



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Evidenzen für drei unterschiedliche Genesen spät-
variszischer Ganggesteine in der südlichen Böhmisches
Masse: Petrographie und Geochemie subvulkanischer
Rhyolithe, Trachydazite und Dazite“

verfasst von / submitted by

Philipp Thalhofer (BSc)

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

Wien, 2017 / Vienna 2017

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

A 066 815

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

Erdwissenschaften

Betreut von / Supervisor:

Univ.-Prof. Dr. Rainer Abart

Mitbetreut von / Co-Supervisor:

Hon. Prof. Mag. Dr. Richard Göd

Eigenständigkeitserklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Die Stellen der Arbeit, die dem Wortlaut oder dem Sinn nach anderen Werken (dazu zählen auch Internetquellen) entnommen sind, wurden unter Angabe der Quelle kenntlich gemacht.

Inhaltsverzeichnis

Abstract.....	7
Zusammenfassung.....	9
1. Einleitung.....	11
2. Regionale Geologie.....	12
3. Methodik.....	18
3.1 Probenaufbereitung.....	18
3.2 Dünnschliffe.....	18
3.3 Röntgendiffraktometrie (XRD).....	19
3.4 Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF).....	19
3.5 Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS).....	19
3.6 Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX).....	20
3.7 Elektronenstrahlmikrosonde (EMS).....	20
4. Ergebnisse.....	21
4.1 Dünnschliffuntersuchungen.....	21
4.1.1 Gruppe 1: Rhyolithische Ganggesteine.....	21
4.1.2 Gruppe 2: Dunkle, stark gefärbte Ganggesteine.....	24
4.1.3 Gruppe 3: Rot-graue Ganggesteine mit großen Kalifeldspat-Einsprenglingen.....	26
4.1.4 Quarzgänge von Illmau.....	29
4.2 Röntgendiffraktometrie.....	30
4.3 Röntgenfluoreszenz-Analyse.....	31
4.3.1 Gruppe 1: Rhyolithische Ganggesteine.....	31
4.3.2 Gruppe 2: Dunkle, stark gefärbte Trachydazite/Dazite.....	37
4.3.3 Gruppe 3: Rot-graue Trachydazite mit großen Kalifeldspäten.....	39
4.3.4 Seltene-Erdmetall (REE)-Analytik.....	39
4.4 Untersuchungen an den Feldspäten.....	43
4.4.1 Plagioklase.....	43
Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX).....	43
Elektronenstrahlmikrosonde (EMS).....	45
4.4.2 Kalifeldspat.....	47
Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX).....	47
Elektronenstrahlmikrosonde (EMS).....	47
4.4.3 Untersuchungen an den mafischen Gemengteilen.....	48
Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX).....	48
Elektronenstrahlmikrosonde (EMS).....	49
5. Diskussion.....	51

5.1 Bisherige Bearbeitungen	51
5.2 Überblick.....	51
5.3 Gruppe 1: Rhyolithische Ganggesteine.....	52
5.4 Gruppe 2: stark gefärbte Trachydazite/Dazite.....	53
5.5 Gruppe 3: Rot-graue Trachydazite mit großen Kalifeldspäten	55
5.6 Genese	57
5.6.1 Genese Gruppe 1(Rhyolithische Ganggesteine).....	58
5.6.2 Genese Gruppe 2 (stark gefärbte Trachydazite/Dazite)	58
5.6.3 Genese Gruppe 3 (Rot-graue Trachydazite mit großen Kalifeldspäten)	62
5.7 Altersstellung	64
6. Conclusio.....	66
7. Ausblick	68
Danksagung	69
Literaturverzeichnis.....	70
Appendix	74

Abstract

This study focuses on petrographically and geochemically investigations of porphyritic, subvolcanic dyke rocks in the Kautzen and Litschau area, northern Lower Austria, South Bohemian Massif.

The subvertical dykes display various thicknesses and lateral extensions, strike preferentially NNW-SSE and intruded Variscan granites and Prevariscan paragneisses.

The subvolcanic dykes are geochemically heterogeneous and can be divided into three distinct groups: (1) Leucocratic rhyolites, (2) trachydacites and dacites with intense reddish to greenish colour and (3) reddish to greyish trachydacites with centimetre-sized, idiomorphic K-feldspars. All these dyke rocks are peraluminous, altered and represent the youngest magmatic activity in that area.

The leucocratic rhyolites of group 1 display a distinct acidic bulk composition and trace element geochemistry, characterised by high contents of SiO₂ and low contents of FeO, MgO, CaO as well as Ba, Sr, Zr, REE and a prominent negative Eu-anomaly. These features indicate highly fractionated rocks. The leucocratic rhyolites might have been derived from modified partial melts of a metasedimentary material, which initially gave rise to the formation of the Eisgarn type granite.

The major and trace element compositions of the trachydacites and dacites of group 2 correspond fairly well to the crustal average and lack any geochemical specialization. These trachydacites and dacites show no negative Eu-anomaly. They occur in immediate spatial proximity to the leucocratic rhyolites of group 1. Based on geochemical modelling, it can be excluded that the leucocratic rhyolites of group 1 are fractionated products of the trachydacites and dacites of group 2. Occasionally, egg-shaped, centimetre-sized, dark green inclusions can be observed within the trachydacites and dacites and indicate a possible involvement of mantle material. It is assumed that the origin of these trachydacites and dacites is caused by magma mingling of mantle source and leucocratic melts.

The reddish to greyish trachydacites of group 3 containing centimetre-sized, idiomorphic K-feldspar and display a significantly different geochemistry compared to the rocks of group 1 and 2, emphasized by remarkably high contents of Ba (average of 2000 ppm), Sr (average of 1200 ppm) and LREE (350 ppm). These subvolcanic dyke rocks show neither an Eu-anomaly nor enrichment of HREE. A comparable geochemical signature has been reported from durbachites (magnesium- and potassium-rich mela-syenites like the Rastenbergl pluton 40 km south of Kautzen; *Gerdes, 2000*). Similar to subvolcanic dyke rocks of group 2, egg-shaped, centimetre-sized dark green inclusions can be observed

within the trachydacites of group 3. Inversely zoned plagioclases occur in these subvolcanic dyke rocks, pointing to a contribution of mafic melts during genesis. It is likely that these trachydacites are products of enriched mantle melts contaminated with leucogranitic melts.

The intrusion of the dyke rocks is related to a late-Variscan extension of the Variscan orogen. Based on recent investigations the high-plutonic, leucocratic rhyolithes of group 1 display the oldest dyke rocks in the area of investigation. After the formation of the Eisgarn granites, the modified residual melts intruded the already cooled and brittle Eisgarn granite and formed the dyke rhyolithes of group 1. The late-Variscan fault system was re-activated in the Early Permian and intruded by NNW-SSE striking trachydacites and dacites of group 2. The trachydacites of group 3 are estimated to be at least of a similar age compared to the trachydacites/dacites of group 2. It is important to mention that the rhyolithes of group 1 and the trachydacites/dacites of group 2 and 3 originate from different sources through different processes at different times. However, reliable age determinations with U-Pb ages of magmatic zircons in the analysed rock suite is urgently needed to precisely reconstruct the geological history of the here analysed dykes.

Zusammenfassung

Diese Arbeit stellt die petrographische und geochemische Bearbeitung porphyrischer Ganggesteine im Raum Kautzen und Litschau im nördlichen Waldviertel dar (südliche Böhmisches Masse). Diese Gesteine treten in Gängen unterschiedlicher Länge und Mächtigkeit auf, streichen vorzugsweise NNW-SSE und durchschlagen dabei sowohl variszische Granite als auch prävariszische Paragneise.

Durch mikroskopische und geochemische Analysen konnten die heterogenen Ganggesteine in 3 Gruppen eingeteilt werden: (1) Leukokrate Rhyolithe, (2) stark grün bis rot gefärbte Trachydazite und Dazite sowie (3) rotgraue Trachydazite mit mehreren Zentimeter großen Kalifeldspäten. All diese Gesteine sind peraluminös und alteriert, und stellen die jüngsten Produkte magmatischer Aktivität im Untersuchungsgebiet dar.

Die Rhyolithe der Gruppe 1 weisen einen ausgeprägt sauren Gesamtgesteinschemismus sowie einen entsprechenden Spurenelementchemismus auf, im Besonderen charakterisiert durch hohe Gehalte an SiO_2 und geringe Gehalte an FeO , MgO , CaO sowie Ba, Sr, Zr, REE und eine starke negative Eu-Anomalie. Diese Charakteristika deuten auf stark fraktionierte Gesteine hin. Als Quelle für diese hochplutonischen Rhyolithe kommen modifizierte partielle Schmelzen eines (meta)sedimentären Materials in Frage, welche zuvor bereits den Eisgarner Granit gebildet haben.

Die grün bis rot gefärbten subvulkanischen Ganggesteine trachydazitischer bis dazitischer Zusammensetzung (Gruppe 2) entsprechen in ihrem Gehalt an Spurenelementen weitgehend dem krustalen Durchschnitt und zeigen keine geochemische Spezialisierung. Auffällig ist die fehlende negative Eu-Anomalie und das Auftreten dieser Gesteine in unmittelbarer räumlicher Nähe der leukokraten Rhyolithe der Gruppe 1. Mittels Modellierung konnte nachgewiesen werden, dass es sich bei den leukokraten Rhyolithen der Gruppe 1 nicht um fraktionierte Produkte der Gesteine der Gruppe 2 handelt. Außerdem enthalten die stark gefärbten Gesteine mafische Einschlüsse, die als Xenolithe interpretiert werden, was auf die Beteiligung von Mantelschmelze hindeutet. Daher erscheint die Genese dieser subvulkanischen Gesteine aus einer Mischung von nicht angereichertem Mantelmaterial und leukokraten Schmelzen wahrscheinlich.

Besonders auffällig sind die rotgrauen Trachydazite mit ihren mehreren Zentimeter großen, idiomorphen Kalifeldspäten (Gruppe 3) und einem Spurenelementchemismus, der durch besonders hohe Gehalte an Ba (durchschnittlich 2000 ppm) und Sr (durchschnittlich 1200 ppm) charakterisiert ist. Sie zeigen keine Eu-Anomalie und sind stark an LREE angereichert. Diese geochemische Signatur ähnelt jener von Durbachiten

(magnesiumreiche und ultra-potassische Melasyenite wie der Rastenberg-Pluton ca. 40 km südlich von Kautzen; *Gerdes, 2000*). Außerdem finden sich in den Gesteinen bis zu 10 Zentimeter große mafische Einschlüsse sowie leicht invers zonierte Plagioklase. Als potentielle Quelle für die Trachydazite kommt daher angereichertes, partiell aufgeschmolzenes Mantelmaterial gemischt mit leukogranitischen Schmelzen in Frage.

Die Intrusion der Ganggesteine steht im Zusammenhang mit spätvariszischen Extensionen des variszischen Orogens. Die ältesten Ganggesteine des Untersuchungsgebietes stellen dabei die hochplutonischen Rhyolithe der Gruppe 1 dar, die im Anschluss an die Bildung des Eisgarner Granits aus modifizierten Restschmelzen in den bereits kühlen und spröden Eisgarner Granit intrudierten. Dieses spätvariszische Störungssystem wurde im Unterperm wieder aktiviert durch die Intrusion der subvulkanischen Trachydazite und Dazite der Gruppe 2. Für die ebenfalls aus Mantelmaterial gebildeten Trachydazite der Gruppe 3 scheint ein ähnliches Alter möglich, wobei diese – nur auf einen solitären Gang beschränkten – Gesteine durchaus jünger oder älter sein können. Die exakte Altersrelation aller Ganggesteine muss erst durch detaillierte Zirkon Analysen ermittelt werden. Wichtig ist die Unterscheidung der Rhyolithe der Gruppe 1 auf der einen Seite und der Trachydazite/Dazite der Gruppen 2 und 3 auf der anderen Seite, da sie aus unterschiedlichen Quellen durch unterschiedliche Prozesse zu unterschiedlichen Zeiten gebildet wurden.

1. Einleitung

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im nördlichen Waldviertel im Grenzbereich zu Südböhmen und erstreckt sich von Josefsthäl-Litschau im Nordwesten über Eisgarn und Pfaffenschlag bis nach Waidhofen im Südosten (Abb. 1). Geprägt von kleinstrukturierten landwirtschaftlichen Betrieben, liegt das leicht hügelige und relativ walddreiche Areal auf einer durchschnittlichen Seehöhe von ca. 600 m.ü.d.M.

Das Gebiet ist Teil der südlichen Böhmisches Masse, welche zu den ältesten geologischen Einheiten Österreichs zählt. Im Osten des Arbeitsgebietes herrschen überwiegend cordieritführende, prävariszische Paragneise vor, der zentrale und östliche Bereich besteht zum Großteil aus variszischen Intrusivgesteinen des Südböhmischen Batholithen, die in drei Hauptgruppen unterteilt werden: den grobkörnigen Weinsberger Granit, die Zweiglimmergranite vom Typ Eisgarn und in diverse Feinkorn-Granite wie den Mauthausner Granit.

Die geologische Grundlage dieser Arbeit bildet die „Geologische Spezialkarte der Republik Österreich“, Blatt 4454, Litschau und Gmünd, 1:75 000, *Waldmann, 1950* (Abb. 1). Auf dieser sehr detailreichen Karte sind porphyrische Ganggesteine ausgewiesen. In seinen Aufnahmeberichten zu dieser Karte (*Waldmann, 1930; Waldmann, 1931; Hackl & Waldmann, 1935; Waldmann & Hackl, 1940*) finden sich jedoch keine näheren Beschreibungen zu diesen Ganggesteinen. Die Gänge finden sich auf der Karte sowohl als Einzelgänge als auch als parallele Gangscharen verschiedener Orientierung. Die längste dieser Gangscharen weist eine streichende Länge von 12 km auf und erstreckt sich von Reingers im Norden bis nach Pfaffenschlag im Süden (Abb. 2)

Ziel dieser Arbeit ist eine petrographische und geochemische Analyse sowie eine Definition und Klassifikation dieser „porphyrischen Ganggesteine“.

2. Regionale Geologie

Der nördliche Bereich des Waldviertels sowie das angrenzende Südböhmen werden lithologisch von monotonen, überwiegend cordieritführenden Paragneisen und den Graniten des Südböhmischen Batholithen aufgebaut.

Die Paragneise, die vor allem im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes vorherrschen, gehören zur „Monotonen Serie“ (in jüngerer Zeit beschrieben von *Rupp et al., 2011*). Sie finden sich im Liegenden des Moldanubischen Deckenstapels und sind lithologisch sehr einförmig (*Fuchs, 1976*). Die Paragneise werden vom Südböhmischen Batholithen, der mit einer Fläche von fast 10.000 km² das ausgedehnteste Intrusivgebiet Mitteleuropas darstellt, diskordant durchschlagen (in jüngerer Zeit zusammengefasst in *Klominsky et al., 2011*).

Der Südböhmische Batholith wird aus verschiedenen plutonischen Körpern aufgebaut. Die wichtigsten sind der Weinsberger Granit, die oft als „Eisgarner Granit“ bezeichnete S-Typ-Granite sowie Feinkorngranite verschiedenen Typs. Neben dieser Einteilung, die heute außer Frage steht, sei auf eine ältere, historische Altersabfolge der Granite hingewiesen. In dieser Altersabfolge ist der Weinsberger-Granit der älteste, gefolgt vom Mauthausner Granit (unter diesem Begriff wurden die Feinkorngranite zusammengefasst) und dem Eisgarner Granit als jüngster Intrusion.

Alle diese Körper sind geochemisch inhomogen und werden in zahlreiche Untergruppen unterteilt, wie unter anderem von *Breiter & Scharbert (1995)*, *Finger et al. (1997)*, *Breiter (2010)* und *Rupp et al. (2011)* dargestellt.

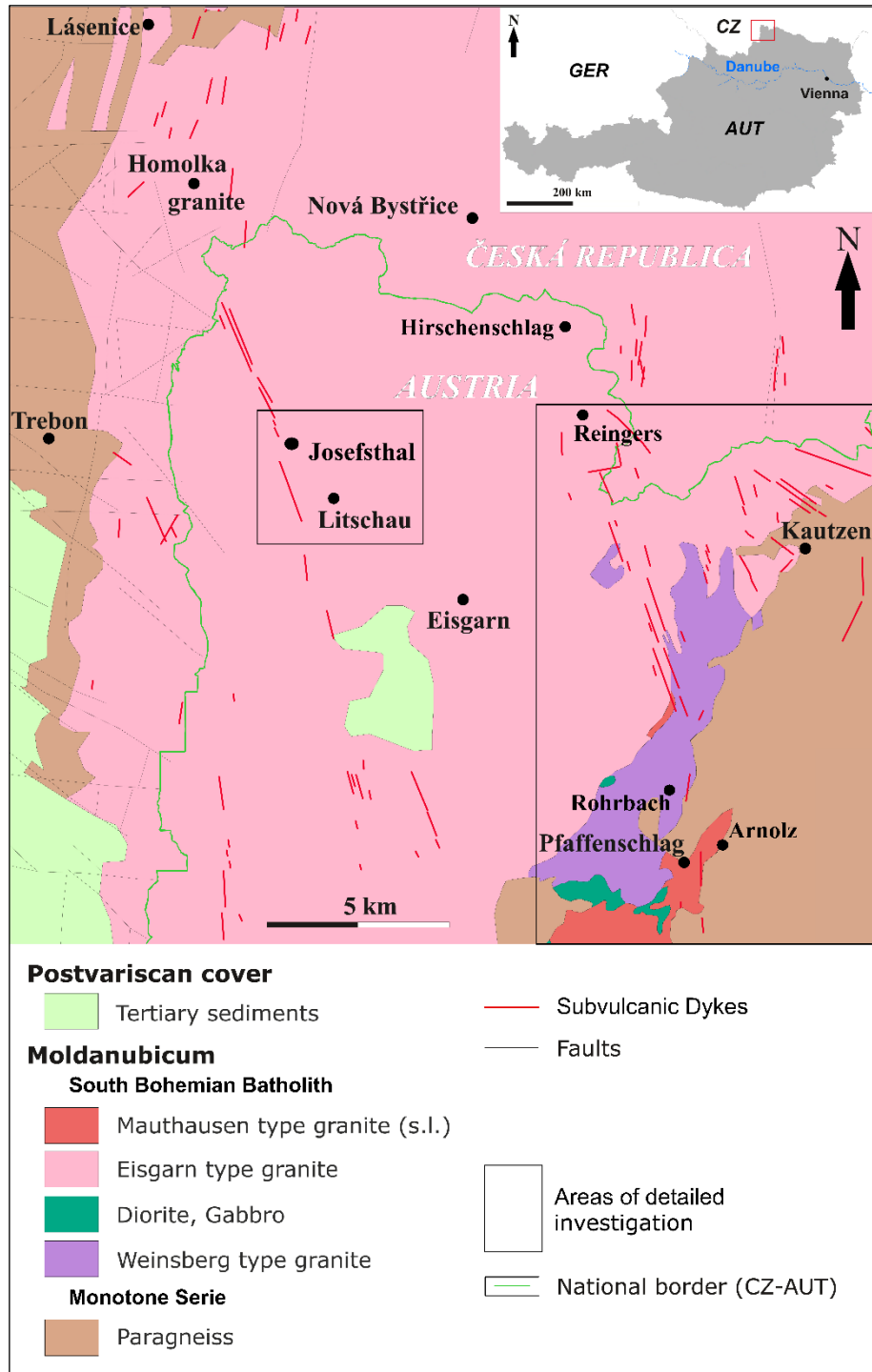
Das Intrusionsalter der Granite bewegt sich zwischen 330-315 Ma, wobei der Weinsberger Granit mit einem Alter von 323-331 Ma datiert wird (*Gerdes, 2003*). Der Südböhmische Batholith besteht zu mehr als 50% aus diesem grobkörnigen Granit. Der mittel- bis feinkörnige Eisgarner Granit, überwiegend zweiglimmerführend, weist mit 328-325 Ma ähnliche Intrusionsalter auf (*Gerdes, 2003*, *Žak, 2011*). Geländebeobachtungen weisen darauf hin, dass der Eisgarner Granit jünger ist als der Weinsberger Granit.

