabelle A.2.: Aufschlussverzeichnis (*continued*)

Aufschluss	Lithodem. Einheit*	Lithologie	Planar	Linear	Geogr. Breite	Geogr. Länge
20/12	SK	Serpentinit			47.21061	15.08778
20/13	AK	Orthogneis	316/80	220/09	47.21547	15.04801
20/14	AK	Amphibolit			47.21647	15.04404
20/15	NGL	Grt-Glimmerschiefer	193/76	111/52	47.22090	15.10499
20/16	NGL	Glimmerschiefer	155/43	062/06	47.22182	15.10142
20/17	NGL	Grt-Glimmerschiefer	156/67	104/03	47.21840	15.09896
20/18	GAL	Augengneis	356/71	108/34	47.22242	15.09382
20/19	NGL	Grt-Glimmerschiefer	152/69	058/09	47.21912	15.09225
20/20	NGL	Grt-Glimmerschiefer	163/62	068/06	47.21666	15.08898
20/21	WK	Ky-Grt-Glimmerschiefer			47.21009	15.04892

\* AK: Amering-Komplex; GAL: Gleinalm-Augengneis-Lithodem; NGL: Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem; RK: Rappold-Komplex; SK: Speik-Komplex; WK: Wölz-Komplex



## A.3. Daten der chemischen Analyse

Tabelle A.3.: Geochemische Analysedaten

	Amphibolit						Grt-Amphibolit		Gabbro	Hbl-Gneis			Orthogneis		Glimmerschiefer
	AK			SK			SK		GAL	AK	SK	GAL		AK	NL
	19/54	19/74	19/81	19/21	19/48	19/86	19/67	19/68	19/56	19/27	19/51	19/58	19/71	19/84	19/45
SiO <sub>2</sub>	47.74	49.41	58.54	48.32	49.34	51.16	46.27	50.4	49.28	72.5	75.45	72.24	75.26	73.13	59.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.54	14.84	16.86	14.28	15.98	17.98	14.99	13.96	15.66	13.99	12.44	13.75	13.33	13.82	22.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	9.64	12.74	7.79	13.37	10.79	9.02	12.35	11.85	8.42	1.26	3.35	2.21	2.07	1.66	7.43
MnO	0.198	0.199	0.134	0.205	0.164	0.082	0.2	0.176	0.148	0.031	0.08	0.048	0.058	0.046	0.298
MgO	6.14	5.73	3.48	6.84	7.45	5.35	7.18	6.66	9.3	0.26	0.66	0.39	0.26	0.47	1.76
CaO	9.87	8.26	6.49	11.01	9.48	8.01	14.64	10.95	11.05	1.09	2.86	0.98	0.88	1.25	0.26
Na <sub>2</sub> O	1.97	3.17	4.54	2.84	3.76	3.97	2.16	2.86	2.4	2.99	3.83	2.76	3.32	3.44	1.7
K <sub>2</sub> O	1.1	1.86	0.73	0.31	0.27	1.16	0.17	0.25	1.01	5.24	0.53	5.21	4.89	4.93	4.2
TiO <sub>2</sub>	0.602	2.219	0.709	1.526	1.794	1.061	1.072	1.01	1.004	0.199	0.211	0.27	0.215	0.242	0.877
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.25	0.11	0.14	0.2	0.16	0.08	0.08	0.19	0.08	0.03	0.15	0.1	0.09	0.09
LOI	1.6	0.77	0.58	0.72	1.41	0.9	1.4	2.33	1.33	0.58	0.6	0.71	0.45	0.55	2.34
Total	99.42	99.45	99.99	99.55	100.6	98.85	100.5	100.5	99.78	98.23	100.1	98.71	100.8	99.64	100.7
Sc	36	40	24	42	36	22	45	45	36	2	13	6	5	4	19
Be	< 1	2	1	1	1	2	< 1	1	1	5	1	4	7	4	5
V	254	334	157	368	291	182	323	298	163	8	30	17	11	19	126
Ba	330	435	186	97	25	311	75	46	238	426	249	314	209	427	763
Sr	262	116	247	208	260	213	268	111	540	129	130	76	44	177	149
Y	7	46	22	27	31	13	19	23	20	8	25	20	30	18	27
Zr	8	168	91	94	133	58	50	43	90	93	100	115	146	113	143
Cr	60	160	30	160	240	80	200	170	360	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	100
Co	27	35	19	47	41	30	49	41	36	1	4	3	< 1	3	20
Ni	< 20	20	< 20	70	80	60	90	80	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	40
Cu	< 10	10	10	180	30	< 10	90	10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	20
Zn	90	100	90	110	90	140	90	110	70	40	40	40	50	< 30	120
Ga	19	20	18	18	19	19	16	16	16	17	13	18	20	14	30
Ge	1	2	2	2	2	1	1	2	2	2	2	2	2	1	3
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	25
Rb	46	52	17	5	3	31	3	4	39	241	13	243	331	160	203
Nb	< 1	3	2	6	4	2	2	1	4	8	1	8	11	10	17
Mo	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	0.5	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	< 1	2	1	1	1	1	1	1	1	5	1	6	16	4	4
Sb	< 0.5	0.6	0.6	< 0.5	< 0.5	0.7	< 0.5	< 0.5	1.2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	2.6	1.9	1.8	< 0.5	< 0.5	3.8	< 0.5	< 0.5	11.2	14.2	< 0.5	11.3	25.5	5.6	8
La	2.1	8.4	10.5	6.4	6	10.6	3	2.9	13.4	22.1	9.1	20.6	16.2	26.9	59.4
Ce	4.4	23.3	21.8	15.7	17.3	22.7	7.9	6.6	28.6	61	20.1	47.8	49.5	59.4	118
Pr	0.58	3.53	2.82	2.29	2.71	2.82	1.17	1.01	3.64	4.67	2.43	4.45	4.28	5.77	12.8
Nd	2.9	17.5	12.1	11.6	13.9	12.1	5.8	5.5	15.6	15.6	11.5	16.7	15.5	19.8	46.8
Sm	0.9	5.7	3.4	3.6	4.2	2.9	2.3	2	3.9	3	2.9	3.6	3.9	4.5	9
Eu	0.62	1.87	0.94	1.25	1.66	1.1	0.89	0.94	1.23	0.41	0.81	0.62	0.43	0.57	1.61
Gd	1.2	7.9	3.6	4.9	5.7	2.9	3.1	3.2	4	2.1	3.9	3.3	3.8	3.5	6.5
Tb	0.2	1.4	0.6	0.8	1	0.5	0.6	0.7	0.6	0.3	0.7	0.6	0.8	0.6	1
Dy	1.4	8.6	3.8	5.1	6.2	2.8	3.8	4.3	3.9	1.5	4.3	3.4	4.7	3.3	5.3
Ho	0.3	1.7	0.8	1.1	1.3	0.5	0.8	0.9	0.8	0.3	0.9	0.7	1	0.6	1
Er	0.9	5.1	2.2	3.1	3.7	1.5	2.3	2.7	2.2	0.8	2.6	2	3.3	1.8	2.9
Tm	0.14	0.74	0.35	0.44	0.52	0.22	0.34	0.41	0.31	0.12	0.41	0.31	0.58	0.29	0.45
Yb	0.9	4.9	2.4	2.8	3.4	1.4	2.3	2.8	1.9	0.8	2.6	2	4.1	1.8	2.9
Lu	0.14	0.74	0.37	0.4	0.49	0.21	0.35	0.41	0.29	0.14	0.39	0.32	0.58	0.28	0.42
Hf	0.3	4.4	2.6	2.5	3.7	1.6	1.4	1.3	2.3	2.5	2.7	2.8	3.7	3.4	3.9
Ta	< 0.1	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3	1.3	0.2	1.4	2.5	1.8	1.5
W	< 1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	2	5	< 1	2
Tl	0.2	0.4	0.1	< 0.1	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	0.2	1.2	< 0.1	1	1.4	0.7	0.8
Pb	< 5	< 5	8	6	< 5	11	< 5	5	< 5	38	< 5	30	29	45	31
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.5	< 0.4	0.6	6.7	< 0.4	0.7
Th	0.2	0.9	2	0.5	0.2	1.3	0.2	0.7	2	22	2.1	11.9	15.3	22.2	17.5
U	0.1	0.6	1.4	0.3	0.2	0.5	0.2	0.3	0.5	3.6	1.5	3.8	5.8	6.1	3.4