Die Feinkorngranite sind in der generellen Altersabfolge jünger als der Weinsberger- und der Eisgarner Granit. So ergibt die Altersdatierung des zu den Feinkorngraniten zählenden Mauthausner Granits Intrusionsalter von 316 Ma (*Gerdes, 2003*).

Das Moldanubikum ist durchsetzt von einem im obersten Karbon entstandenen System aus Störungen. Dabei gibt es zwei generelle Störungsrichtungen, die dieses konjugierte Störungssystem prägen: NW-SE gerichtete Störungen, die vor allem in Bayern und

Oberösterreich dominieren, sowie die weiter östlich innerhalb des Südböhmischen Batholithen dominierenden NE-SE streichende Störungen (Rupp et al., 2011).

Abb. 1: Regionale Geologie und Verteilung der subvulkanischen Gänge im nördlichen Waldviertel und im angrenzenden Südböhmen. Die Gänge intrudierten sowohl den Südböhmischen Batholithen als auch die Paragneise der Monotonen Serie. Sie streichen überwiegend NW-SE bis N-S, untergeordnet auch NE-SW bis NNO-SSW. Die Karte basiert auf der „Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich“, Blatt 4454, Litschau und Gmünd, 1:75 000, Waldmann, 1950, und den Blättern 1:50 000 33-11 Malecha (1988); 33-12 Hron et al. (1990), 23-33 Malecha (1990); 23-34 Hron et al. (1991), Czech Geological Survey, Prag, aus Göd et al., 2017 modifiziert.



Grundsätzlich treten im Moldanubikum lithologisch und genetisch sehr heterogene Ganggesteine wie Lamprophyre und Rhyolithe auf.

Die Platznahme dieser Ganggesteine orientiert sich nach den großtektonischen Störungen. Neben den subvulkanischen Ganggesteinen des nördlichen Waldviertels und Südböhmens sind vor allem aus Bayern Vorkommen spätvariszischer subvulkanischer Gänge beschrieben, wie z.B. aus der Oberpfalz in Nordbayern (*Dill, 1991*) oder dem Bayrischen Wald (*Ohst & Troll, 1981*). Auch aus dem Erzgebirge (*Gottesmann et al., 1995; Kempe et al., 2004; Förster et al., 2007*) kennt man ähnliche Ganggesteine.

Überlappend zu *Waldmann (1950)* wurde ein Teil des in dieser Arbeit untersuchten Gebietes – in neuerer Zeit der Raum zwischen Litschau, Hirschenschlag, Reinolz und Pfaffenschlag – von *Gnojek & Přichystal (1997)* neu kartiert, wobei ebenfalls Ganggesteine aufgefunden wurden.

Diese Autoren erwähnen einen „felsischen Granitporphyr“ (*Gnojek & Přichystal, 1997*; entspricht den Rhyolithen der Gruppe 1), den die Autoren aus dem Raum Litschau beschreiben, sowie einen „Granit-Granodiorit Porphyr“ (*Gnojek & Přichystal, 1997*), der nördlich und westlich von Grünau sowie westlich von Reinolz nahe der tschechischen Grenze auftritt (entspricht den Daziten und Trachydaziten der Gruppen 2 und 3, siehe Abb. 2).

Auf der aus der Kartierung hervorgegangenen Karte (*Gnojek & Přichystal, 1997*) finden sich kleine Gänge des felsischen Granitporphyrs auch im Raum Wiesmaden und bei Reingers. Die Autoren gehen aber ausschließlich auf die felsischen Granitporphyre nördlich von Litschau ein. Der Granit-Granodiorit Porphyr hat laut den Autoren eine ungewöhnliche rot-graue Farbe, große Feldspat-Einsprenglinge und ist stark alteriert. Außerdem vergleichen sie diese Gesteine mit den Syeniten von Nová Bystrice in Tschechien, ultrapotassische und geochemisch spezialisierte Lamprophyrkörper (*Chlupáčová, 1985*).

Ganggesteine bei Hirschenschlag

Im Zuge einer Molybdän-Prospektion der Firma MINEREX im Raum Hirschenschlag wurden 1984-1985 Kernbohrungen abgeteuft. Bei einer der Bohrungen (HOK4) innerhalb des Eisgarner Granit wird dieser von einem nicht näher definierten Vulkanit durchschlagen, „dessen Feinkörnigkeit auch im Mikroskop keine nähere Bestimmung erlaubt (dacitisch?)“ (*Göd, 1986* in: MINEREX, Projekt Hirschenschlag, unveröffentlichte Firmenberichte). Diese subvulkanischen Gesteine liegen in der nördlichen Fortsetzung der ca. 12 km im Streichenden zu verfolgende Gangschar, die sich von Reingers bis nach Pfaffenschlag erstreckt (Abb. 2).

Ganggesteine von Arnolz

Die jüngste Bearbeitung subvulkanischer Ganggesteine im Waldviertel stammt von *Göd et al. (2017)*. Darin beschreibt Göd einen mehrere Kilometer im Streichen zu verfolgenden und NNE streichenden subvulkanischen Rhyodazitgang (bzw. eine Gangschar) im Raum Pfaffenschlag/Arnolz. Diese Rhyodazite sind stark alteriert und treten in einer rötlichen und einer grünlichen Varietät auf, wobei ihre Besonderheit im Auftreten einer disseminierten Pyritvererzung besteht.

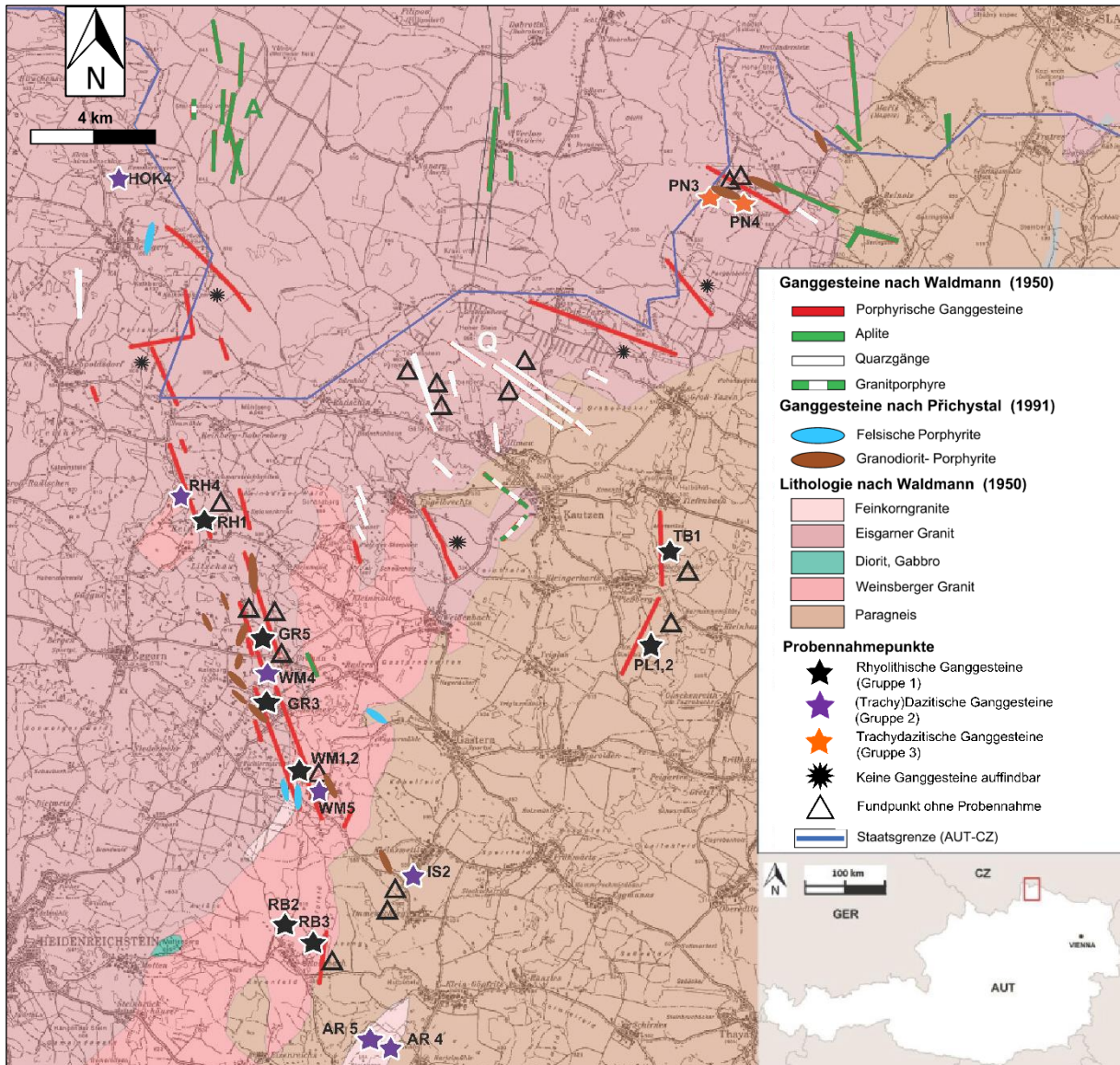
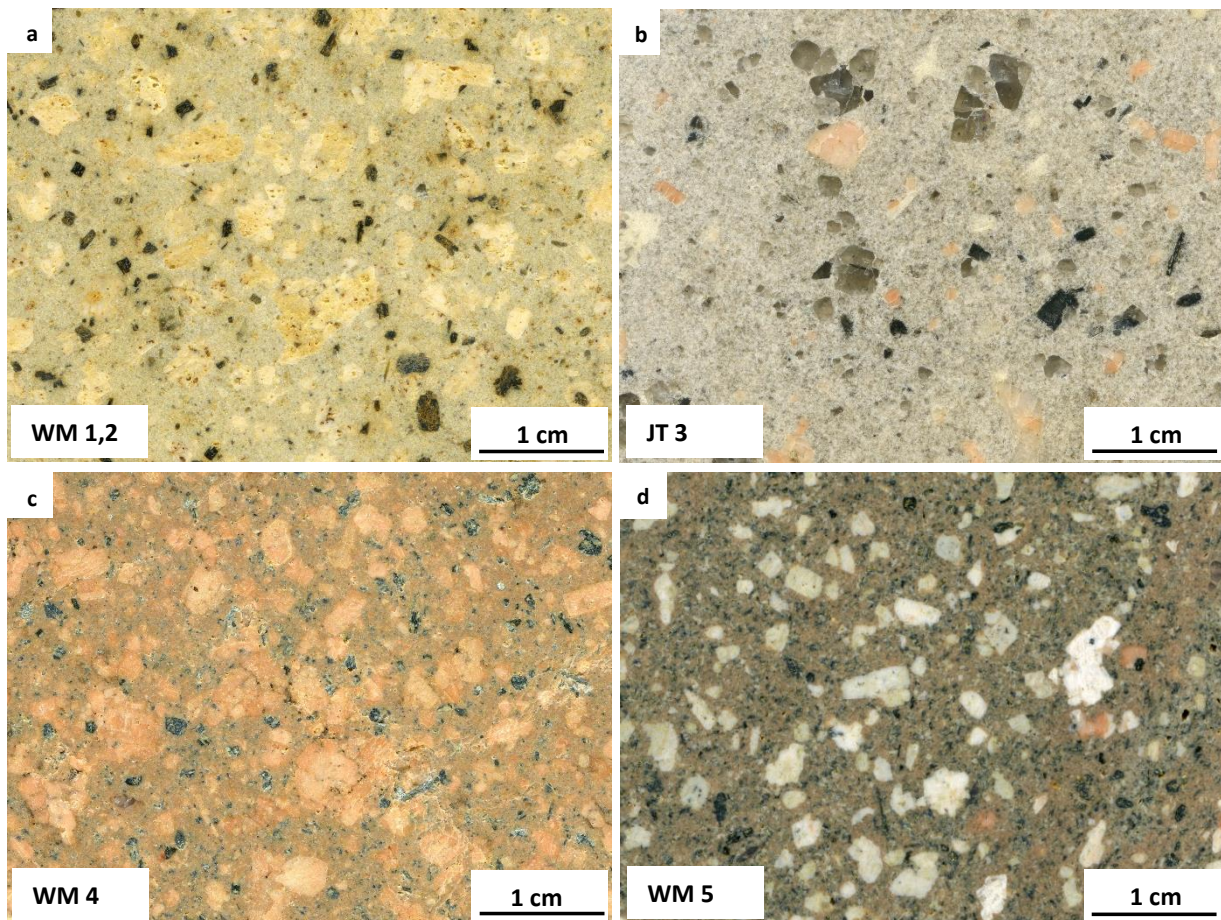


Abb. 2: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes mit der Verteilung der Ganggesteine (nach Waldmann, 1950 und Gnojek und Přichystal, 1997). Hauptaugenmerk liegt auf den in rot eingezeichneten porphyrischen Ganggesteinen. Die Abkürzungen der Probenahmepunkte orientiert sich an Ortsnamen in der Nähe der Fundpunkte. Im Einzelnen bedeuten: PN: Pengershäuser, TB: Tiefenbach, PL: Pleßberg, WM: Wiesmaden, GR: Grünau, IS: Immenschlag, RB: Rohrbach, RH: Reinberg-Heidenreichstein, HOK4: Kernbohrung Hirsenschlag, AR4 und AR5: aus Göd et al. (2017). Bei Brunn, Kl. Taxen, Reingers und Engelbrechts konnten keine Ganggesteine gefunden werden

Ganggesteine zwischen Litschau und Lásenice

Erwähnenswert ist außerdem eine Gangschar felsischer, subvulkanischer Gesteine, die sich von Litschau bis nach Lásenice in Tschechien (ca. 8 km nördlich der österreichischen Grenze) erstreckt (Abb. 1). Erstmals beschrieben von *Klečka, (1984)*, zeichnet diese Gesteine vor allem ihr hoher geochemischer Differentiationsgrad aus. Diese Gänge werden als Fortsetzung einer längeren, aber nicht kontinuierlichen Zone „vulkanotektonischer Aktivität“ betrachtet, die sich von Pelhřimov im Norden (außerhalb des Untersuchungsgebietes und deshalb nicht auf der Karte) bis nach Litschau im Süden erstreckt (*Klečka & Vaňková, 1988; Vrána, 1990; Breiter & Scharbert, 1995; Breiter, 1998*).

Die subvertikalen Rhyolithgänge streichen im Norden N-S, im Süden NW-SE, haben scharfe Kontakte mit dem Umgebungsgestein und intrudierten sowohl den Eisgarner Granit als auch die Paragneise. Sie sind daher jünger als das Umgebungsgestein.



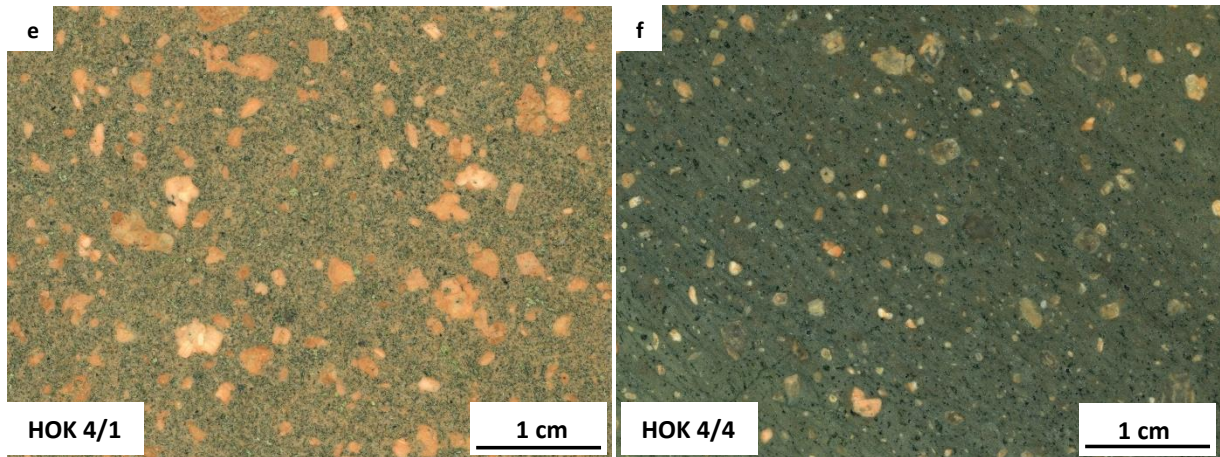
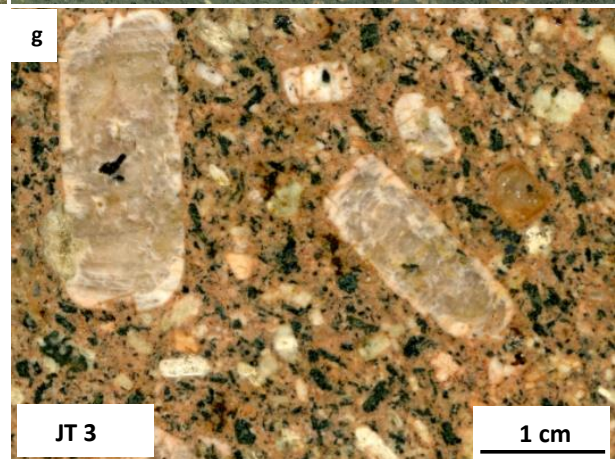


Abb. 3: Phänotypen der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Ganggesteine. Es lassen sich makroskopisch 3 Gruppen unterscheiden: (1) Helle Ganggesteine mit wenigen mafischen Einsprenglingen (a, b). (2) Dunkle, stark gefärbte Ganggesteine (c, d, e, f). (3) Rotgraue, stark alterierte Ganggesteine mit mehreren Zentimetern großen Kalifeldspäten (g). Erwähnenswert ist außerdem die angedeutet fluidale Textur in (f) und die weißen, wenig alterierten Plagioklase in (d). Alle anderen Feldspäte sind alteriert und gefärbt. Die Fotos stammen von polierten Handstücken.



3. Methodik

3.1 Probenaufbereitung

Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse innerhalb des Untersuchungsgebietes bestand die Feldarbeit dieser Arbeit aus Lesesteinkartierungen. Es wurde zwischen autochthonen und subautochthonen Fundorten unterschieden (siehe Appendix). Weiteres Material stammt von der Kernbohrung HOK4 bei Hirschenschlag und einer Probe südlich von Wiederfeld, die in der Arbeit als WF1 bezeichnet wird. Eine ausführliche Aufschlussbeschreibung findet sich im Appendix.

Insgesamt wurden 35 subvulkanische Lesesteinproben gesammelt. Dazu kommen 4 Proben der Quarzgänge bei Illmau und 5 Proben aus dem Bohrkern HOK4 bei Hirschenschlag. Da nicht alle Proben die erforderliche Qualität für die nachfolgende analytische Bearbeitung hatten oder die Probenmenge nicht ausreichend war, wurden davon 24 Proben für die weitere Bearbeitung ausgewählt.

Von den gesammelten Lesesteinen wurden mit einer Diamantsäge die Verwitterungsränder weggeschnitten. Restliche Verwitterungsbildungen wurden mit einer kleineren Diamantsäge entfernt.

Die Gesteinstücke wurden mit einem Hammer fragmentiert und mit einem Backenbrecher der Firma Fritsch stufenweise zerkleinert. Obwohl mit äußerster Sorgfalt vorgegangen wurde, kann nicht ausgeschlossen werden, dass dennoch in Einzelfällen geringfügige Reste einer Verwitterung weiterverarbeitet wurden. Die zerkleinerten Gesteinsstücke wurden anschließend in einer Scheibenschwingmühle der Firma KHD Humboldt Wedag auf eine Korngröße $< 10 \mu\text{m}$ gemahlen.

3.2 Dünnschliffe

In Zusammenarbeit mit dem Dünnschlifflabor am Departement für Lithosphärenforschung der Universität Wien wurden 28 Dünnschliffe für die Polarisationsmikroskopie (im Durchlicht) hergestellt. Obwohl bei der Herstellung der Dünnschliffe sehr genau und behutsam gearbeitet wurde, sind die Schliffe aufgrund von kleinen Rissen und Löchern im Gestein nicht frei von Luftblasen. 4 Schliffe wurden speziell für die Rasterelektronenmikroskopie poliert und mit Kohlenstoff bedampft. Des Weiteren wurden 2 Schliffe für die Elektronenstrahlmikrosonde präpariert.

3.3 Röntgendiffraktometrie (XRD)

Für die Röntgendiffraktometrie wurden 8 repräsentative Proben ausgewählt und texturierte Pulverpresslinge zur qualitativen Phasenbestimmung hergestellt. Zusätzlich wurden 6 texturfreie Präparate zur semiquantitativen Analyse angefertigt. Dabei wurden die pulverförmigen Proben vorsichtig mit Sandpapier in den Probenhalter befördert, um ein Einregeln der Schichtsilikate zu vermeiden.

Die XRD-Analyse wurde mit einem PANalytical PW 2040/60 X'Pert Pro Röntgendiffraktometer durchgeführt, wobei eine Cu K-alpha Strahlung mit 40 kV als Röntgenstrahlung dient. Die Messungen wurden in einem 2θ Winkel von 2 bis 40° mit einer Rate von $5^\circ/\text{sek}$ und einer Schrittweite von 0.0167° gescannt. Die Methodik ist ausführlich in *Allman (1994)* beschrieben.

3.4 Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF)

Für die Spurenelementanalyse wurden 21 Pulverpresspillen hergestellt. Dazu wurde das geglühte Gesteinspulver mit Polyvinylalkohol als Bindemittel vermengt, homogenisiert und danach mit einer hydraulischen Presse mit ca. 16 Tonnen/cm² zu Pulverpresspillen gepresst.

Für die Hauptelementanalyse wurden 21 Schmelzpillen hergestellt. Dazu wurde das geglühte Gesteinspulver mit einer Di-Lithiummetaborat-/ Di-Lithiumtetraborat-Mischung als Flussmittel im Verhältnis 1:10 vermengt, homogenisiert und mit einer automatischen Fusion-Maschine PANalytical EAGON 2 zu Schmelzpillen verarbeitet. Die Analyse der 21 Press- und 21 Schmelzpillen wurde mit einem sequentiellen Röntgen-Spektrometer PHILIPS PW2404 – welche eine SST Endfensterröhre mit einer Rh-Anode und einem programmierbaren 4 kW Generator (max. 60 kV, max. 125 mA) enthält – durchgeführt. Die verwendete Software ist PANalytical „SuperQ“ Vers. 5.1B (5.2822.3).

3.5 Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS)

Spurenelemente, deren Konzentration die Nachweisgrenzen der XRF-Analyse unterschreiten wie die Seltenen-Erdelemente (REE), Cs, Ta und Hf, wurden von der Firma ALS Minerals in Irland analysiert, wobei folgende Methoden angewandt wurden: Zwölf ausgewählte Proben wurden mittels Lithium-Borat-Fusion, gefolgt von Säuren-Aufschluss und anschließender ICP-MS analysiert. Fluor wurde mittels KOH-Fusion und einer ionenselektiven Elektrode gemessen.

3.6 Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX)

Vier speziell polierte und mit Kohlenstoff bedampfte Schlitze wurden unter dem Rasterelektronenmikroskop im Hinblick auf den Chemismus der Plagioklase, Kalifeldspäte, Hornblenden und opaken Phasen untersucht. Die Methodik des Rasterelektronenmikroskops ist ausführlich in *Oatley et al. (1966)*; *Goldstein et al. (2003)* beschrieben. Die Bilder wurden mit dem Rasterelektronenmikroskop FEI Inspect S der Firma Thermo Fisher Scientific aufgenommen, die EDX-Analysen und die Element-Verteilungsbilder wurden mit einem EDAX Detektor SDD Apollo XV und der Software Genesis durchgeführt. Als Standards kamen die eingebauten Standards des FEI Inspect S zum Einsatz. Folgende Einstellung wurden am Rasterelektronenmikroskop bei den Element-Verteilungsbildern gewählt: Hochvakuum Modus, Spot size 7.0, beam voltage 12 kV, dwell time 3,2 μ s.

3.7 Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

In zwei polierten Dünnschliffen (WM5, PN4) wurden mit der Cameca SXFiveFE Elektronenstrahlmikrosonde mit energie- und/oder wellenlängendispersiver Spektroskopie an der Universität Wien Plagioklase, Kalifeldspäte und Hornblenden untersucht. Folgende Einstellung wurden zur Analyse der Plagioklase und des Kalifeldspats verwendet: Accelerating voltage: 15 keV, sample current: 20nA, beam size: 5 μ m. Bei der Analyse der Hornblende betrug die beam size 2 μ m. Es wurde jeweils mit einem defokussierten Elektronenstrahl gemessen. Zur Kalibrierung wurden natürliche und synthetische Standards verwendet. Die Methodik der EMS ist ausführlich in *Goldstein (2012)* beschrieben.

4. Ergebnisse

Zur besseren Übersicht sind die bearbeitenden Proben in Tab. 1 zusammengefasst.

	Probe	Ortsangabe
Gruppe 1	PL 1,2	Pleißberg
	TB 1	Tiefenbach
	RB 2, RB 3	Rohrbach
	WM 1,2	Wiesmaden
	GR 3	Grünau
	RH 1	Reinberg-Heidenreichstein
	HOK 4/3	Bohrkern Hirschenschlag
	JT 1/1, JT 3	Josefsthal
Gruppe 2	IS 2	Immenschlag
	WF 1	Wiederfeld
	WM 4, WM 5	Wiesmaden
	RH 4	Reinberg-Heidenreichstein
	HOK 4/1, HOK 4/2, HOK 4/4, HOK 4/5	Bohrkern Hirschenschlag
Gruppe 3	PN 3, PN 4	Pengershäuser (westlich von Reinolz)

Tab. 1: Probennahmepunkte der Gruppen 1 (inkl. der Granitprobe HOK 4/3), 2 und 3. Zur besseren Lesbarkeit der nachfolgenden Analysen werden die Probennahmepunkte den Ortsangaben gegenübergestellt.

4.1 Dünnschliffuntersuchungen

4.1.1 Gruppe 1: Rhyolithische Ganggesteine

Die Gesteine dieser Gruppe zeichnen sich durch ein ausgeprägtes porphyrisches Gefüge aus (Abb. 4a, 4b). Die häufigsten Einsprenglinge sind Feldspat und Quarz. Hornblenden und Biotite sind in dieser Gruppe wesentlich seltener. Primärer Muskovit kann vereinzelt nur in den Schliffen JT1/1 und JT3 beobachtet werden (Abb. 4i). Ansonsten findet sich in den Schliffen nur sekundärer, feinblättriger Muskovit (Serizit).

Die Matrix dieser Gesteine ist sehr feinkörnig. Nur bei hohen Vergrößerungen können einzelne Minerale in der Matrix identifiziert werden, generell ist die Korngröße der Minerale in der Matrix deutlich kleiner als 100 µm. Bei allen Schliffen dieser Gruppe

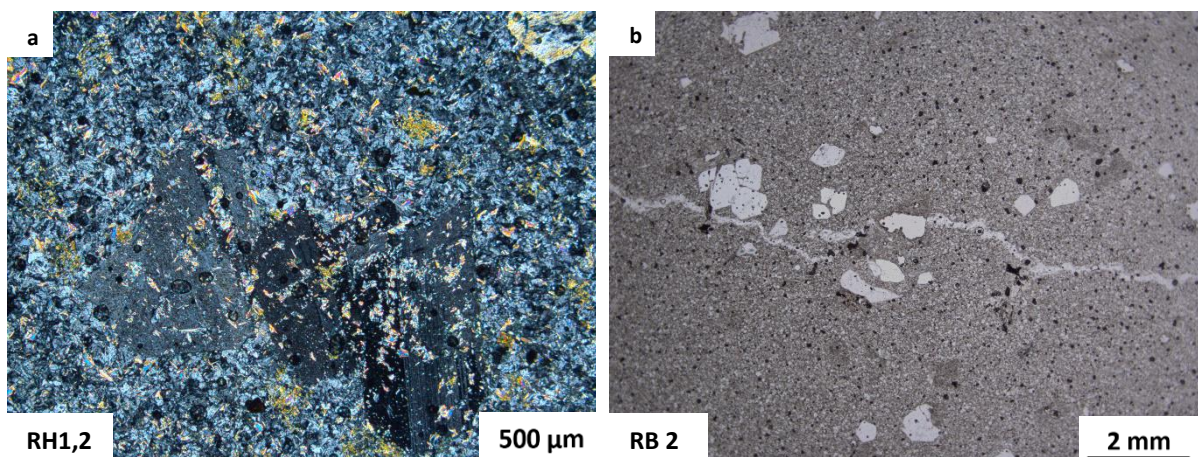
besteht die Matrix geschätzt zu mehr als 30% aus Quarz. Die restliche Matrix besteht aus Feldspat und Serizit.

Es können sowohl Plagioklas als auch Kalifeldspat in den Schliffen beobachtet werden, wobei die Plagioklase überwiegen. Die meisten idio- bis hypidiomorphen Feldspäte sind stark getrübt und komplett serizitisiert und bilden häufig Cluster. Aufgrund der vollständigen Serizitisierung können nur an wenigen Feldspäten Zonierungen und Zwillingsphänomene beobachtet werden, auch die Unterscheidung in Plagioklas und Kalifeldspat ist wegen der sehr starken Alteration der Feldspäte teilweise schwierig (Abb. 4c, 4d). Einzig in den Schliffen JT1/1 und JT3 sind Zwillingsphänomene wie polysynthetische Verzwilligung häufig zu beobachten.

Die Quarz Kristalle sind meist idiomorph. Selten finden sich Korrosionsbuchten und myrmekitische Verwachsungen mit Kalifeldspat und Plagioklas. Der Schliff RB2 wird von einem 3mm mächtigen Quarzgängchen durchdrungen (Abb. 4b).

Als mafische Gemengteile finden sich Hornblende und Biotit in ungefähr gleicher Häufigkeit. Sie sind selten idiomorph, teilweise in Serizit umgewandelt (Abb. 4f) und limonitisiert (Abb. 4e). Der Schliff WM1,2 bilden hier eine Ausnahme, da mehr mafische Gemengteile vorkommen und die Alteration der Hornblenden und Biotite vergleichsweise gering ist. So zeigen die Biotite noch Pleochroismus, die Hornblenden ihre typische 120° Spaltbarkeit. In den anderen Schliffen sind diese Merkmale größtenteils nicht mehr vorhanden, was eine Unterscheidung teilweise unmöglich macht. Im Schliff JT1/1 finden sich überhaupt keine mafischen Gemengteile, im Schliff JT3 nur sehr stark zersetzte und nur mehr aufgrund der charakteristischen Form erkennbare Hornblende (Abb. 4g).

In allen Schliffen finden sich kleine opake Bestandteile. Die meisten davon sind sekundär aus ursprünglicher Hornblende oder Biotit entstandene Eisenoxide. In einigen Schliffen finden sich auch kleine Pyritkristalle. Gehäuft treten diese in Schliff RB2 auf (Abb. 4h). Als Akzessorien treten Epidot und/oder Klinozoisit (in TB1 und PL1, 2) und Apatit (in WM1, 2) auf. In den meisten Schliffen finden sich auch kleine Zirkone.



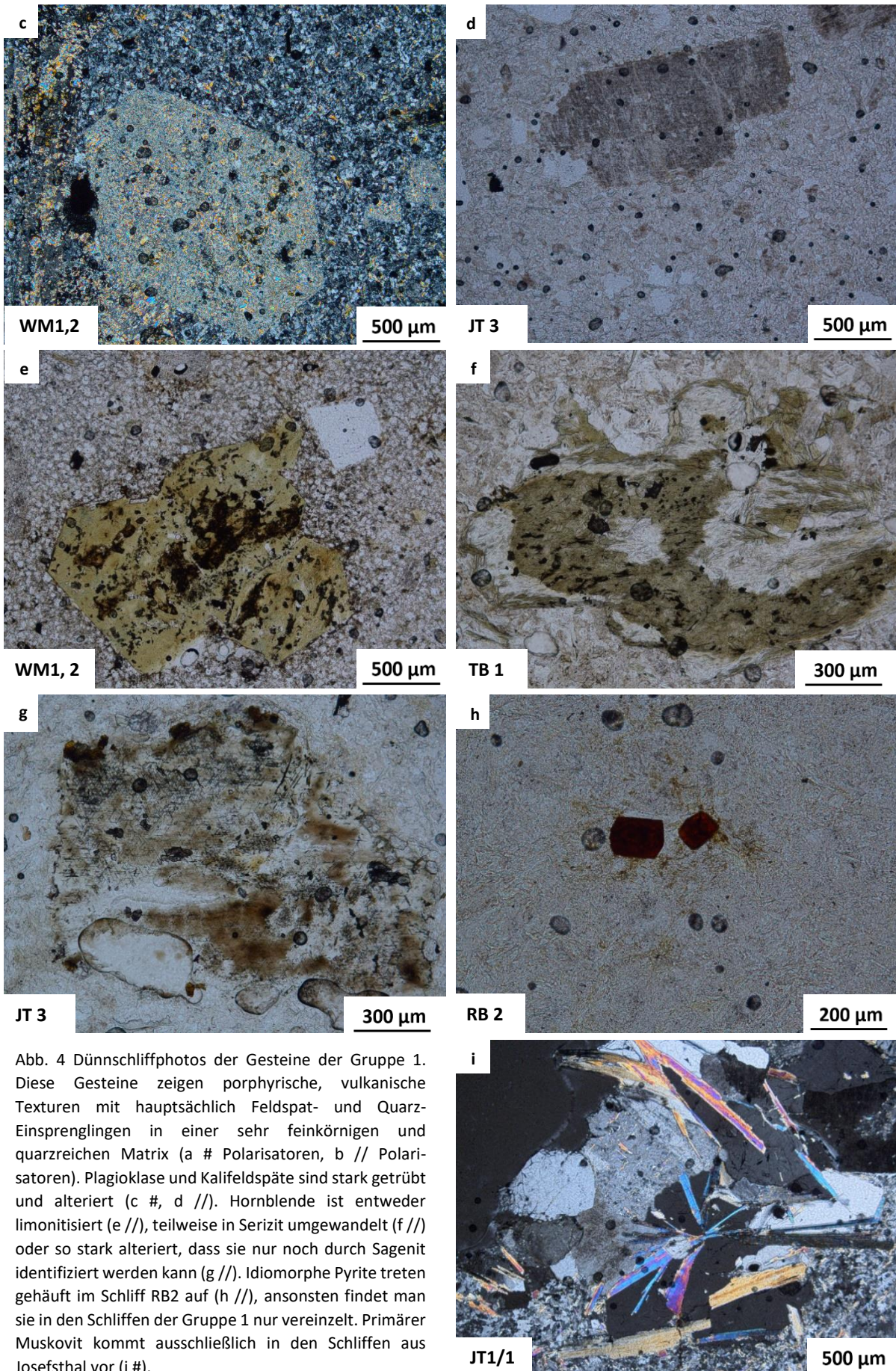


Abb. 4 Dünnschliffphotos der Gesteine der Gruppe 1. Diese Gesteine zeigen porphyrische, vulkanische Texturen mit hauptsächlich Feldspat- und Quarz-Einsprenglingen in einer sehr feinkörnigen und quarzreichen Matrix (a # Polarisatoren, b // Polarisatoren). Plagioklase und Kalifeldspäte sind stark getrübt und alteriert (c #, d //). Hornblende ist entweder limonitisiert (e //), teilweise in Serizit umgewandelt (f //) oder so stark alteriert, dass sie nur noch durch Sagenit identifiziert werden kann (g //). Idiomorphe Pyrite treten gehäuft im Schliff RB2 auf (h //), ansonsten findet man sie in den Schliffen der Gruppe 1 nur vereinzelt. Primärer Muskovit kommt ausschließlich in den Schliffen aus Josefthal vor (i #).