Hauptelemente als Oxide in [Gew.%], restliche Elemente in [ppm]

AK: Amering-Komplex; GAL: Gleinalm-Augengneis-Lithodem; NL: Neuhof-Glimmerschiefer-Lithodem; SK: Speik-Komplex

## A.4. Daten der Datierung

### A.4.1. Ar/Ar-Daten

Tabelle A.4.: Ar/Ar-Messung 1735

WAP 743		1735													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 255 Tage		J= 0.003363 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 78 $\pm$ 1.09 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	% $^{40}\text{Ar}^*$	%Ca36	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0844	5.83	0.0062	7.65	3.4817	0.94	50.1718	0.29	3.48	49.8	0.38	7.18	6.0	43.1	2.6
2	0.1388	10.00	0.0125	17.56	6.2839	0.75	87.1398	0.17	6.28	52.5	0.48	7.28	9.1	43.7	3.9
3	0.1444	12.28	0.0187	16.82	9.9624	0.80	136.0547	0.36	9.96	68.3	0.69	9.33	5.8	55.9	3.2
4	0.1459	5.76	0.0217	20.39	11.1253	0.87	151.5368	0.52	11.12	71.3	0.78	9.71	2.6	58.1	1.5
5	0.1713	5.68	0.0195	11.02	15.3952	0.33	215.8003	0.34	15.39	76.3	0.60	10.69	1.9	63.9	1.2
6	0.1078	11.71	0.0106	23.20	28.4396	0.38	399.1052	0.16	28.44	91.8	0.52	12.88	1.1	76.7	0.9
7	0.1267	4.69	0.0124	4.97	31.7466	0.29	443.0183	0.11	31.75	91.3	0.51	12.74	0.5	75.9	0.5
8	0.1067	10.31	0.0049	27.55	49.5819	0.10	700.8375	0.08	49.58	95.3	0.24	13.47	0.5	80.1	0.5
9	0.0609	18.56	0.0013	191.62	13.5069	0.23	186.0514	0.15	13.51	90.1	0.11	12.41	2.0	73.9	1.5