4.1.2 Gruppe 2: Dunkle, stark gefärbte Ganggesteine

Dieser Gruppe können folgende Probennahmepunkte zugeordnet werden: IS2, WF5, WM4, WM5, RH4, HOK4 (exkl. HOK4/3, siehe Tab. 1). Sie unterscheiden sich deutlich von den zuvor beschriebenen rhyolithischen Ganggesteinen. Ihre Matrix ist ebenfalls feinkörnig, doch die Zusammensetzung unterscheidet sich stark. Der geschätzte Quarzanteil beträgt nie mehr als 20%, bei den meisten sogar deutlich weniger. Die Matrix besteht hauptsächlich aus getrübttem Plagioklas, es finden sich auch etwas Kalifeldspat, Serizit und Chlorit darin. Durch den hohen Plagioklasanteil erscheint die Matrix getrübt (Abb. 5a).

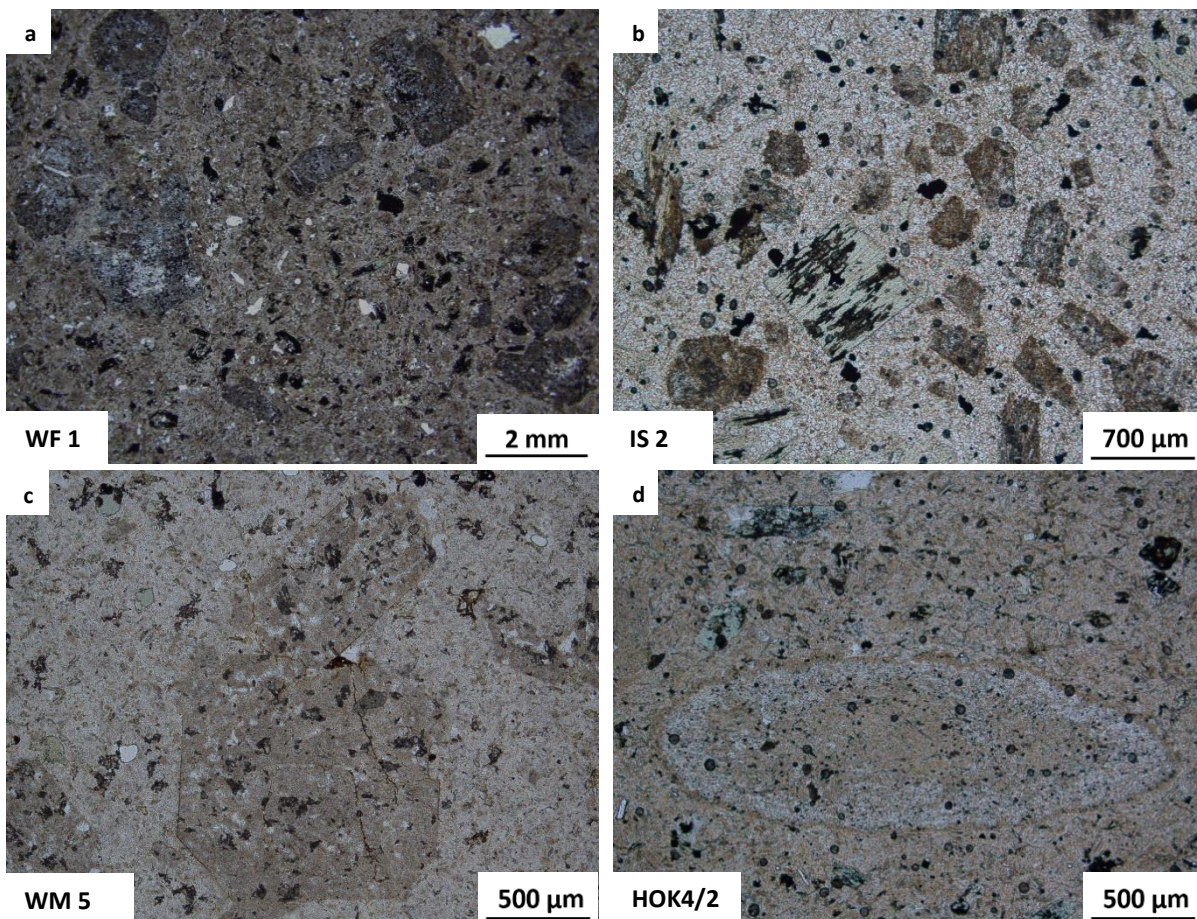
Die Ausnahme bildet hier IS2. Bei diesem Schliff beträgt der Quarzanteil der Matrix ca. 40%, und auch die dunkelgraue Farbe des Gesteins würde eine Einordnung in die Gruppe der hellen subvulkanischen Ganggesteine durchaus nahelegen. Jedoch passt der Schliff aufgrund seiner anderen Merkmale (Alteration, Korngröße, Anteil mafischer Gemengteile) überhaupt nicht in die Gruppe der hellen subvulkanischen Ganggesteine und wird daher in Gruppe 2 geführt (Abb. 5b).

Einsprenglinge sind im Gegensatz zur Gruppe der hellen Ganggesteine deutlich häufiger und auch größer, wobei Plagioklase die Mehrzahl der Einsprenglinge stellen. Sie sind idiomorph bis hypidiomorph (Abb. 5c), seltener finden sich auch rundkorrodierte Plagioklase mit angedeuteter Siebstruktur (Abb. 5d). In den meisten Fällen sind sie stark getrübt und serizitisiert, wobei der Randbereich häufig stärker serizitisiert ist als der Kern. So sind teilweise im Kern solcher Plagioklase noch Zwillingsbildung und Zonierungen zu beobachten. Hervorzuheben ist an dieser Stelle Schliff WM5, in dem einige Plagioklase gut ausgebildete Zonierungen aufweisen (siehe 4.4). In diesem Schliff und Schliff WM4 finden sich mit einer Größe von 7 mm auch die größten Plagioklas-Einsprenglinge. Die Kalifeldspäte sind in den Schliffen der Gruppe 2 wesentlich seltener und deutlich kleiner als die Plagioklase, jedoch etwas weniger stark serizitisiert und getrübt. Quarz-Einsprenglinge sind noch seltener. In den meisten Schliffen finden sich einzelne idiomorphe Quarzkörner.

Ein wesentlicher Unterschied dieser Gruppe im Vergleich zu den hellen subvulkanischen Ganggesteinen ist die Häufigkeit, Größe und Erscheinungsform der mafischen Gemengteile. In den meisten Schliffen beträgt der Anteil an mafischen Gemengteilen zwischen 10% und etwa 15%. Die Hornblende und auch der Biotit sind in den allermeisten Fällen vollständig chloritisiert. Die Ausnahme bildet auch hier Schliff WM5. Hier findet man idiomorphe und nicht-chloritisierte Hornblendens, die teilweise eine randliche Zonierung aufweisen.

Epidot und Klinozoisit treten wesentlich häufiger auf und sind oft mit Hornblenden vergesellschaftet (Abb. 5f). In einigen Schliffen findet man auch angedeutete Pseudomorphosen von Epidot und/oder Klinozoisit nach Hornblende. Apatit ist in allen Schliffen zumeist in säuliger oder nadeliger Ausbildung vorhanden (Abb. 5e). Zirkone findet man etwas häufiger als in den hellen, subvulkanischen Ganggesteinen. Selten treten auch Erzmineralisationen auf. Im Schliff IS2 findet man eine disseminierte Pyritmineralisation. In den Schliffen HOK4/5 und WM5 konnten jeweils Titanite nachgewiesen werden.

Der Schliff HOK4/4 zeigt die Kontaktzone von Granit und einem grünlichen, subvulkanischen Ganggestein. Dieser Bereich ist sehr stark alteriert, besteht fast ausschließlich aus Hornblende und Plagioklas und zeigt ein fluidales Gefüge (Abb. 5g).



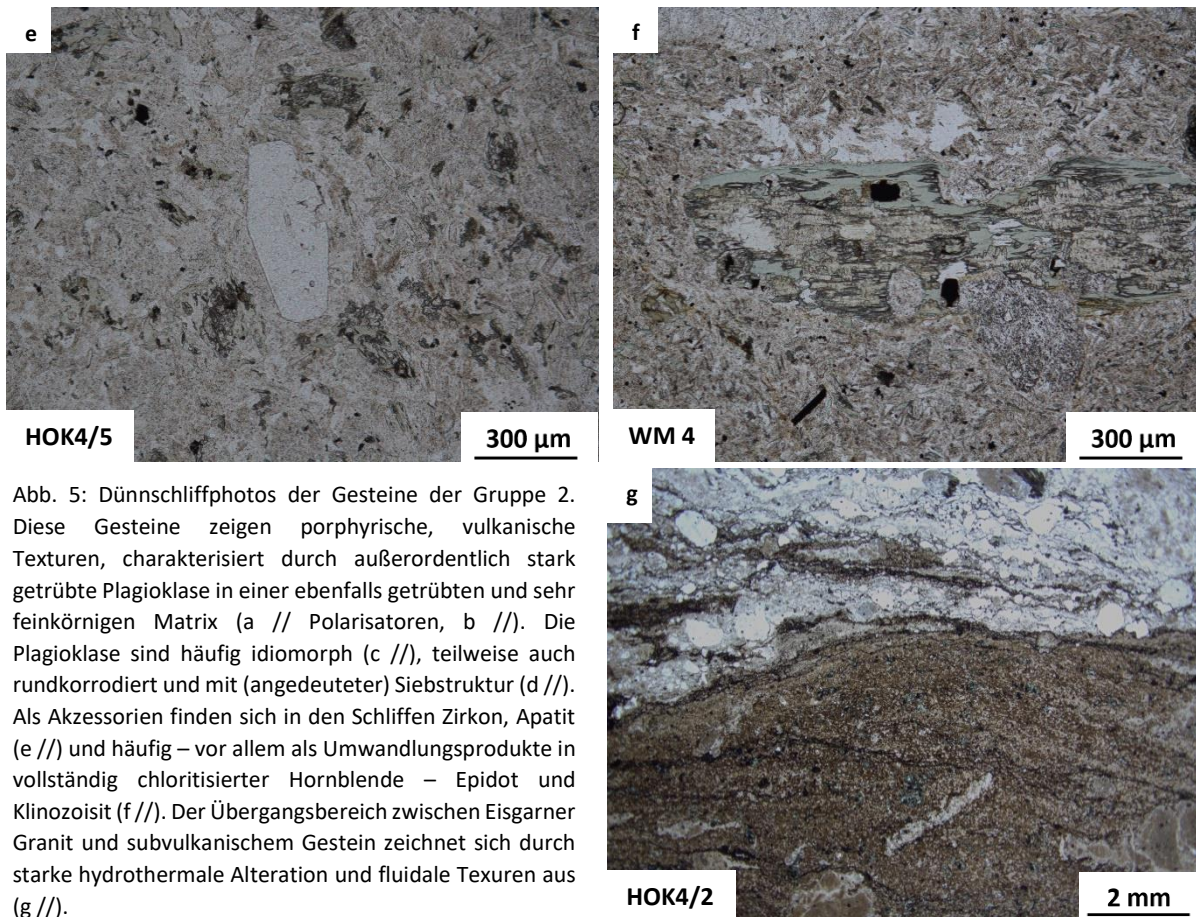


Abb. 5: Dünnschliffphotos der Gesteine der Gruppe 2. Diese Gesteine zeigen porphyrische, vulkanische Texturen, charakterisiert durch außerordentlich stark getrübte Plagioklase in einer ebenfalls getrübten und sehr feinkörnigen Matrix (a // Polarisatoren, b //). Die Plagioklase sind häufig idiomorph (c //), teilweise auch rundkorrodiert und mit (angedeuteter) Siebstruktur (d //). Als Akzessorien finden sich in den Schliffen Zirkon, Apatit (e //) und häufig – vor allem als Umwandlungsprodukte in vollständig chloritisierter Hornblende – Epidot und Klinozoisit (f //). Der Übergangsbereich zwischen Eisgarner Granit und subvulkanischem Gestein zeichnet sich durch starke hydrothermale Alteration und fluidale Texturen aus (g //).

4.1.3 Gruppe 3: Rot-graue Ganggesteine mit großen Kalifeldspat-Einsprenglingen

Die Gesteine dieser Gruppe konnten nur nördlich von „Pengershäuser“ nachgewiesen werden und umfassen die Probennahmepunkte PN3, PN4 und PN5.

Alle untersuchten subvulkanischen Gesteine weisen ein deutliches porphyrisches Gefüge auf. Während die Gesteine der Gruppen 1 und 2 ein matrixgestütztes Gefüge zeigen, ist das Gefüge dieser Gesteine korngestützt.

Die Matrix ist feinkörnig, der geschätzte Quarzanteil liegt bei 30%. Die restliche Matrix besteht aus Plagioklas und Kalifeldspat.

Das wichtigste Merkmal dieser Gesteine sind die Kalifeldspat-Phänokristalle, die bis zu 5 Zentimetern groß und fast ausschließlich idiomorph sind. Bei diesen großen Kalifeldspäten handelt es sich um die Hochtemperatur-Form Sanidin. Die Sanidine erscheinen nur in Teilbereichen klar und farblos, ansonsten sind sie durch starke Serizitisierung getrübt. Möglicherweise hat bereits Entmischung und Übergang von Sanidin zu Orthoklas stattgefunden, wie es bei älteren (sub)vulkanischen Gesteinen zu beachten ist. Diese

Entmischung zeigt sich auch in Bereichen, in denen patch perthitthe vorkommt. Viele Kalifeldspäte zeigen unter gekreuzten Polarisatoren Zonierungen, Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz und quasi-undulöses-Auslöschen (Abb. 6a, 6b). Einige der Sanidin-Phänokristalle zeigen außerdem eine rundkorrodierte Form, wie sie auch bei Plagioklasen der Gruppe 2 zu beobachten ist (Abb. 6c).

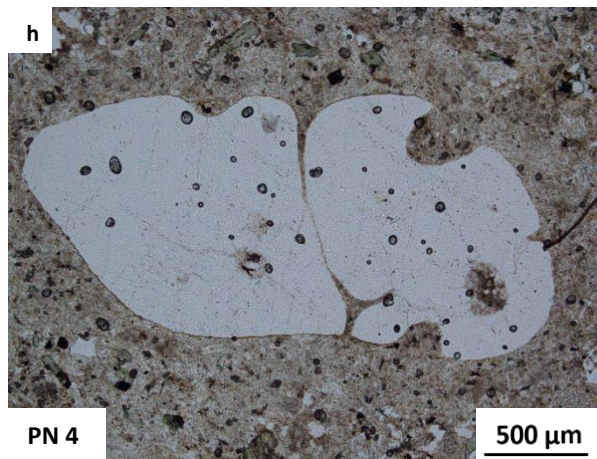
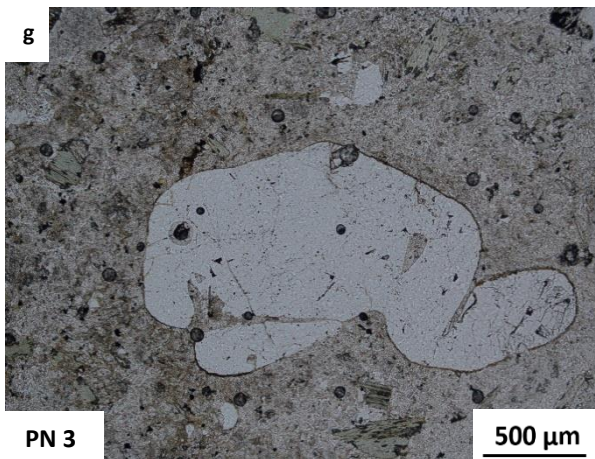
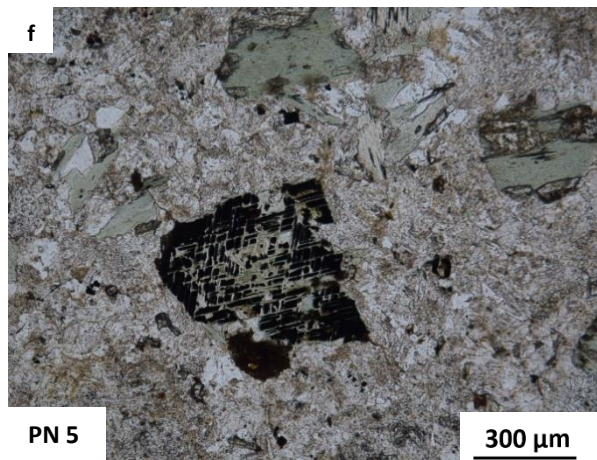
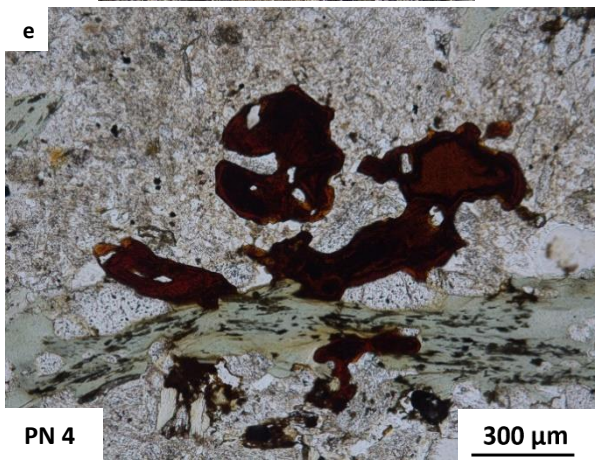
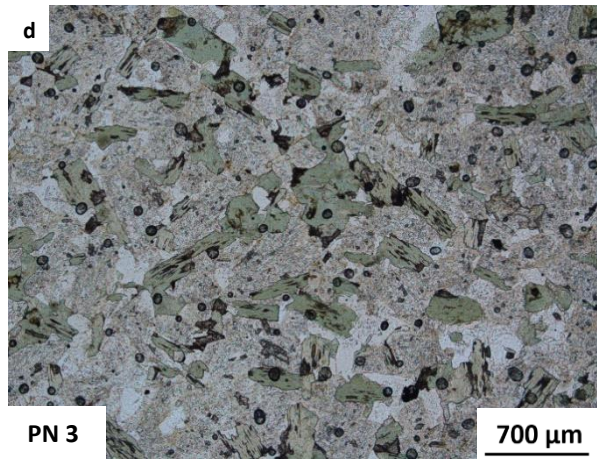
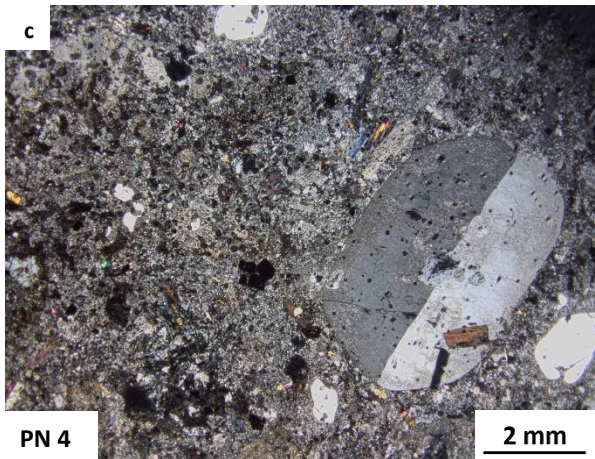
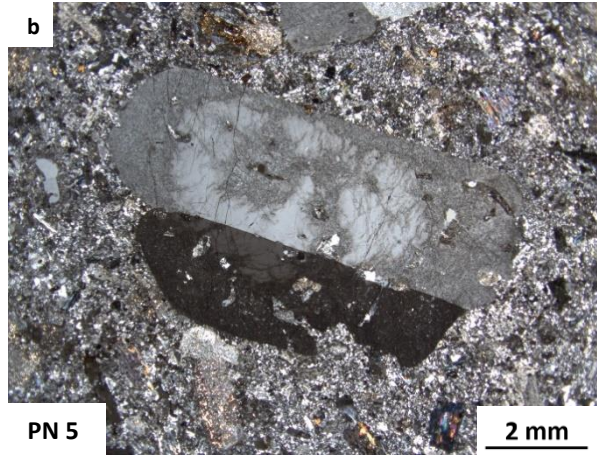
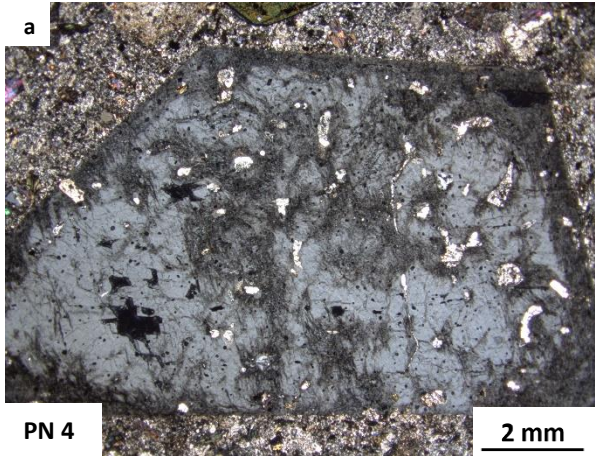
Neben den Phänokristall-Kalifeldspäten finden sich stark serizitisierter Kalifeldspat auch als Hauptbestandteil der Matrix neben Quarz und Plagioklas. Die Plagioklase in den Schliffen der Gruppe 3 sind ebenfalls stark serizitisiert, dennoch zeigen einige Individuen Zonierungen und polysynthetische Verzwillingung.

Der Anteil mafischer Gemengteile in den Gesteinen beträgt ähnlich wie bei Gruppe 2 etwas mehr als 10%. Es finden sich deutlich mehr Hornblenden als Biotite in den Schliffen, beide sind stark, teilweise vollständig chloritisiert. Die Biotite zeigen teilweise eine tiefbraune bis fast schwarze Eigenfarbe, selten finden sich auch Bereiche die noch Pleochroismus zeigen. Die Hornblenden sind bis zu 3 mm groß und teilweise idiomorph. Häufig findet man in der Umgebung von chloritisierten Hornblenden sekundäre Eisenoxide (Abb. 6e), teilweise sind mafische Gemengteile vollständig zu Eisenoxiden umgewandelt (Abb. 6f).

Eine weitere Besonderheit dieser Gesteine sind die ovalen, makroskopisch grüngrauen mafischen Einschlüsse. Diese sind bis zu 10 Zentimeter groß und weisen einen scharfen Kontakt zum Umgebungsgestein auf. Mikroskopisch betrachtet bestehen diese Einschlüsse zu mehr als 50% aus Hornblenden. Dazwischen finden sich feinkörnige, stark getrübe Plagioklase und xenomorpher Quarz (Abb. 6d).

Außerdem findet man in den Schliffen bis zu 5mm große, idiomorphe bis hypidiomorphe Quarzkörner. Quarz ist in diesen Gesteinen generell häufiger als in Gruppe 2, er tritt auch xenomorph auf und bildet myrmekitische Verwachsungen. Außerdem zeigt er teilweise Korrosionsschläuche (Abb. 6g) und Korrosionsbuchten (Abb. 6h).

Epidot und Klinozoisit sind häufig, oft finden sie sich als Umwandlungsprodukte in der Umgebung von Hornblende. Es finden sich viele sekundäre Eisenoxide und auch etwas Pyrit. Apatit ist relativ häufig, stängelig und teilweise randlich etwas korrodiert (Abb. 6i). Daneben finden sich in der Matrix auch kleine, nadelige Apatite. In jedem Schliff finden sich zudem einige Titanite. Das größte Korn hat einen längsten Durchmesser von mehr als 3 mm (Abb. 6j). Außerdem finden sich in Gesteinen dieser Gruppe die mit Abstand meisten Zirkone.



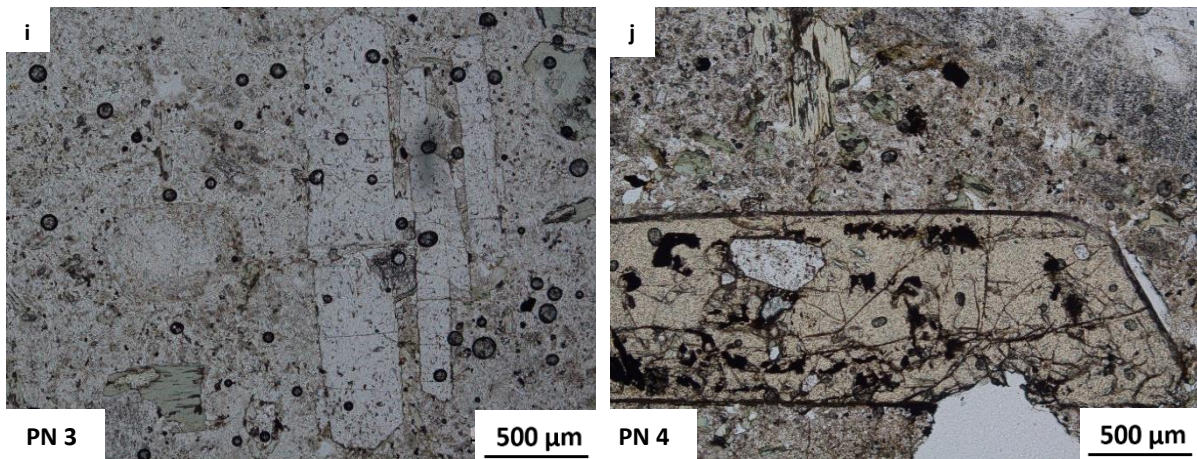


Abb. 6: Dünnschliffphotos der Gesteine der Gruppe 3. Diese Gesteine zeigen porphyrische, vulkanische Texturen, charakterisiert durch sehr große, größtenteils idiomorphe Sanidin-Kristalle. Diese zeigen häufig Karlsbader-Verzwilligung (a # Polarisatoren, b #). Selten sind sie auch rundkorrodiert (c #). Die häufig auftretenden Hornblenden sind vollständig chloritisiert, die in den Gesteinen vorkommenden mafischen Schollen bestehen zu einem Großteil aus Hornblende (d //). Oft finden sich Epidot und/oder Klinozoisit als Umwandlungsprodukte. Außerdem bilden sich häufig nahe mafischer Gemengteile Eisenoxide (e //) bzw. sind die Hornblenden (vollständig) zu Eisenoxiden umgewandelt (f //). Quarze zeigen typische vulkanische Ausbildungsformen wie Korrosionsschläuche (g //) und -buchten (h //). Als Akzessorien finden sich neben Zirkon, Epidot und Klinozoisit auch säulige, randlich leicht korrodierte Apatite (i //) sowie große, idiomorphe Titanitkristalle (j //).

4.1.4 Quarzgänge von Illmau

Die Quarzgänge nördlich von Illmau sind sehr gut aufgeschlossen. Sie streichen großteils NE-SE bis NNW-SSE und weisen jeweils nur eine geringe Mächtigkeit von wenigen Metern bis maximal ca. 15 Metern auf. Der längste Einzelgang erstreckt sich über eine Länge von 3 km, wobei einige Gänge mit nur geringen Entfernungen parallel zueinander verlaufen. Der Durchmesser der Quarzblöcke variiert zwischen 20 Zentimeter und drei Meter.

Die grünlich-graue Mineralisation, die in den Quarzgängen gefunden wurde, konnte mit der Polarisationsmikroskopie (im Durchlicht) nicht zweifelsfrei bestimmt werden. Es handelt sich auf jeden Fall um sekundäre Umwandlungen – vermutlich Serizitisierung – eines primären Feldspats (Abb. 7a, 7b). Die definitive Bestimmung der Mineralisation erfolgte erst mittels Röntgendiffraktometrie (siehe untenstehend).

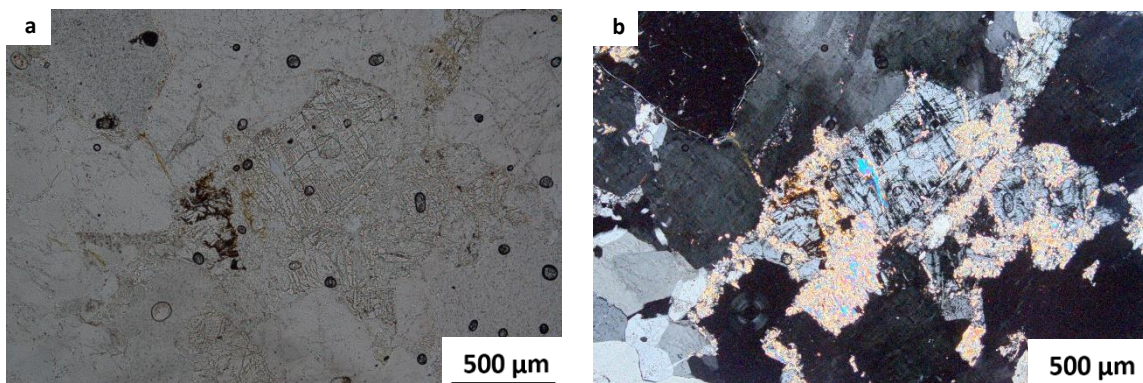


Abb. 7: Dünnschliffphotos der Quarzgänge nördlich von Illmau (a // Polarisatoren, b # Polarisatoren). Die makroskopisch grünlich-graue Mineralisation erweist sich mikroskopisch als Serizitisierung von primären Feldspäten.

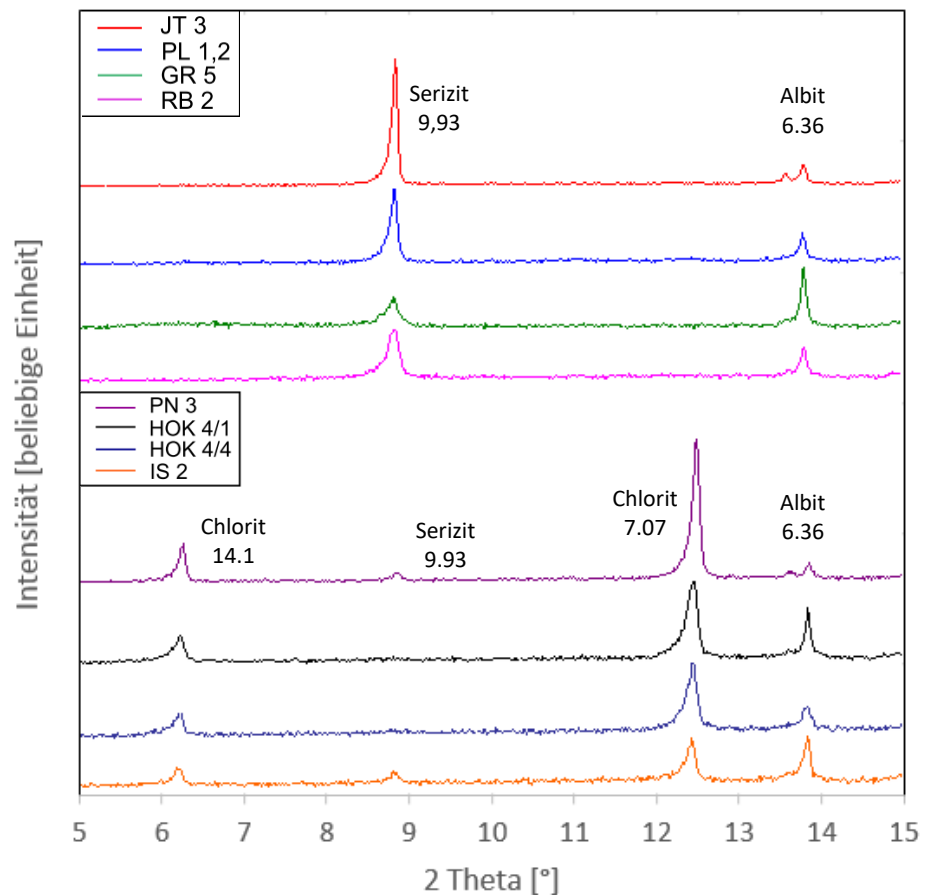
4.2 Röntgendiffraktometrie

Die Untersuchungen der Röntgendiffraktometrie (XRD, Abb. 8) bestätigen die unterschiedlichen Alterationen der drei Gruppen. Während in Gruppe 1 (bei der XRD Analyse repräsentiert durch GR5, JT3, RB2, PL1,2) eindeutig Serizit vorhanden ist, aber der Chlorit fehlt, verhält es sich bei den Gruppen 2 (IS2, HOK4/1, HOK4/4) und 3 (PN3) genau gegenteilig. Bei diesen Proben gibt es einen deutlichen Chlorit-Peak, jedoch keinen signifikanten Serizit-Peak. Die Proben IS2 und PN3 zeigen einen kleinen, undeutlichen Serizit-Peak.

Zurückzuführen sind diese Ergebnisse auf die bereits bei der Polarisationsmikroskopie (im Durchlicht) festgestellten unterschiedlichen Alterationen der 3 Gruppen. Mafische Gemengteile sind in Gruppe 1 generell selten und niemals chloritisiert, sondern limonitisiert. Auch in der Matrix konnte kein Chlorit gefunden werden, dafür eine beträchtliche Menge an Serizit. In den Gesteinen der Gruppen 2 und 3 sind die meisten Hornblenden und Biotite chloritisiert, außerdem sind die mafischen Gemengteile generell häufiger. Des Weiteren befindet sich feinkörniger Chlorit in der Matrix, aber wenig bis kein Serizit.

Es konnten keine Anzeichen für das Vorhandensein von weiteren Tonmineralen wie Kaolinit oder Smektit gefunden werden.

Abb. 8: Röntgendiffraktogramme von ausgewählten Proben. Gesteine der Gruppe 1 (JT 3, PL 1,2, GR 5, RB 2) zeigen einen deutlichen Serizitpeak, dafür keinen Chloritpeak. Gesteine der Gruppen 2 und 3 zeigen einen deutlichen Chloritpeak und keinen (HOK 4/1, HOK 4/4) oder einen sehr kleinen (PN 3, IS 2) Serizitpeak.



Mit den texturfreien Präparaten wurde mit der Methode nach *Schulz (1964)* versucht, das Verhältnis zwischen Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz semi-quantitativ abzuschätzen. Da die Proben generell stark alteriert und besonders die Feldspäte nahezu vollständig serizitisiert sind, sind die Ergebnisse nur bedingt aussagekräftig (Tab. 2). Einige Aussagen lassen sich dennoch treffen: Der Quarzanteil ist bei den Rhyolithen der Gruppe 1 deutlich höher als bei den dunklen, weit weniger felsischen Gesteinen der Gruppen 2 und 3. Das Verhältnis Kalifeldspat/Plagioklas ist bei den Gesteinen der Gruppe 3 am höchsten, was auf die sehr großen, idiomorphen Kalifeldspäten zurückzuführen ist. Der hohe Anteil an Schichtsilikaten in den Proben PN3 und WM4 ist zum einen auf die Serizitisierung der Feldspäte, zum anderen auf die vollständige Chloritisierung der Hornblenden zurückzuführen

	Gruppe 1			Gruppe 2		Gruppe 3
	WM 1,2	JT 3	IS 2	WM 4	HOK 4/4	PN 3
Schichtsilikat	31	36	35	50	37	52
Quarz	43	38	34	21	20	19
Plagioklas	18	18	23	20	30	18
Kalifeldspat	8	8	8	9	13	11
Gesamt	100	100	100	100	100	100

Tab. 2: Semi-quantitative Abschätzung des Gehaltes an Schichtsilikaten, Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat nach Schulz, 1964.

Die Quarzproben von Illmau wurden ebenfalls mittels Röntgendiffraktometrie untersucht. Die grünlich-graue Mineralisation besteht ausschließlich aus Serizit. Das bestätigt die Vermutungen der Polarisationsmikroskopie (im Durchlicht), wonach es sich um sekundäre Umwandlung eines primären Feldspats handelt.

4.3 Röntgenfluoreszenz-Analyse

Wie erwähnt lassen sich die subvulkanischen Ganggesteine sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch in drei Gruppen unterteilen. Diese Einteilung konnte auch geochemisch bestätigt werden. Die Haupt- und Spurenelementgehalte der untersuchten Gesteine sind in den Tabellen 3 und 4 angegeben.