Tabelle A.5.: Ar/Ar-Messung 1736

WAP 744		1736													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 254 Tage		J= 0.003363 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 82 $\pm$ 0.8 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	% $^{40}\text{Ar}^*$	%Ca36	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0305	4.90	0.0025	37.24	1.8429	3.28	27.0356	0.18	1.84	66.3	0.42	9.72	4.1	58.2	2.4
2	0.0546	3.85	0.0001	949.41	5.0483	0.77	75.9439	0.20	5.05	78.4	0.01	11.79	1.3	70.3	1.0
3	0.0688	4.94	0.0018	26.66	8.6325	0.42	129.5750	0.10	8.63	84.0	0.14	12.61	1.0	75.1	0.8
4	0.0643	3.91	0.0021	32.43	9.9201	0.38	146.8889	0.09	9.92	86.8	0.17	12.85	0.7	76.5	0.6
5	0.0673	2.96	0.0017	36.39	15.6505	0.23	235.9088	0.02	15.65	91.3	0.13	13.77	0.4	81.8	0.5
6	0.0605	3.77	0.0025	17.86	26.9769	0.14	384.3188	0.04	26.98	95.1	0.22	13.55	0.2	80.6	0.4
7	0.0461	7.04	0.0009	80.86	24.0813	0.16	338.7103	0.04	24.08	95.8	0.10	13.47	0.3	80.1	0.5
8	0.0668	3.09	0.0025	22.55	34.5919	0.14	505.5090	0.10	34.59	95.9	0.20	14.01	0.2	83.3	0.4
9	0.0469	3.34	0.0038	13.36	32.7064	0.09	482.7061	0.07	32.71	96.9	0.42	14.31	0.2	85.0	0.4

Tabelle A.6.: Ar/Ar-Messung 1739

WAP 745		1739													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 260 Tage		J= 0.003363 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 81 $\pm$ 0.32 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	% $\sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	% $^{40}\text{Ar}^*$	%Ca36	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0595	9.42	0.0041	20.36	3.1171	1.46	46.8706	0.16	3.12	62.1	0.40	9.34	5.9	55.9	3.3
2	0.0742	8.12	0.0042	14.98	5.7956	0.54	85.1528	0.18	5.80	73.9	0.33	10.86	2.9	64.8	1.9
3	0.0900	10.00	0.0045	28.51	6.8587	0.43	100.6465	0.18	6.86	73.2	0.29	10.74	3.7	64.2	2.3
4	0.0862	6.93	0.0048	19.95	10.8844	0.36	161.9178	0.04	10.88	84.0	0.33	12.49	1.4	74.4	1.1
5	0.0756	8.88	0.0017	63.05	24.2756	0.15	350.0899	0.06	24.28	93.4	0.13	13.47	0.6	80.1	0.6
6	0.0692	6.85	0.0029	14.94	32.0252	0.22	460.5519	0.04	32.02	95.3	0.24	13.71	0.4	81.5	0.5
7	0.0626	5.59	0.0006	66.28	28.4601	0.14	404.9189	0.06	28.46	95.2	0.06	13.55	0.3	80.5	0.4
8	0.0529	10.01	0.0034	26.30	7.6580	0.52	108.7402	0.22	7.66	85.3	0.37	12.12	1.8	72.2	1.3

Tabelle A.7.: Ar/Ar-Messung 1740

WAP 745		1740													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Bt												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 261 Tage		J= 0.003363 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 79 $\pm$ 1.62 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0510	3.76	0.0042	13.69	5.3826	0.40	77.1702	0.06	5.38	80.2	0.49	11.50	1.0	68.6	0.7
2	0.0484	12.55	0.0026	50.14	14.9535	0.36	211.1277	0.06	14.95	93.0	0.32	13.13	1.0	78.1	0.8
3	0.0575	12.06	0.0042	14.49	13.1490	0.21	185.3267	0.12	13.15	90.6	0.43	12.77	1.3	76.0	1.0
4	0.0653	8.48	0.0047	18.38	6.4839	0.66	91.4765	0.25	6.48	78.6	0.43	11.09	2.4	66.2	1.6
5	0.0560	4.90	0.0023	26.74	5.0235	0.78	72.1128	0.26	5.02	76.7	0.25	11.01	1.7	65.8	1.1
6	0.0911	5.74	0.0087	14.56	5.5059	0.60	76.8656	0.25	5.51	64.6	0.57	9.02	3.2	54.1	1.7
7	0.0734	10.63	0.0060	31.96	15.3997	0.22	220.2093	0.02	15.40	89.9	0.48	12.86	1.2	76.5	1.0
8	0.0622	9.56	0.0054	31.54	39.6932	0.12	561.3008	0.05	39.69	96.5	0.51	13.65	0.4	81.2	0.5
9	0.1019	8.06	0.0127	17.37	7.1496	0.48	99.8849	0.17	7.15	69.6	0.74	9.72	3.6	58.2	2.1

Tabelle A.8.: Ar/Ar-Messung 1741

WAP 746		1741													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 262 Tage		J= 0.003363 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 83 $\pm$ 0.76 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0376	9.12	0.0032	29.52	1.1094	2.56	17.7839	0.29	1.11	37.1	0.51	5.95	15.7	35.8	5.6
2	0.1046	6.57	0.0097	16.32	4.2792	0.93	65.6261	0.12	4.28	52.5	0.56	8.05	6.0	48.3	2.9
3	0.1477	4.16	0.0230	4.12	8.5454	0.23	128.9889	0.26	8.54	66.0	0.94	9.96	2.2	59.6	1.3
4	0.1301	10.59	0.0187	30.38	10.6878	0.79	161.7932	0.21	10.69	76.0	0.87	11.51	3.4	68.7	2.3
5	0.1779	2.22	0.0207	7.69	16.6901	0.37	254.5524	0.15	16.69	79.1	0.71	12.07	0.7	71.9	0.6
6	0.1598	3.69	0.0131	18.91	34.4572	0.15	525.0369	0.05	34.46	90.8	0.50	13.83	0.4	82.2	0.5
7	0.1666	3.81	0.0123	21.34	60.3153	0.05	911.7197	0.03	60.31	94.4	0.45	14.27	0.2	84.8	0.4
8	0.1188	6.05	0.0082	24.14	31.8742	0.12	474.8507	0.04	31.87	92.4	0.42	13.76	0.5	81.8	0.6
9	0.0774	4.81	0.0048	9.50	6.1205	0.79	90.3633	0.12	6.12	74.4	0.37	10.98	1.8	65.6	1.2