4.3.1 Gruppe 1: Rhyolithische Ganggesteine

Hauptelemente

Der SiO₂-Gehalt dieser Gesteine liegt zwischen 71 wt% und 78 wt% (Tab. 1, Tab. 3). Sie plotten im TAS-Klassifikationsdiagramm der subvulkanischen Gesteine (*Le Bas et. al., 1986*) im Feld der Rhyolithe (Abb. 9). Nutzt man die Beziehung $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$, ergeben sich Quotienten von 1,7 -2,1, daher sind die Gesteine als stark peraluminös zu klassifizieren (*Shand, 1951*).

Tab. 3: Gesamtgesteins- (Gew. %) und Spurenelementchemismus (ppm) der Gruppe 1 (Rhyolithische Ganggesteine) sowie der Granitprobe HOK4/3.

	Gruppe 1									Granit
	PL1,2 n = 2	TB1 n = 1	RB2 n = 1	RB3 n = 1	WM1,2 n = 2	GR5 n = 1	RH1 n = 1	JT1/1 n = 1	JT3 n = 1	HOK4/3 n = 1
SiO ₂	72,50	73,67	77,16	74,68	74,74	74,94	71,06	73,97	72,08	72,27
TiO ₂	0,15	0,16	0,07	0,20	0,11	0,24	0,33	0,05	0,11	0,21
Al ₂ O ₃	15,27	15,01	12,96	14,88	14,72	14,45	16,43	15,34	15,52	14,62
Fe ₂ O ₃	1,37	1,38	0,66	1,56	0,68	1,53	2,15	0,74	0,94	1,53
MnO	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03
MgO	0,19	0,21	0,05	0,23	0,05	0,24	0,51	<0,01	0,06	0,29
CaO	0,18	0,26	0,06	0,19	0,42	0,13	0,37	0,34	0,43	0,80
Na ₂ O	4,14	3,91	3,37	3,89	3,22	4,19	4,29	3,93	3,58	3,22
K ₂ O	3,41	3,63	3,07	3,08	4,38	2,57	2,51	3,99	4,22	4,58
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,02	0,05	0,24	0,06	0,11	0,34	0,34	0,22
LOI	1,30	1,61	1,31	1,40	0,98	2,07	2,08	0,99	1,19	0,92
Total	98,61	99,93	98,79	100,17	99,55	100,43	99,86	99,73	98,49	98,69
F	n.a	460	210	n.a	200	n.a	n.a	n.a	2820	850
Ba	431	470	423	390	27	324	318	15	116	247
Rb	86	90	113	103	380	80	107	576	545	307
Cs	n.a	2	2	n.a	13	n.a	n.a	n.a	47	11
Sr	192	205	106	115	16	155	222	10	36	185
La	15	12	11	20	6	5	12	2	9	24
Ce	18	26	21	30	14	15	32	7	27	59
Y	9	10	5	10	8	7	8	5	8	8
Sm	n.a	2	2	n.a	2	n.a	n.a	n.a	3	6
Pb	9	12	3	7	21	3	7	18	18	43
Zn	32	34	10	28	21	43	49	21	31	50
Cu	9	10	9	9	8	8	9	7	9	9
Co	4	2	2	2	1	1	3	1	2	5
Cr	8	8	5	2	4	5	3	2	3	12
Ga	17	18	15	17	24	17	18	30	25	22
Nd	15	13	6	13	8	10	14	5	14	34
Ni	2	4	2	2	2	0	5	1	2	2
V	14	15	4	12	3	15	18	2	5	15
Sn	4	5	5	4	13	5	4	29	30	13
W	15	8	3	<1	3	1	0	17	17	22
Nb	5	6	7	6	13	8	5	35	26	11
Ta	1	1	0	0	1	0	0	8	4	1
Th	5	5	5	6	8	6	5	1	6	25
U	2	2	2	2	5	2	2	5	4	10
Th/U	2,6	2,2	3,3	3,9	1,5	3,4	2,9	0,3	1,6	2,4
Zr	98	103	55	99	48	120	141	24	52	98
Hf	n.a	3	2	n.a	2	n.a	n.a	n.a	2	3
Zr/Hf	n.a	36	27	n.a	25	n.a	n.a	n.a	29	32
K/Rb	331	333	226	248	96	265	194	58	64	124
Rb/Sr	0,4	0,4	1,1	0,9	24,0	0,5	0,5	57,0	15,2	1,7

Die Gruppe ist geochemisch nicht homogen. Die Proben aus Josefsthal bei Litschau (JT1/1 und JT3) sind in vielerlei Hinsicht speziell (Klečka & Vaňková, 1988; Breiter & Scharbert, 1995). Sie sind hochdifferenziert, was unter anderem die niedrigen Gehalte an MgO (<0,1 wt%), Fe₂O₃ (<1 wt%) und ein sehr niedriger Solidification Index (S.I) von 0,7 unterstreichen (Kuno, 1959). Die Gehalte an K₂O (ca. 4 wt%) und P₂O₅ (0,34 wt%) sind hingegen im Vergleich zu den anderen Rhyolithen dieser Gruppe leicht erhöht (Tab. 3). Die Probe WM1,2 weist in all diesen Kategorien ähnliche Werte wie die Proben aus Josefsthal auf. Die anderen Rhyolithe sind etwas weniger stark differenziert. Ihr S.I beträgt durchschnittlich 2,7, der Fe₂O₃ -Gehalt durchschnittlich 1,45 wt% und der MgO-Gehalt durchschnittlich 0,2 wt%. Der Kalium- und Phosphor-Gehalt sind jedoch nicht erhöht.

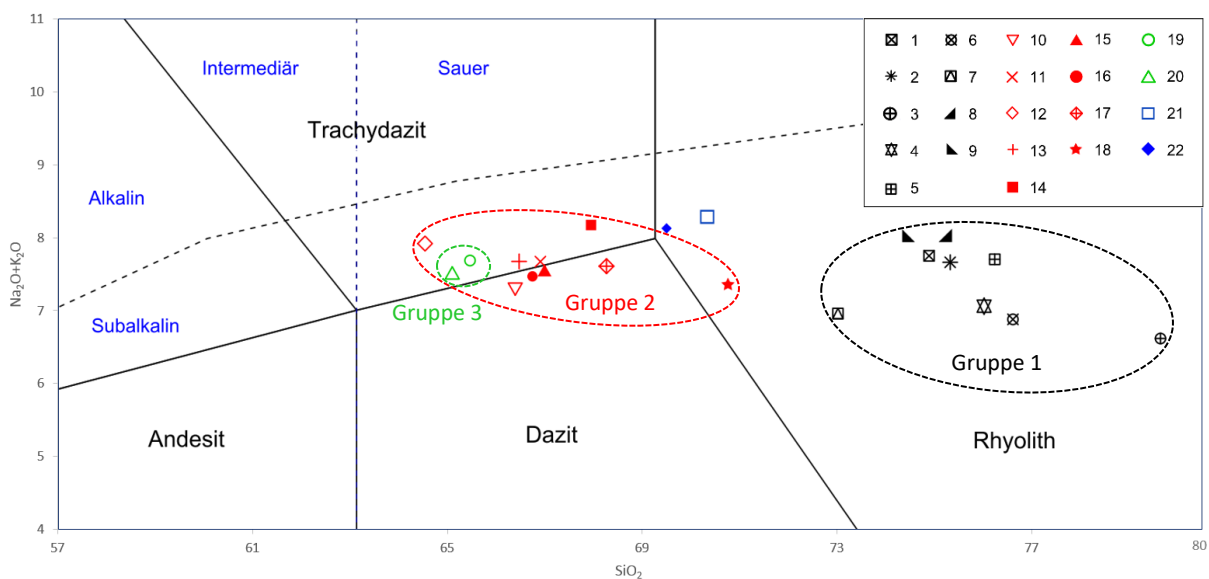


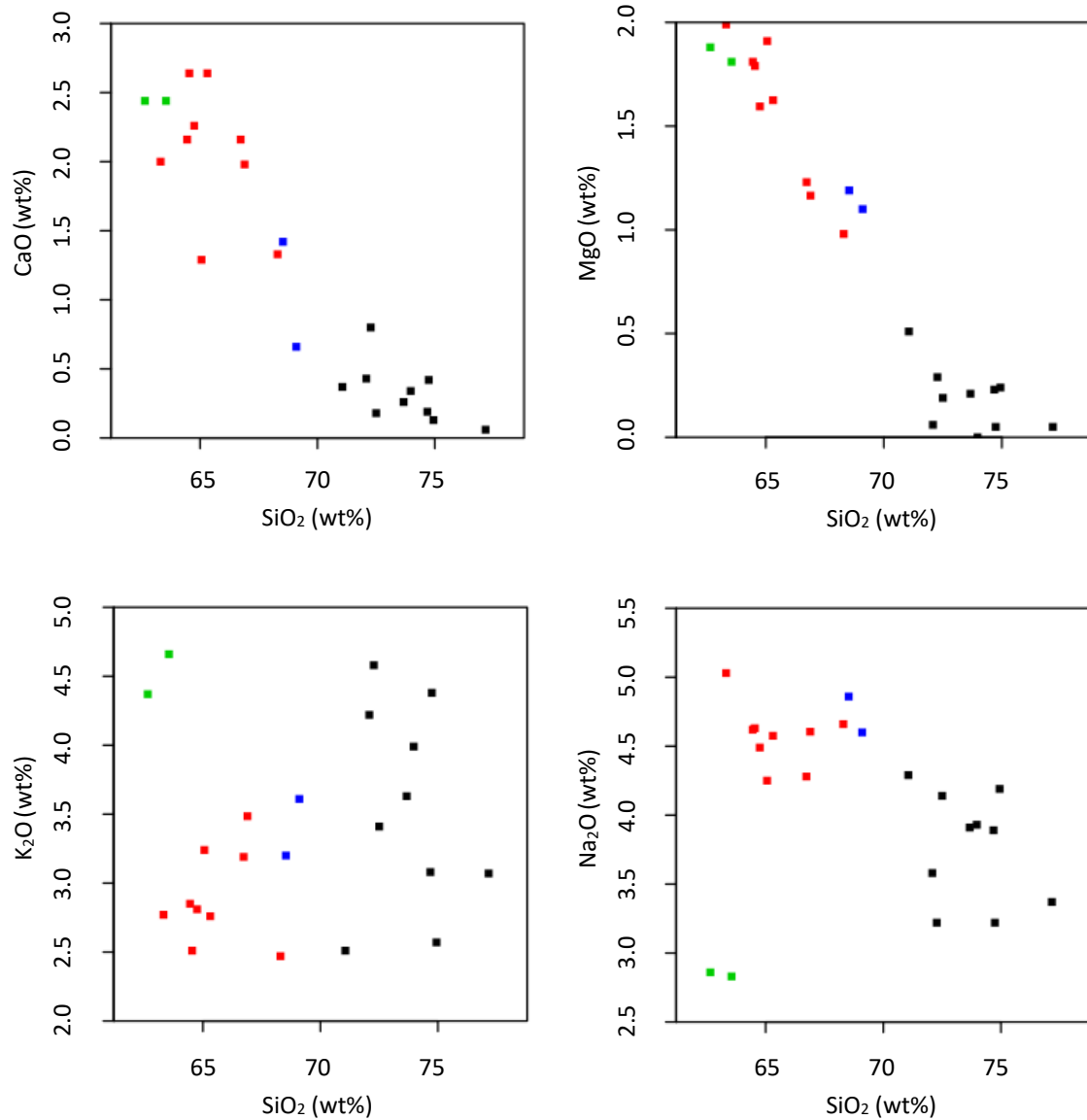
Abb. 9: TAS-Klassifikationsdiagramm der untersuchten subvulkanischen Gesteine (nach Le Bas et al. 1986 modifiziert)
 Gruppe 1 (Schwarz): 1: PL1,2; 2: TB1; 3: RB2; 4: RB3; 5: WM1,2; 6: GR5; 7: RH1; 8: JT1/1; 9: JT3
 Gruppe 2 (Rot): 10: HOK4/1; 11: HOK4/2; 12: HOK4/4; 13: HOK4/5; 14: WM4; 15: WM5; 16: RH4; 17: WF1; 18: IS2
 Gruppe 3 (Grün): 19: PN3; 20: PN4
 Blau: 21: AR4; 22: AR5 aus Göd et al. (2017)

Spurenelemente

Der hohe Grad der Fraktionierung der Gesteine aus Josefsthal zeigt sich an der starken Anreicherung an Rb (durchschnittlich 560 ppm), Cs (47 ppm), F (2820 ppm), Nb (28 ppm) und Ta (5 ppm). Kompatiblere Spurenelemente wie Strontium (< 50 ppm), Barium (<150 ppm) und Zirkon (<60 ppm) sind hingegen stark abgereichert. Die Verhältnisse von Ba/Rb (0,2) und K/Rb (durchschnittlich 61) sind sehr niedrig, während das Verhältnis von Rb/Sr (durchschnittlich 36) sehr hoch ist. All diese Charakteristika sprechen dafür, dass es sich bei den subvulkanischen Gesteinen von Josefsthal um sehr stark differenzierten Rhyolithe handelt (Klečka & Vaňková, 1988; Breiter & Scharbert, 1995). Die Probe WM1,2 zeigt ganz ähnliche Werte, nur der Fluorgehalt ist deutlich niedriger. Der Gehalt an Sn ist sowohl

in der Probe WM 1,2 (13 ppm) als auch in den Gesteinen aus Josefthal (30 ppm) erhöht, der Gehalt an W nur in den Gesteinen aus Josefthal (17 ppm).

Die anderen Proben zeigen in manchen Kategorien einen ähnlichen Trend, jedoch weit weniger stark ausgeprägt. So sind die Barium-, Strontium- und Zirkon-Gehalte leicht abgereichert. Die Konzentration anderer Elemente wie Sc, Ni, Cr, Co, Mo, Cu und Pb liegt bei den meisten Proben nur knapp über dem Detektionslimit.



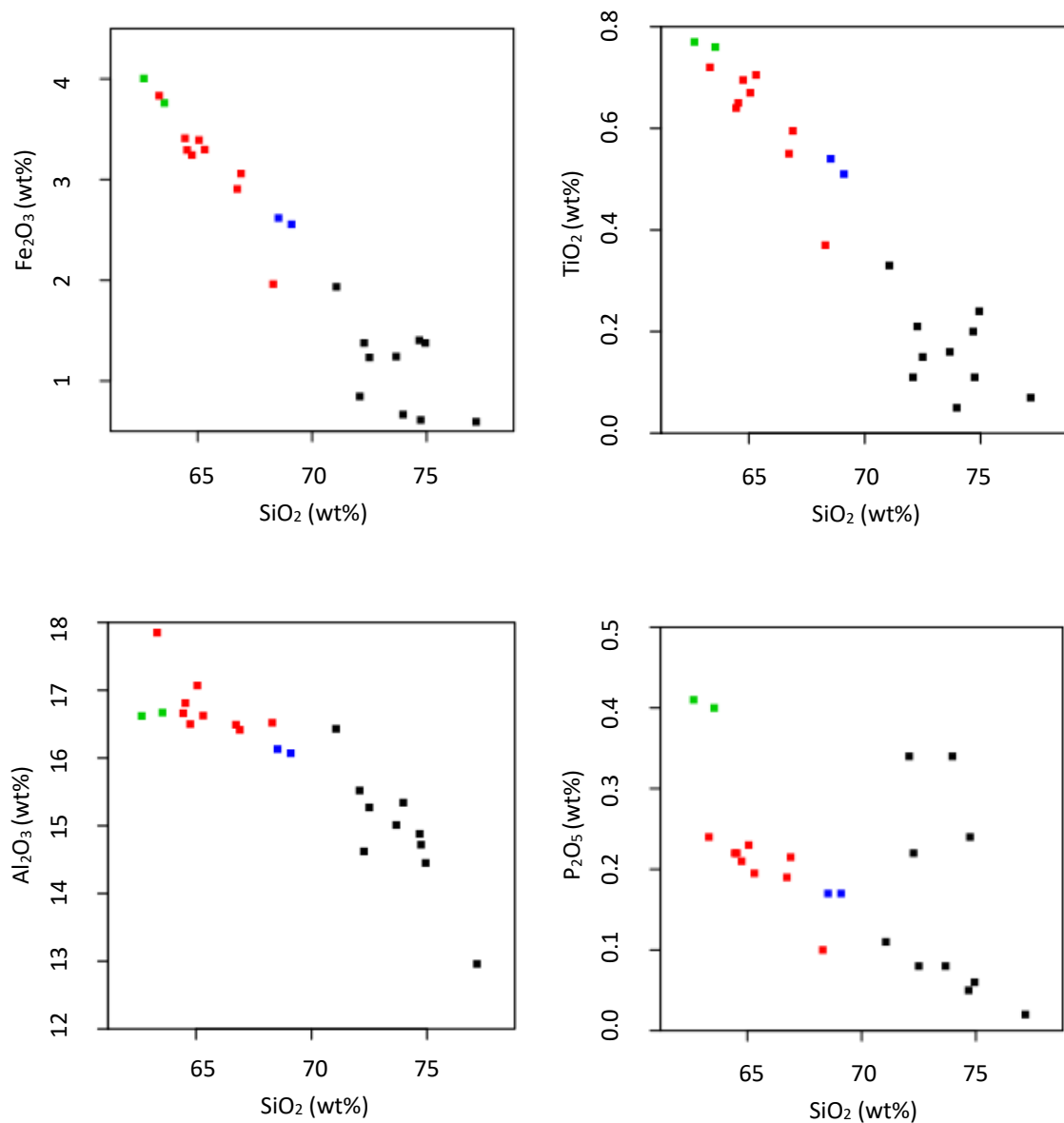


Abb. 10: Harker Variations-Diagramme der subvulkanischen Gesteine des Untersuchungsgebietes.

Schwarz: Gruppe 1, Rot: Gruppe 2, Grün: Gruppe 3, Blau: AR4, AR5 aus Göd et al. (2017)

Die Gehalte an CaO, TiO₂, Al₂O₃, MgO und Fe₂O₃ nehmen mit steigendem SiO₂-Gehalt ab. Selbiges gilt für P₂O₅, wobei die Proben aus Josefthal, WM 1,2 sowie die Granit-Vergleichsprobe HOK 4/3 an P₂O₅ angereichert sind. Der Gehalt an Na₂O nimmt ebenfalls mit steigendem SiO₂-Gehalt ab, wobei die Proben der Gruppe 3 an Na₂O abgereichert sind. Dafür sind diese Proben an K₂O angereichert, wobei der K₂O-Gehalt mit steigendem SiO₂-Gehalt leicht ansteigt.

Tab. 4: Gesamtgesteins- (Gew. %) und Spurenelementchemismus (ppm) der Gruppen 2 (gefärbte Trachydazite/Dazite) und 3 (rot-graue Trachydazite)

	Gruppe 2									Gruppe 3	
	IS2	WF1	WM4	WM5	RH4	HOK4/1	HOK4/2	HOK4/4	HOK4/5	PN3	PN4
	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1
SiO ₂	68,30	66,73	66,90	65,31	64,75	64,45	65,06	63,32	64,54	63,55	62,65
TiO ₂	0,37	0,55	0,60	0,71	0,70	0,64	0,67	0,72	0,65	0,76	0,77
Al ₂ O ₃	16,52	16,49	16,42	16,63	16,50	16,66	17,07	17,85	16,81	16,67	16,62
Fe ₂ O ₃	2,18	3,23	3,40	3,67	3,61	3,79	3,77	4,26	3,66	4,18	4,45
MnO	0,03	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,06	0,18	0,06	0,05	0,05
MgO	0,98	1,23	1,17	1,63	1,60	1,81	1,91	1,99	1,79	1,81	1,88
CaO	1,33	2,16	1,98	2,64	2,26	2,16	1,29	2,00	2,64	2,44	2,44
Na ₂ O	4,66	4,28	4,61	4,58	4,49	4,62	4,25	5,03	4,63	2,83	2,86
K ₂ O	2,47	3,19	3,49	2,76	2,81	2,85	3,24	2,77	2,51	4,66	4,37
P ₂ O ₅	0,10	0,19	0,22	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24	0,22	0,40	0,41
LOI	2,48	1,73	1,57	1,59	2,78	1,67	2,07	1,94	1,83	2,15	2,13
Total	99,42	99,83	100,37	99,75	99,75	98,93	99,62	100,30	99,34	99,50	98,63
F	200	340	650	620	520	n.a	n.a	940	n.a	930	n.a
Ba	495	504	646	429	414	424	481	497	336	1960	2044
Rb	78	73	121	89	74	101	134	107	94	142	143
Cs	4	2	3	3	2	n.a	n.a	7	n.a	3	n.a
Sr	508	468	591	588	474	542	570	561	599	1127	1265
La	33	33	36	30	34	30	37	37	35	80	69
Ce	58	52	66	57	59	64	64	59	59	145	143
Y	38	13	13	16	15	15	15	16	15	19	21
Sm	8	4	5	5	5	n.a	n.a	5	n.a	10	n.a
Pb	6	5	8	8	7	3	4	3	4	25	20
Zn	43	48	48	48	60	61	68	105	57	76	71
Cu	11	16	16	18	22	25	18	33	15	15	15
Co	4	9	8	11	10	11	10	12	12	9	10
Cr	27	13	10	12	17	21	21	24	18	26	25
Ga	20	18	19	20	19	19	19	19	19	20	20
Nd	37	26	26	24	25	29	26	31	24	55	53
Ni	10	8	4	8	10	10	10	11	9	10	12
V	44	60	49	68	75	74	82	83	72	70	72
Sn	5	4	6	5	4	3	5	5	4	7	5
W	2	3	6	8	0	4	3	3	5	8	3
Nb	8	10	13	12	12	12	13	14	12	16	16
Ta	<1	1	1	1	1	1	1	1	<1	<1	<1
Th	6	8	11	7	7	7	7	8	8	36	36
U	4	3	4	4	4	3	4	4	4	12	12
Th/U	1,6	2,6	2,6	2,0	1,8	2,1	1,9	2,0	2,1	3,0	3,0
Zr	155	177	220	200	203	198	199	210	202	338	332
Hf	4	4	5	4	4	n.a	n.a	5	n.a	9	n.a
Zr/Hf	42	45	47	45	50	n.a	n.a	47	n.a	39	n.a
K/Rb	262	365	239	257	317	234	201	214	223	273	254
Rb/Sr	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1

4.3.2 Gruppe 2: Dunkle, stark gefärbte Trachydazite/Dazite

Hauptelemente

Die Gesteine dieser Gruppe weisen SiO_2 Gehalte von 63% bis 68% auf (Tab.1, Tab. 4). Im TAS-Diagramm plotten sie im Grenzbereich der Trachydazite, Dazite und Rhyolithe. Die Gesteine dieser Gruppe sind ebenfalls peraluminös und weitgehend homogen, mit Ausnahme der Probe IS 2: Diese Probe ähnelt in ihrem Hauptelement-Chemismus teilweise den Rhyolithen von Gruppe 1. Die Probe HOK4/4 weist den geringsten SiO_2 Gehalt der Gesteine dieser Gruppe auf. Die Gesteine dieser Gruppe sind wenig differenziert ($S.I. > 8$).

Spurenelemente

Die Gehalte an Spurenelementen, allen voran die Ba, Rb, Sr und Zr- Gehalte, entsprechen weitgehend dem krustalen Durchschnitt (Abb. 13; *Wedepohl, 1995*). Es gibt keine Anzeichen von geochemischer Differentiation, was die Verhältnisse von K/Rb (durchschnittlich 260), Th/U (durchschnittlich 2,1; Abb. 11) Rb/Sr (durchschnittlich 0,2; Abb. 12) und Ba/Rb (durchschnittlich 5) unterstreichen (Tab. 4). Die Gehalte variieren innerhalb der Gruppe kaum, einzig die Probe IS 2 zeigt einen etwas anderen Trend (Abb. 13) Die Konzentration anderer Elemente wie W, Sn, Sc, Co, Mo, Cu, As und Pb liegt bei den Proben knapp über dem Detektionslimit. Probe HOK4/4 hat einen leicht erhöhten Zn-Gehalt.

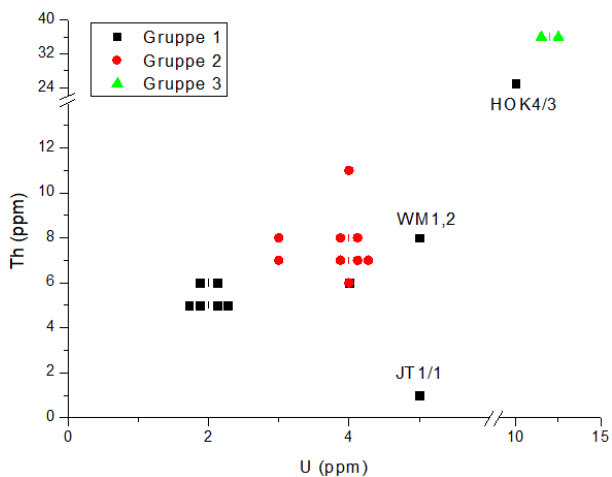


Abb. 11: Th/U-Plot der subvulkanischen Gesteine des Untersuchungsgebietes.

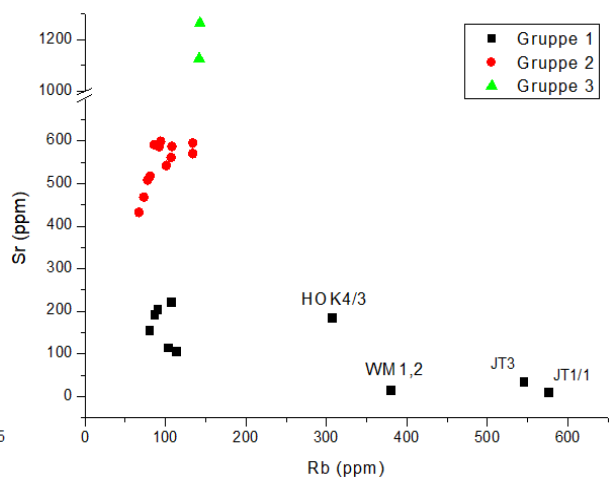


Abb. 12: Rb/Sr-Plot der subvulkanischen Gesteine des Untersuchungsgebietes

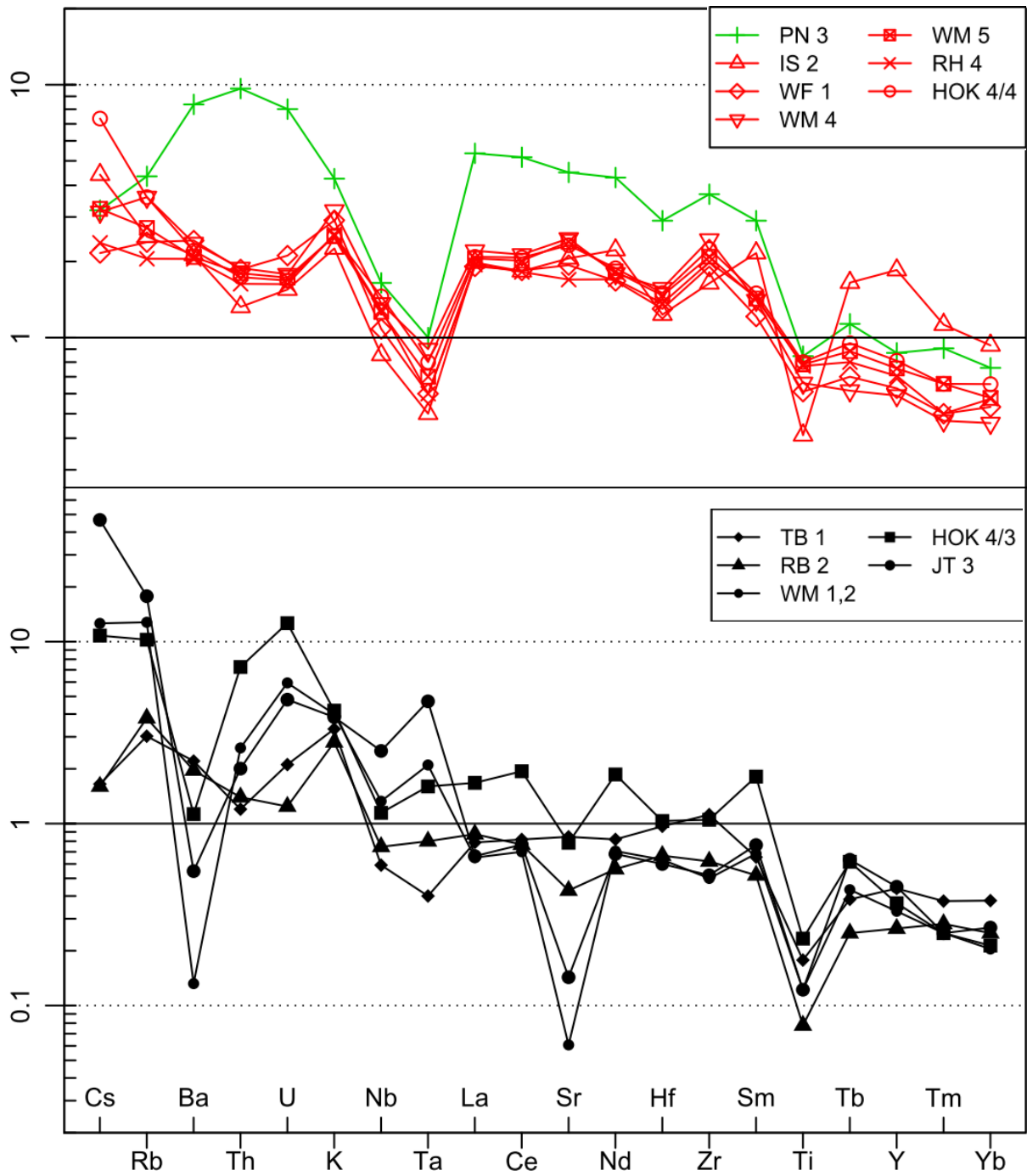


Abb. 13: Spurenelement-Gehalt der subvulkanischen Gesteine des Untersuchungsgebietes, normalisiert nach durchschnittlicher Krustenzusammensetzung (Taylor & McLennan, 1995).

Schwarz: Gruppe 1, Rot: Gruppe 2, Grün: Gruppe 3

4.3.3 Gruppe 3: Rot-graue Trachydazite mit großen Kalifeldspäten

Hauptelemente

Betrachtet man nur den Hauptelement-Chemismus, so unterscheiden sich die subvulkanischen Gesteine der Gruppe 3 (Tab. 1) nicht wesentlich von den Gesteinen der Gruppe 2. Die Unterschiede liegen in niedrigeren Na_2O -Gehalten ($< 3\%$) sowie erhöhten K_2O - (4,5%) und P_2O_5 -Gehalten (0,4 %, Tab. 4). Im TAS-Diagramm plotten diese Gesteine als Trachydazit an der Grenze zu Dazit und somit in jenen Bereich, in den auch die Gesteine der Gruppe 2 plotten (Abb. 9). Sie sind ebenfalls peraluminös und geochemische sehr homogen. Der hohe Solifidation Index ($\text{S.I} > 13$) zeigt, dass die Gesteine dieser Gruppe wenig entwickelt sind.

Spurenelemente

Die Gesteine dieser Gruppe sind charakterisiert durch außergewöhnlich hohe Gehalte an Ba (2000 ppm) sowie hohe Gehalte an Sr (durchschnittlich 1196 ppm), Th (36 ppm), U (12 ppm), Zr (durchschnittlich 335 ppm), Hf (9 ppm), La (durchschnittlich 75 ppm) und Ce (durchschnittlich 144 ppm). Die Gesteine sind im Vergleich zu den Gesteinen der Gruppe 2 außerdem angereichert an Rb (140 ppm) und F (930 ppm). Die Konzentration an Elementen wie Pb, Nd und Nb ist ebenfalls leicht erhöht, während die Konzentration von Elementen wie W, Sn, Sc, Co, Mo, Cu, und As ähnlich hoch wie in Gruppe 2 und somit nur knapp über dem Detektionslimit liegt. Die Verhältnisse von K/Rb (263) und Th/U (>3) sind relativ hoch, während das Rb/Sr- Verhältnis (0,12) sehr niedrig ist. Beides spricht für wenig entwickelte Gesteine. Das Ba/Rb- Verhältnis (14,1) ist hoch, was auf die hohen Gehalte an Barium zurückzuführen ist.

Die starke bis sehr starke Anreicherung dieser Gesteine an den aufgezählten Spurenelementen unterscheidet diese Gruppe stark von den Gesteinen der Gruppen 1 und 2.

4.3.4 Seltene-Erdmetall (REE)-Analytik

12 ausgewählte Proben wurden mittels ICP-MS auf ihren Gehalt an Seltenen-Erdmetallen (REE) untersucht (Tab.5). Die vorgenommene Gruppierung der subvulkanischen Gesteine wird durch die REE-Verteilungsmuster bestätigt.

Tab. 5: Gehalt (in ppm) an Seltenen-Erdmetallen (REE) ausgewählter Proben der Gruppen 1, 2 und 3, gemessen mittels ICP-MS. Es wurden auch die Gehalte einiger Spurenelemente wie Ba, Sr, oder Rb gemessen. Diese Gehalte stimmen mit den Werten der Röntgenfluoreszenzanalyse überein, der Fehler liegt im Durchschnitt bei 3% bis 8%, mit Ausnahme von U (siehe Appendix).

	Gruppe 1					Gruppe 2					Gruppe 3	
	TB 1	RB 2	WM 1,2	HOK 4/3	JT 3	IS 2	WF 1	WM 4	WM 5	RH 4	HOK4/4	PN 3
	n=1	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=2	n=2	n=1	n=1
La	12,60	14,00	10,40	26,80	10,60	31,70	30,60	35,30	32,90	31,10	33,40	85,70
Ce	27,00	25,30	23,10	64,00	25,30	60,40	60,80	70,30	66,50	60,00	68,40	170,50
Pr	3,18	2,61	3,15	8,10	2,99	7,98	7,18	7,87	7,59	7,08	8,11	19,35
Nd	13,10	9,00	11,30	29,80	10,90	35,50	26,80	28,70	29,20	27,20	30,10	68,70
Sm	2,29	1,82	2,39	6,34	2,67	7,56	4,24	4,92	4,99	5,07	5,24	10,15
Eu	0,39	0,16	0,06	0,40	0,18	2,46	1,18	1,21	1,22	1,18	1,58	2,45
Gd	1,88	1,14	1,92	3,06	2,48	7,14	3,48	3,17	3,68	3,93	3,75	5,99
Tb	0,23	0,15	0,26	0,37	0,38	0,99	0,42	0,37	0,53	0,48	0,57	0,68
Dy	1,60	1,04	1,49	1,57	1,91	6,02	2,42	2,30	3,07	2,64	2,92	3,53
Ho	0,33	0,20	0,21	0,29	0,29	1,16	0,47	0,38	0,52	0,52	0,56	0,68
Er	0,77	0,54	0,60	0,62	0,57	2,74	1,37	1,02	1,60	1,38	1,52	1,68
Tm	0,12	0,09	0,08	0,08	0,08	0,36	0,16	0,15	0,21	0,16	0,21	0,29
Yb	0,83	0,55	0,45	0,47	0,59	2,05	1,17	1,01	1,27	1,26	1,44	1,67
Lu	0,08	0,07	0,05	0,07	0,07	0,29	0,15	0,15	0,18	0,16	0,15	0,22
Sum_REE	64,40	56,67	55,46	141,97	59,01	166,35	140,44	156,85	153,46	142,16	157,95	371,59
Eu/Eu*	0,57	0,34	0,09	0,28	0,21	1,02	0,94	0,94	0,87	0,81	1,09	0,96
La/Yb	10,33	17,32	15,73	38,81	12,23	10,43	17,63	23,56	17,47	16,64	15,64	34,60

Gruppe 1

Von 5 Proben dieser Gruppe (TB1, RB2, WM1,2, JT/3 und der Granit-Vergleichsprobe HOK4/3) wurden der Gehalt an REE untersucht. All diese Gesteine weisen die für Granite und Rhyolithe typische negative Europium-Anomalie auf (Abb. 14). Am stärksten ist diese Anomalie bei der Probe WM1,2. (normiertes Verhältnis von Eu/Eu* 0,09) ausgeprägt. Die Probe TB1 weist hingegen nur eine schwache negative Eu- Anomalie auf (Eu/Eu* 0,57). Der Gehalt an REE der Rhyolithe beträgt in Summe durchschnittlich 59 ppm und ist somit, verglichen mit der Granit-Vergleichsprobe HOK4/3 (Summe REE 142), sehr niedrig. Die subvulkanischen Gesteine dieser Gruppe sind sowohl an den leichten als auch an den schweren REE abgereichert. Ihre Verteilungskurve ist bei den leichten REE mäßig steil, bei den schweren REE flach. Die leichten REE sind im Vergleich zu den schweren REE leicht angereichert (normiertes Verhältnis von La/Yb durchschnittlich 13,9), bei der Granit-Vergleichsprobe ist die Anreicherung der leichten REE viel stärker ausgeprägt.