Tabelle A.9.: Ar/Ar-Messung 1742

WAP 747		1742													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 262 Tage		J= 0.003363 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 80 $\pm$ 0.28 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0724	8.22	0.0065	23.86	3.0073	0.91	44.0865	0.31	3.01	51.0	0.54	7.48	8.0	44.9	3.5
2	0.0611	6.42	0.0057	23.44	5.5942	0.56	82.2593	0.07	5.59	77.8	0.57	11.44	1.9	68.2	1.3
3	0.0848	11.78	0.0077	17.98	7.0482	0.42	100.2130	0.03	7.05	74.7	0.55	10.62	4.0	63.5	2.5
4	0.0697	3.40	0.0034	27.96	10.7625	0.38	154.6176	0.10	10.76	86.4	0.30	12.41	0.7	74.0	0.6
5	0.0928	6.84	0.0082	16.66	22.8355	0.15	324.7606	0.03	22.83	91.3	0.53	12.99	0.7	77.3	0.6
6	0.0824	2.99	0.0062	8.02	44.0557	0.06	616.8917	0.03	44.06	95.9	0.46	13.42	0.1	79.8	0.4
7	0.0783	4.18	0.0029	27.77	40.5618	0.17	565.6530	0.11	40.56	95.7	0.22	13.34	0.3	79.4	0.4
8	0.0595	7.54	0.0044	21.16	7.8244	0.57	110.3975	0.06	7.82	83.8	0.45	11.82	1.6	70.5	1.1

Tabelle A.10.: Ar/Ar-Messung 1743

WAP 748		1743													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 266 Tage		J= 0.003363 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 79 $\pm$ 0.92 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.1405	2.81	0.0609	5.20	3.9855	1.12	52.5230	0.54	3.98	22.2	2.85	2.93	10.5	17.7	1.9
2	0.1513	2.07	0.0628	7.14	6.7863	0.56	94.1263	0.30	6.78	53.1	2.72	7.37	2.0	44.3	0.9
3	0.1542	2.38	0.0611	4.92	7.9768	0.35	110.5874	0.22	7.97	59.3	2.60	8.22	1.8	49.3	0.9
4	0.1353	3.26	0.0265	9.33	11.1497	0.37	160.8550	0.09	11.15	75.0	1.28	10.83	1.2	64.7	0.8
5	0.1441	2.27	0.0404	8.14	26.7232	0.07	386.7581	0.07	26.72	88.9	1.84	12.87	0.3	76.6	0.4
6	0.1329	1.59	0.0373	9.67	48.8221	0.09	701.0760	0.03	48.82	94.3	1.84	13.54	0.1	80.5	0.4
7	0.1156	3.17	0.0299	9.46	36.4611	0.13	518.3452	0.08	36.46	93.3	1.70	13.26	0.3	78.9	0.4
8	0.1218	3.50	0.0339	15.53	8.5300	0.59	115.8076	0.24	8.53	69.0	1.83	9.37	1.7	56.1	1.0

Tabelle A.11.: Ar/Ar-Messung 1762

WAP 748		1762													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta(\text{Bestrahlung, Messung})= 277 \text{ Tage}$		$J= 0.003363 \pm 0.4\%$	
Plateau-Alter: $84 \pm 0.25 \text{ Ma}$															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0307	1.02	1e-04	58.57	6.0606	0.45	94.2537	0.06	6.06	90.1	0.04	14.02	0.5	83.3	0.5
2	0.0178	1.40	1e-04	755.62	5.5152	0.39	82.4365	0.07	5.52	93.4	0.06	13.96	0.4	83.0	0.5
3	0.0158	5.29	2e-04	82.42	7.3586	0.25	107.3567	0.01	7.36	95.4	0.09	13.92	0.4	82.7	0.5
4	0.0535	1.36	2e-04	693.62	9.3949	0.47	146.9177	0.02	9.39	89.0	0.03	13.91	0.5	82.7	0.6
5	0.0266	4.03	2e-04	56.46	21.7731	0.12	319.0874	0.04	21.77	97.3	0.08	14.27	0.2	84.7	0.4
6	0.0174	2.93	3e-04	10.16	21.6347	0.12	312.6226	0.02	21.63	98.2	0.14	14.19	0.1	84.3	0.4
7	0.0305	2.08	3e-04	444.35	34.5896	0.15	499.4480	0.04	34.59	98.0	0.09	14.15	0.2	84.1	0.4
8	0.0170	1.87	2e-04	166.06	17.5397	0.16	252.1192	0.04	17.54	97.8	0.10	14.06	0.2	83.5	0.4
9	0.0092	4.43	0e+00	73.71	5.3400	0.79	79.1703	0.14	5.34	96.4	0.04	14.29	0.8	84.8	0.8

Tabelle A.12.: Ar/Ar-Messung 1768

WAP 747		1768													
Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Ms												$\Delta(\text{Bestrahlung, Messung})= 280 \text{ Tage}$		$J= 0.003363 \pm 0.4\%$	
Plateau-Alter: $82 \pm 0.19 \text{ Ma}$															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0457	3.44	1e-04	13.95	5.5245	0.93	83.0718	0.05	5.52	83.4	0.03	12.54	1.2	74.7	0.9
2	0.0221	7.44	1e-04	13.51	4.1271	0.95	59.6957	0.11	4.13	88.8	0.05	12.84	1.3	76.5	1.1
3	0.0234	4.64	2e-04	26.98	6.7753	0.71	97.1784	0.09	6.78	92.6	0.06	13.29	0.8	79.0	0.7
4	0.0229	6.80	2e-04	21.91	7.1605	0.57	100.6660	0.07	7.16	93.0	0.06	13.08	0.8	77.8	0.7
5	0.0385	2.29	2e-04	37.44	13.3612	0.25	190.9600	0.05	13.36	93.8	0.05	13.41	0.3	79.7	0.4
6	0.0437	2.79	4e-04	67.42	32.8631	0.16	464.0532	0.02	32.86	97.0	0.07	13.70	0.2	81.4	0.4
7	0.0290	5.32	4e-04	14113.64	30.3083	0.24	426.2845	0.03	30.31	97.8	0.10	13.75	0.4	81.8	0.5
8	0.0354	2.08	4e-04	194.47	30.9398	0.13	436.1192	0.03	30.94	97.4	0.09	13.73	0.1	81.6	0.4
9	0.0197	6.62	2e-04	101.79	20.4255	0.22	286.0000	0.04	20.43	97.8	0.11	13.69	0.3	81.4	0.4
10	0.0445	2.05	2e-04	41.26	14.4286	0.28	211.8699	0.03	14.43	93.6	0.03	13.74	0.3	81.7	0.4

Tabelle A.13.: Ar/Ar-Messung 1745

WAP 987		1745													
"Saaulpe-Koralpe-Komplex", Pegmatigneis: Ms												$\Delta(\text{Bestrahlung, Messung})= 268 \text{ Tage}$		$J= 0.003434 \pm 0.4\%$	
Plateau-Alter: $84 \pm 0.21 \text{ Ma}$															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.1954	0.89	0.0003	69.53	9.5661	0.47	191.1601	0.12	9.57	69.4	0.01	13.86	0.6	84.1	0.7
2	0.0950	0.92	0.0004	80.67	8.4011	0.62	143.9358	0.04	8.40	80.1	0.03	13.73	0.7	83.3	0.7
3	0.0653	1.08	0.0008	59.43	10.5899	0.24	163.8741	0.04	10.59	88.0	0.08	13.61	0.3	82.6	0.4
4	0.0803	1.02	0.0007	60.77	20.5175	0.17	309.0531	0.03	20.52	92.1	0.06	13.87	0.2	84.1	0.4
5	0.0335	1.89	0.0011	34.00	32.0429	0.18	455.8962	0.01	32.04	97.6	0.22	13.89	0.2	84.3	0.4
6	0.0196	4.04	0.0007	60.22	14.4302	0.33	204.0183	0.05	14.43	97.0	0.23	13.71	0.4	83.2	0.5
7	0.0260	2.09	0.0006	65.83	15.7150	0.24	224.0294	0.04	15.71	96.4	0.17	13.74	0.3	83.3	0.4
8	0.0412	2.33	0.0010	25.00	20.4945	0.17	296.7467	0.01	20.49	95.7	0.17	13.85	0.2	84.0	0.4
9	0.0553	1.11	0.0013	31.00	29.2305	0.16	424.0856	0.03	29.23	95.9	0.16	13.92	0.2	84.4	0.4

Tabelle A.14.: Ar/Ar-Messung 1746

WAP 987		1746													
"Saaulpe-Koralpe-Komplex", Pegmatigneis: Ms												$\Delta(\text{Bestrahlung, Messung})= 268 \text{ Tage}$		$J= 0.003434 \pm 0.4\%$	
Plateau-Alter: $83 \pm 0.36 \text{ Ma}$															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0269	2.79	5e-04	54.62	4.9231	0.46	74.8187	0.08	4.92	89.1	0.12	13.54	0.6	82.2	0.6
2	0.0273	4.45	1e-04	230.47	7.1877	0.38	105.8088	0.07	7.19	92.1	0.04	13.56	0.5	82.3	0.6
3	0.0261	3.66	3e-04	60.30	8.0457	0.55	116.2283	0.06	8.05	93.1	0.08	13.45	0.6	81.7	0.6
4	0.0306	1.46	4e-04	103.62	12.9240	0.34	186.7471	0.04	12.92	94.9	0.09	13.72	0.4	83.2	0.5
5	0.0311	1.79	6e-04	481.07	20.6157	0.33	295.5572	0.04	20.62	96.7	0.13	13.86	0.3	84.1	0.5
6	0.0193	4.14	5e-04	48.64	15.3683	0.18	218.1655	0.02	15.37	97.2	0.18	13.80	0.2	83.7	0.4
7	0.0295	4.02	7e-04	387.33	24.3312	0.18	345.5600	0.03	24.33	97.3	0.16	13.82	0.2	83.8	0.4
8	0.0418	2.00	8e-04	25.74	27.9972	0.11	401.8252	0.02	28.00	96.7	0.14	13.88	0.1	84.2	0.4
9	0.0147	6.49	4e-04	46.10	7.6672	0.60	106.6139	0.05	7.67	95.7	0.19	13.31	0.7	80.8	0.6

Tabelle A.15.: Ar/Ar-Messung 1749

WAP 992		1749													
"Sausalpe-Koralpe-Komplex", Pegmatit: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 270 Tage		J= 0.003434 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 85 $\pm$ 0.32 Ma															
#	<sup>36</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{36}$	<sup>37</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{37}$	<sup>39</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{39}$	<sup>40</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{40}$	<sup>39</sup> Ar <sub>K</sub> [mV]	% <sup>40</sup> Ar*	%Ca36	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0700	1.91	1e-04	5.87	9.6700	0.26	155.4126	0.08	9.67	86.4	0.01	13.89	0.4	84.2	0.5
2	0.0402	2.86	1e-04	8.59	6.0106	0.36	94.7401	0.14	6.01	87.2	0.01	13.74	0.6	83.4	0.6
3	0.0404	2.65	1e-04	7.62	8.2766	0.46	127.7809	0.11	8.28	90.4	0.02	13.96	0.5	84.6	0.6
4	0.0441	4.28	2e-04	47.94	11.4879	0.40	176.2130	0.05	11.49	92.4	0.03	14.17	0.5	85.9	0.6
5	0.0287	3.84	2e-04	134.20	18.1722	0.18	268.6320	0.04	18.17	96.6	0.05	14.29	0.2	86.6	0.4
6	0.0252	6.45	2e-04	48.22	21.0387	0.33	304.5106	0.08	21.04	97.4	0.07	14.09	0.4	85.4	0.5
7	0.0215	9.78	2e-04	52.59	13.2141	0.23	193.4126	0.04	13.21	96.5	0.07	14.13	0.4	85.7	0.5
8	0.0219	12.01	1e-04	70.91	9.7776	0.39	142.6549	0.05	9.78	95.3	0.05	13.90	0.7	84.3	0.7
9	0.0175	16.26	2e-04	28.49	17.4500	0.23	250.0000	0.11	17.45	97.7	0.08	14.00	0.4	84.9	0.5

Tabelle A.16.: Ar/Ar-Messung 1754

WAP 993		1754													
"Sausalpe-Koralpe-Komplex", "Pegmatoiden Gneissserie", f.g.: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 272 Tage		J= 0.003442 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 83 $\pm$ 0.15 Ma															
#	<sup>36</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{36}$	<sup>37</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{37}$	<sup>39</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{39}$	<sup>40</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{40}$	<sup>39</sup> Ar <sub>K</sub> [mV]	% <sup>40</sup> Ar*	%Ca36	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.1107	1.82	2e-04	3462.68	8.7500	0.34	153.6000	0.11	8.75	78.3	0.01	13.75	0.6	83.6	0.6
2	0.0490	1.40	2e-04	15803.37	8.9906	0.25	136.9481	0.06	8.99	89.2	0.03	13.58	0.6	82.6	0.6
3	0.0585	0.89	3e-04	21.19	10.9596	0.31	166.3227	0.04	10.96	89.3	0.04	13.56	0.3	82.5	0.5
4	0.0989	0.58	6e-04	47.75	32.0931	0.14	468.9111	0.02	32.09	93.5	0.04	13.67	0.2	83.1	0.4
5	0.0353	2.91	4e-04	188.49	24.3318	0.17	344.1948	0.05	24.33	96.8	0.08	13.69	0.2	83.2	0.4
6	0.0209	2.67	1e-04	43.86	11.6657	0.17	165.3333	0.08	11.67	96.0	0.05	13.61	0.2	82.8	0.4
7	0.0354	2.22	2e-04	96.51	14.6054	0.33	209.6546	0.07	14.61	94.8	0.04	13.61	0.4	82.8	0.5
8	0.0643	1.58	3e-04	252.67	21.0239	0.09	306.3887	0.03	21.02	93.6	0.03	13.63	0.1	82.9	0.4
9	0.0810	1.39	6e-04	44.85	37.2028	0.07	534.3560	0.01	37.20	95.3	0.06	13.69	0.1	83.2	0.4

Tabelle A.17.: Ar/Ar-Messung 1771

WAP 992		1771													
"Sausalpe-Koralpe-Komplex", Pegmatit: Ms												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 281 Tage		J= 0.003434 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 86 $\pm$ 0.25 Ma															
#	<sup>36</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{36}$	<sup>37</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{37}$	<sup>39</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{39}$	<sup>40</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{40}$	<sup>39</sup> Ar <sub>K</sub> [mV]	% <sup>40</sup> Ar*	%Ca36	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.0683	1.91	1e-04	14.92	10.6834	0.31	179.2483	0.21	10.68	88.5	0.01	14.84	0.5	89.9	0.6
2	0.0192	6.34	1e-04	40.56	6.1922	0.49	97.6614	0.24	6.19	94.0	0.04	14.82	0.7	89.7	0.7
3	0.0563	1.65	1e-04	59.48	10.1686	0.28	162.7216	0.20	10.17	89.5	0.02	14.33	0.4	86.8	0.5
4	0.0353	2.57	1e-04	32.66	7.9874	0.22	122.8874	0.07	7.99	91.3	0.03	14.04	0.3	85.1	0.5
5	0.0408	1.66	2e-04	30.48	15.6072	0.29	235.1422	0.04	15.61	94.7	0.04	14.26	0.3	86.5	0.5
6	0.0323	2.81	4e-04	51.34	33.9946	0.13	495.6954	0.02	33.99	97.9	0.11	14.27	0.1	86.5	0.4
7	0.0186	4.44	2e-04	68.33	11.8550	0.21	171.6584	0.05	11.85	96.6	0.10	13.99	0.3	84.8	0.4
8	0.0177	6.47	2e-04	36.55	9.9447	0.35	146.0000	0.04	9.94	96.2	0.08	14.12	0.4	85.6	0.5
9	0.0260	4.00	1e-04	4.00	7.8000	0.09	119.0000	0.02	7.80	93.3	0.04	14.24	0.3	86.3	0.5
10	0.0850	1.01	4e-04	105.60	43.0720	0.06	642.2090	0.02	43.07	95.9	0.04	14.30	0.1	86.7	0.4

Tabelle A.18.: Ar/Ar-Messung 1758

WAP 4267		1758													
Speik-Komplex, Amphibolit: Hbl												$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 33 Tage		J= 0.005307 $\pm$ 0.4%	
Plateau-Alter: 104 $\pm$ 0.6 Ma															
#	<sup>36</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{36}$	<sup>37</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{37}$	<sup>39</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{39}$	<sup>40</sup> Ar [mV]	% $\sigma_{40}$	<sup>39</sup> Ar <sub>K</sub> [mV]	% <sup>40</sup> Ar*	%Ca36	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.1293	0.58	4.0367	0.49	2.1716	0.92	61.0980	0.07	2.17	38.0	2.02	10.71	1.4	100.0	1.4
2	0.0368	3.11	13.2456	0.64	2.6761	1.79	47.8362	0.52	2.67	82.3	23.28	14.76	2.1	136.3	2.8
3	0.0970	1.89	43.4485	0.15	5.2918	0.87	88.0708	0.25	5.26	76.5	28.95	12.81	1.2	118.9	1.5
4	0.8338	0.34	865.0000	0.20	117.2484	0.07	1375.7761	0.05	116.60	93.8	67.06	11.07	0.1	103.2	0.5
5	0.1100	0.38	83.5500	0.28	13.6677	0.42	169.2728	0.18	13.61	89.9	49.10	11.19	0.5	104.3	0.7
6	0.2072	0.35	145.5000	0.20	23.0295	0.18	294.6553	0.18	22.92	88.3	45.39	11.36	0.3	105.8	0.6
7	0.1540	0.66	8.0000	0.31	1.3300	0.30	59.4451	0.10	1.32	25.2	3.36	11.31	2.1	105.4	2.2

Tabelle A.19.: Ar/Ar-Messung 1759

GA 5		1759													
Speik-Komplex, Amphibolit: Hbl		$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 33 Tage									J= 0.005307 $\pm$ 0.4%				
Plateau-Alter: 99 $\pm$ 0.37 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.2085	0.36	82.95	0.08	23.0950	0.16	252.7254	0.04	23.03	81.5	25.72	8.94	0.2	83.8	0.4
2	0.0869	1.30	50.37	0.13	9.1407	0.54	114.9490	0.08	9.10	85.7	37.46	10.82	0.6	101.0	0.8
3	0.0978	1.09	80.14	0.16	15.3801	0.27	176.3575	0.11	15.32	92.0	52.97	10.59	0.4	98.9	0.6
4	0.2059	0.61	218.01	0.13	41.1391	0.14	453.1600	0.07	40.98	95.5	68.43	10.56	0.2	98.6	0.5
5	0.1886	0.63	237.36	0.10	45.3400	0.20	469.7699	0.04	45.16	97.5	81.35	10.14	0.2	94.8	0.5
6	0.0615	2.51	41.96	0.13	7.1268	0.32	92.8417	0.12	7.10	88.8	44.11	11.61	0.7	108.1	0.8
7	0.0147	6.02	8.43	0.75	1.4113	2.83	22.1470	0.34	1.41	87.3	36.96	13.76	3.2	127.5	4.0

Tabelle A.20.: Ar/Ar-Messung 1760

SA 8 B		1760													
Speik-Komplex, Amphibolit: Hbl		$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 34 Tage									J= 0.005307 $\pm$ 0.4%				
Plateau-Alter: 93 $\pm$ 0.77 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.2923	0.41	96.7335	0.11	20.9212	0.23	281.1774	0.05	20.85	75.6	21.83	10.19	0.3	95.2	0.5
2	0.0657	1.74	56.5869	0.16	11.4594	0.47	120.0760	0.08	11.42	92.7	56.83	9.75	0.6	91.2	0.7
3	0.2144	0.65	260.8470	0.15	50.6753	0.14	524.7913	0.05	50.48	97.3	80.24	10.12	0.2	94.6	0.5
4	0.0584	0.99	72.6244	0.19	14.8209	0.21	145.8509	0.08	14.77	97.6	81.99	9.64	0.3	90.2	0.5
5	0.0669	1.45	87.6122	0.15	18.1521	0.21	179.2885	0.05	18.09	98.2	86.30	9.74	0.3	91.1	0.5
6	0.0328	2.93	43.3579	0.17	9.4291	0.37	93.5673	0.11	9.40	98.4	87.24	9.80	0.5	91.7	0.6
7	0.0616	1.46	62.5529	0.23	10.8336	0.56	112.1858	0.09	10.79	94.3	66.97	9.81	0.6	91.8	0.7
8	0.0228	3.66	27.9335	0.24	3.7689	1.22	40.4878	0.14	3.75	96.5	80.82	10.43	1.4	97.4	1.4

Tabelle A.21.: Ar/Ar-Messung 1761

SA 12		1761													
Speik-Komplex, Amphibolit: Hbl		$\Delta$ (Bestrahlung, Messung)= 34 Tage									J= 0.00526 $\pm$ 0.4%				
Plateau-Alter: 101 $\pm$ 1.65 Ma															
#	$^{36}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{36}$	$^{37}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{37}$	$^{39}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{39}$	$^{40}\text{Ar}$ [mV]	$\% \sigma_{40}$	$^{39}\text{Ar}_K$ [mV]	$\%^{40}\text{Ar}^*$	$\% \text{Ca36}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$\pm$	Age [Ma]	$\pm$
1	0.4861	0.62	268.5183	0.10	57.2347	0.06	745.0000	0.04	57.03	87.4	36.43	11.42	0.2	105.5	0.5
2	0.1088	0.78	89.1081	0.16	19.1086	0.28	224.9426	0.05	19.04	93.1	53.98	11.00	0.3	101.7	0.6
3	0.0291	4.49	14.5157	0.45	3.1300	0.97	41.5903	0.23	3.12	85.8	32.89	11.44	1.5	105.7	1.6
4	0.2000	3.69	17.0000	1.04	3.4500	0.40	95.0000	0.52	3.44	40.6	5.60	11.22	5.9	103.6	5.9
5	0.1800	2.00	94.0000	2.71	23.0000	0.30	274.0000	0.07	22.93	86.9	34.44	10.39	0.6	96.2	0.7
6	0.1300	0.70	114.0000	0.10	28.0000	0.20	320.0000	0.03	27.91	94.7	57.82	10.85	0.2	100.4	0.5
7	0.1200	0.70	124.0000	0.10	26.0000	0.20	276.0000	0.03	25.91	95.6	68.14	10.19	0.2	94.4	0.5

## A.4.2. Rb/Sr-Daten

Tabelle A.22.: Rb/Sr-Messung 13R05

13R05		Paragneis		Amering-Komplex		
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_o: 0.712816 \pm 1.7e-05$				Modellalter: 81.97 $\pm$ 0.82 Ma		
Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}$	
WR	82.338	238.034	1.0017	0.7139634	0.0000032	
Bt	336.597	2.064	498.6037	1.2841722	0.0000060	

\* Es wird ein Fehler von 1 % angenommen

Tabelle A.23.: Rb/Sr-Messung 14R10

14R10	Amphibolit		Amering-Komplex		
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_o: 0.707899 \pm 1.2\text{e-}05$		Modellalter: $79.58 \pm 0.8$ Ma		
Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}$
WR	32.248	137.070	0.6809	0.7086565	0.0000051
Bt	277.453	2.072	404.5686	1.1579903	0.0000453

\* Es wird ein Fehler von 1 % angenommen

Tabelle A.24.: Rb/Sr-Messung 14R09

14R09	Augengneis		Gleinalm-Augengneis-Lithodem		
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_o: 0.728682 \pm 8.5\text{e-}05$		Modellalter: $79.14 \pm 0.79$ Ma		
Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}$
WR	226.083	121.765	5.3875	0.7346424	0.0000036
Bt	880.745	1.597	1933.4533	2.8676702	0.0001120

\* Es wird ein Fehler von 1 % angenommen

Tabelle A.25.: Rb/Sr-Messung SP22

SP22	Amphibolit		"Sausalpe-Koralpe-Komplex"		
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_o: 0.705954 \pm 1.2\text{e-}05$		Modellalter: $82.13 \pm 0.82$ Ma		
Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}$
WR	23.285	458.910	0.1468	0.7061226	0.0000120
Bt	277.309	8.363	96.9868	0.8173059	0.0000120

\* Es wird ein Fehler von 1 % angenommen

## A.4.3. U/Pb-Daten

Tabelle A.26.: U/Pb, LA-ICP-MS, 14R09

14R09			Gleinalm-Augengneis-Lithodem, Augengneis: Zr					
Konkordantes Alter: $261.24 \pm 1.67$ Ma								
#	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma\%$	Rho	Concordia age [Ma]	$\pm 2\sigma$	
1	0.2616	7.12	0.0374	5.89	0.41	236.28	11.99	
2	0.2901	27.43	0.0388	7.20	0.13	245.84	17.18	
3	0.2835	18.24	0.0394	10.44	0.29	250.00	24.09	
4	0.2833	8.47	0.0399	5.85	0.35	252.35	13.23	
5	0.2978	11.44	0.0407	8.08	0.35	259.21	18.70	
6	0.3055	8.64	0.0409	5.77	0.33	261.42	13.62	
7	0.3082	6.80	0.0409	4.00	0.29	261.08	9.62	
8	0.2986	5.32	0.0402	6.47	0.61	263.14	12.25	
9	0.3308	17.08	0.0424	3.88	0.11	268.19	10.10	
10	0.3703	19.25	0.0426	6.00	0.16	270.91	15.69	
11	0.4230	110.97	0.0416	8.00	0.04	263.07	20.62	
12	0.5349	25.46	0.0447	6.38	0.13	283.18	17.61	
13	0.6404	30.40	0.0471	4.18	0.07	296.95	12.12	
14	1.3293	237.52	0.0488	53.48	0.11	304.76	160.44	
15	0.9717	109.81	0.0522	25.23	0.11	327.60	80.89	
16	0.3609	19.32	0.0320	12.59	0.33	209.36	25.24	
17	0.3913	10.65	0.0433	3.54	0.17	275.96	9.43	
18	0.3998	14.62	0.0421	3.01	0.10	267.01	7.83	
19	0.4607	14.98	0.0437	5.56	0.19	279.21	14.99	

## A.5. Verwendete Software/Tools

- *R* (Versionen 3.6.2 und 4.0.8) (R Core Team, 2019) für sämtliche Berechnungen und Plots im Allgemeinen
- *GCDkit* (6.0) (Janoušek et al., 2006) für geochemische Berechnungen und Plots
- *IsoplotR* (3.5) (Vermeesch, 2018) für geochronologische Berechnungen und Plots
- *Theriak-Domino* (11.03.2020) (de Capitani & Petrakakis, 2010) für equilibrium assemblage diagrams
- *Matlab* (R2019b) mit *syms*-Erweiterung zur bequemeren Bildung der Fehlerabschätzungsfunktion für die Ar-Ar-Alterberechnung. Diese Funktion wurde dann in R verwendet.
- *python* (3.8) mit *pandas* (1.1.4) (McKinney et al., 2010) zur Datenextraktion und -transformation
- *QGIS* (3.14) (QGIS Development Team, 2020) für die Erstellung der geologischen Karte und der Übersichtskarten
- *SQLite* mit *Spatialite* als Datenbank
- R-Pakete *knitr::kable* und *kableExtra* zur automatischen Generierung der Datentabellen
- *basemap.at* als Grundkarte sämtlicher hier erstellter Karten