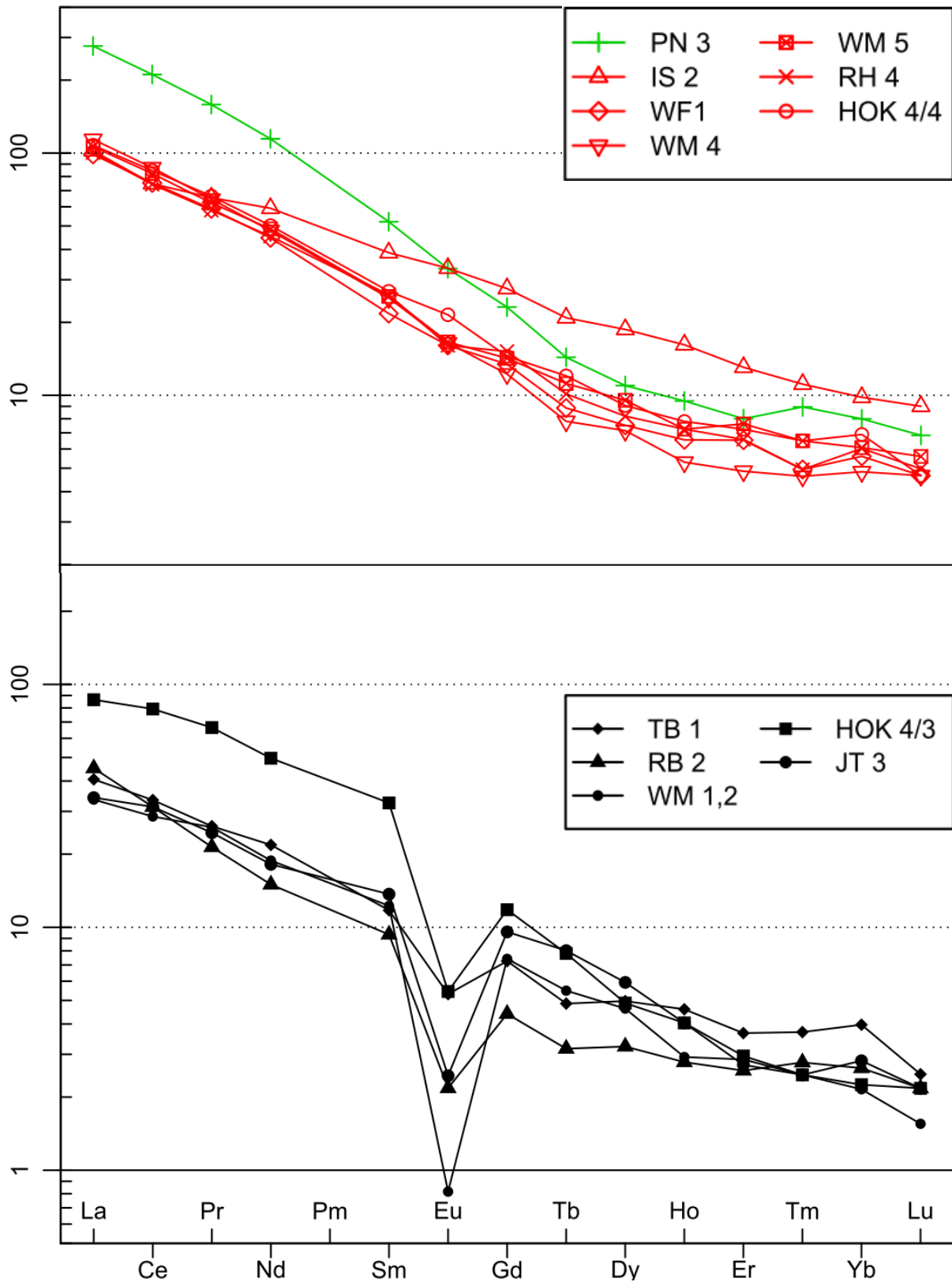


Abb. 14: Chondrit-normalisiertes REE-Verteilungsmuster (Boynton, 1984) einiger ausgewählter subvulkanischer Gesteine der Gruppe 1 (schwarz, inkl. Granit-Vergleichsprobe HOK 4/3), Gruppe 2 (rot) und Gruppe 3 (grün).

Gruppe 2

Die REE-Verteilungsmuster der subvulkanischen Gesteine dieser Gruppe unterscheiden sich stark von jenen der Gruppe 1 (Abb. 14). Von 6 Proben dieser Gruppe (IS2, WF1, WM4, WM5, RH4, HOK4/4) wurden die Gehalte an REE bestimmt. Die subvulkanischen Gesteine zeigen keine negative Eu-Anomalie, das normierte Verhältnis Eu/Eu^* liegt bei allen Proben im Bereich von 1. Der Gehalt an REE ist in Summe deutlich höher als jener der Gesteine der Gruppe 1 und liegt mit durchschnittlich 153 ppm in etwa im Bereich des Granits HOK 4/3 und somit etwas über den Werten der durchschnittlichen kontinentalen Kruste (*Rudnick & Gao, 2003*). Die Verteilungskurven innerhalb der Gruppe sind fast ident, die Ausnahme bildet die Probe IS2. Diese Probe weist die mit Abstand höchsten Werte an schweren REE aller untersuchten Gesteine auf, während die Gehalte an leichten REE fast ident mit jenen der anderen Gesteine der Gruppe 2 sind. Das normierte Verhältnis von La/Yb ist bei dieser Probe mit 10,4 auch am niedrigsten. Bei den anderen Gesteinen dieser Gruppe sind die leichten REE im Vergleich zu den schweren REE angereichert (normiertes Verhältnis von La/Yb durchschnittlich 18,2)

Gruppe 3

Aufgrund der Homogenität dieser Gruppe wurden die Gehalte an REE nur an einer Probe bestimmt (PN3). Das REE-Verteilungsmuster dieser Probe unterscheidet sich grundlegend von jenem der anderen beiden Gruppen (Abb. 14). Die REE-Verteilungskurve weist, ähnlich wie bei den Gesteinen der Gruppe 2, keine negative Eu-Anomalie auf. Die Summe an REE (372 ppm) ist jedoch stark erhöht und mehr als doppelt so hoch wie durchschnittlichen Gehalte der Gruppe 2 und der durchschnittliche Gehalt in der Erdkruste (*Rudnick & Gao 2003*). Außerdem sind die leichten REE im Vergleich zu den schweren REE stark angereichert (normiertes Verhältnis von La/Yb 34,6), wodurch sich eine zu Beginn sehr steile Verteilungskurve ergibt, die mit zunehmender Ordnungszahl der REE immer flacher wird. Die schweren REE sind in diesen Gesteinen im Vergleich zu jenen der Gruppe 2 nur minimal erhöht.

4.4 Untersuchungen an den Feldspäten

Die Feldspäte in den subvulkanischen Gesteinen sind stark alteriert, daher wurden die Schliffe zusätzlich zur Polarisationsmikroskopie (im Durchlicht) auch noch mittels Rasterelektronenmikroskops (REM) untersucht. Es wurden Schliffe aller drei Gruppen untersucht, und mit der energiedispersiven Röntgenspektroskopie (EDX) wurden standardlose Messungen durchgeführt, um die Feldspäte semiquantitativ zu gruppieren. Durch die Untersuchungen mit dem REM konnten in Schliffen der Gruppen 2 und 3 Zonierungen in den Feldspäten beobachtet werden. Diese Zonierungen wurden anschließend mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) genauer untersucht.

4.4.1 Plagioklase

Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX)

Bei den Plagioklasen der Gruppe 1 handelt es sich um fast reine Albite. Der CaO-Gehalt dieser Albite beträgt weniger als 1 wt%. Alle untersuchten Plagioklase der Gruppe 1 weisen mehr oder weniger starke Alterationen auf, daher kann sich die ursprüngliche Zusammensetzung aufgrund von Serizitisierung und Albitisierung verändert haben. Diese Plagioklase sind für weitere Untersuchungen nicht geeignet. Auch in den Gesteinen der Gruppe 2 ist der überwiegende Anteil an Plagioklasen stark alteriert. Deswegen konnten in den meisten Dünnschliffen keine Zonierungen beobachtet werden. Die Ausnahme bildet der Schliff WM 5. Hier konnten einige deutlich zonierte und wenig alterierte Plagioklase gefunden werden. Die Feldspäte der Gruppe 3 sind auch größtenteils stark alteriert, dennoch finden sich in den Schliffen einige zonierte Plagioklase.

Um die Zonierung der Plagioklase in diesen Schliffen darzustellen, wurde ein Element-Verteilungsmapping durchgeführt. Dazu wurden die jeweils am stärksten zonierten Plagioklase der Schliffe WM5 (Gruppe 2) und PN4 (Gruppe 3) ausgewählt. Anschließend wurde an den Plagioklasen mit der Software Genesis der Firma EDAX ein 11 Elemente umfassendes Element-Verteilungsmapping durchgeführt.

Der Plagioklas im Schliff WM 5 (Abb. 15) zeigt eine relativ gleichmäßige Zonierung. Der Kern des Plagioklases ist sehr natriumreich. Auf einen rapiden Anstieg an Ca folgt ein langsamer Rückgang, gefolgt von einem weiteren rapiden Anstieg. Diese Zonierung setzt sich bis zum Randbereich des Plagioklases fort. Dieser ist stark alteriert.

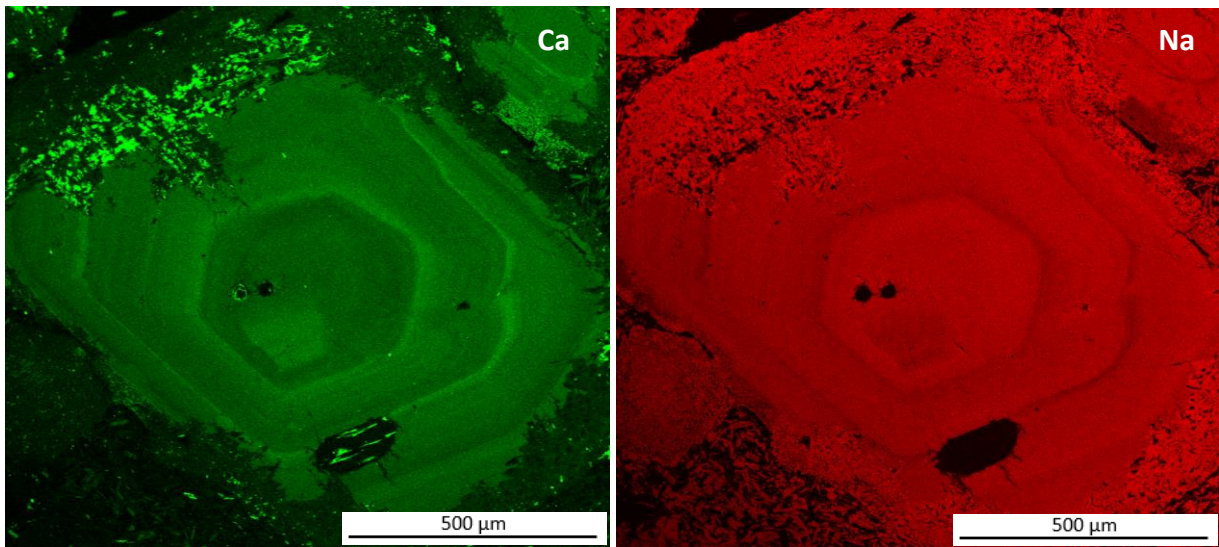


Abb. 15: Elementverteilungs-Bilder des zonierten Plagioklases im Schliff WM5 (Gruppe 2): Grün: Ca-Gehalt, rot: Na-Gehalt. Helle Bereiche bedeuten hohe Element-Konzentration.

Der Plagioklas im Schliff PN4 zeigt eine unregelmäßige Zonierung (Abb. 16). Der Kern ist relativ homogen und etwas natriumreicher, danach wechseln sich schmale, calciumreiche Lagen mit breiteren natriumreicheren Lagen ab, wobei der Ca-Gehalt von innen nach außen auf Kosten des Na-Gehalts leicht zunimmt. Eine zweite, sehr unregelmäßige Zonierung befindet sich am linken Rand des Plagioklases, der vermutlich aus mehreren Einzelkörnern zusammengesetzt ist.

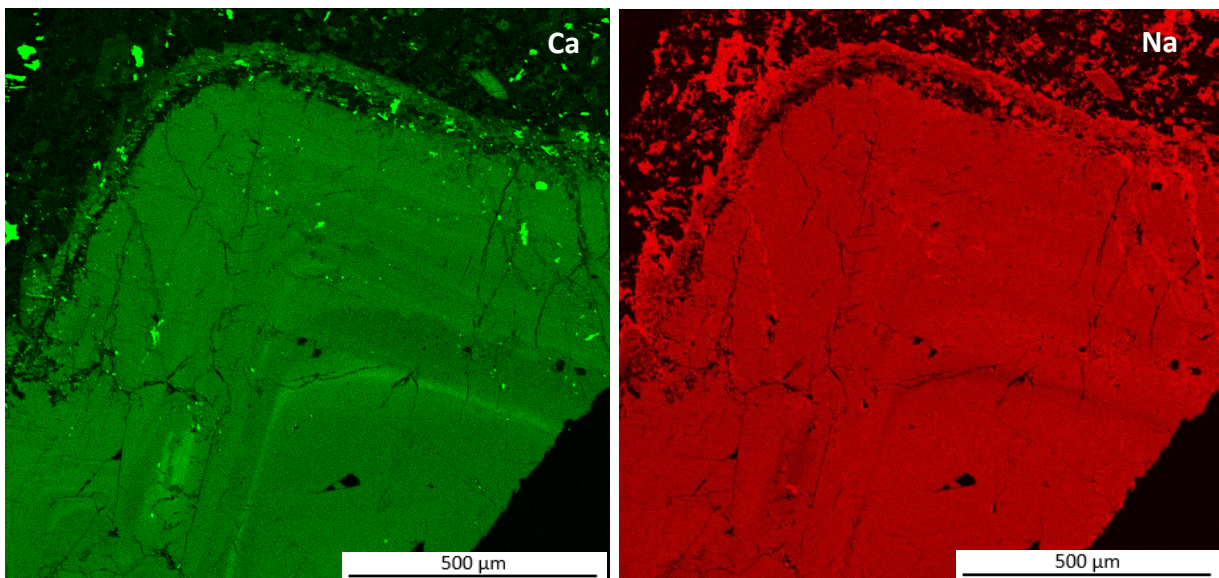


Abb. 16: Elementverteilungs-Bilder des zonierten Plagioklases im Schliff PN4 (Gruppe 3): Grün: Ca-Gehalt, rot: Na-Gehalt. Helle Bereiche bedeuten hohe Element-Konzentration.

Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

Die standardlose EDX-Analyse und das Element-Verteilungsmapping lieferten erste Aufschlüsse über den Chemismus der Plagioklase. Mittels der EMS wurde nun die Zusammensetzung der Plagioklase bestimmt. Dazu wurden profilweise jeweils 50 Messungen durchgeführt. Diese 50 Messungen beginnen jeweils im Kern des Minerals, verlaufen mit minimalem Abstand auf einem vorher definierten Profil zum Randbereich des Mineralkorns und bilden somit die gesamte Zonierung des jeweiligen Minerals ab. Vor jeder Messreihe wurden alle voraussichtlichen Messpunkte auf etwaige Löcher oder Fremdeinschlüsse kontrolliert und, wenn nötig, anders platziert. Es wurden auch Nachmessungen bei einigen Punkten durchgeführt, um zu überprüfen ob die Qualität der Messungen über die gesamte Messreihe hinweg konstant ist.

	Plagioklas WM5 (Gruppe 2)							Ba ppm	Sr ppm
	SiO ₂ wt%	Na ₂ O wt%	Al ₂ O ₃ wt%	K ₂ O wt%	CaO wt%	FeO wt%	Total wt%		
Maximum	62,39	8,14	26,45	0,66	8,31	0,19	-	408	1617
Minimum	58,02	6,60	23,61	0,35	4,89	0,08	-	<1	596
Mittelwert	61,12	7,72	24,59	0,56	6,04	0,13	100,16	202	1133

Tab. 6: Durchschnitts-, Maximum- und Minimum-Werte der 50 EMS-Messungen eines zonierten Plagioklases im Schliff WM 5 (Gruppe 2).

Die errechnete stöchiometrische Formel des Plagioklases aus dem Schliff WM5 (Gruppe 2) lautet $\text{Na}_{0,67} \text{Ca}_{0,29} \text{K}_{0,03} \text{Si}_{2,72} \text{Al}_{1,29} \text{O}_8$, jene des Plagioklases aus dem Schliff PN4 (Gruppe 3) $\text{Na}_{0,60} \text{Ca}_{0,34} \text{K}_{0,05} \text{Fe}_{0,01} \text{Sr}_{0,01} \text{Si}_{2,67} \text{Al}_{1,33} \text{O}_8$. Die Zusammensetzung der untersuchten Plagioklase in den Schliffen WM5 (Tab. 6) und PN4 (Tab. 7) spiegelt in gewisser Weise auch die Zusammensetzung der beiden Gruppen wieder. Wie die gesamte Gruppe 3 ist auch der Plagioklas im Schliff PN4 angereichert an Sr (bis zu 2500 ppm), Ba (bis zu 520 ppm) und CaO (durchschnittlich 7 wt%)

	Plagioklas PN4 (Gruppe 3)							Ba ppm	Sr ppm
	SiO ₂ wt%	Na ₂ O wt%	Al ₂ O ₃ wt%	K ₂ O wt%	CaO wt%	FeO wt%	Total wt%		
Maximum	61,41	7,58	26,82	1,07	8,82	0,25	-	520	2584
Minimum	57,66	6,20	24,29	0,31	5,89	0,09	-	<1	1354
Mittelwert	59,82	6,93	25,29	0,83	7,05	0,18	100,10	214	2023

Tab. 7: Durchschnitts-, Maximum- und Minimum-Werte der 50 EMS-Messungen eines zonierten Plagioklases im Schliff PN4 (Gruppe 3).

Es zeigt sich, dass die Na₂O-Gehalte in den Plagioklasen um etwas mehr als 1 wt% schwanken. Die CaO-Gehalte schwanken in beiden Fällen um ungefähr 3 wt% (Tab. 6, 7). Während das Na₂O zu CaO-Verhältnis des Plagioklases im Schliff PN4 fast 1 zu 1 beträgt, ist der Plagioklas im Schliff WM5 deutlich CaO-ärmer.

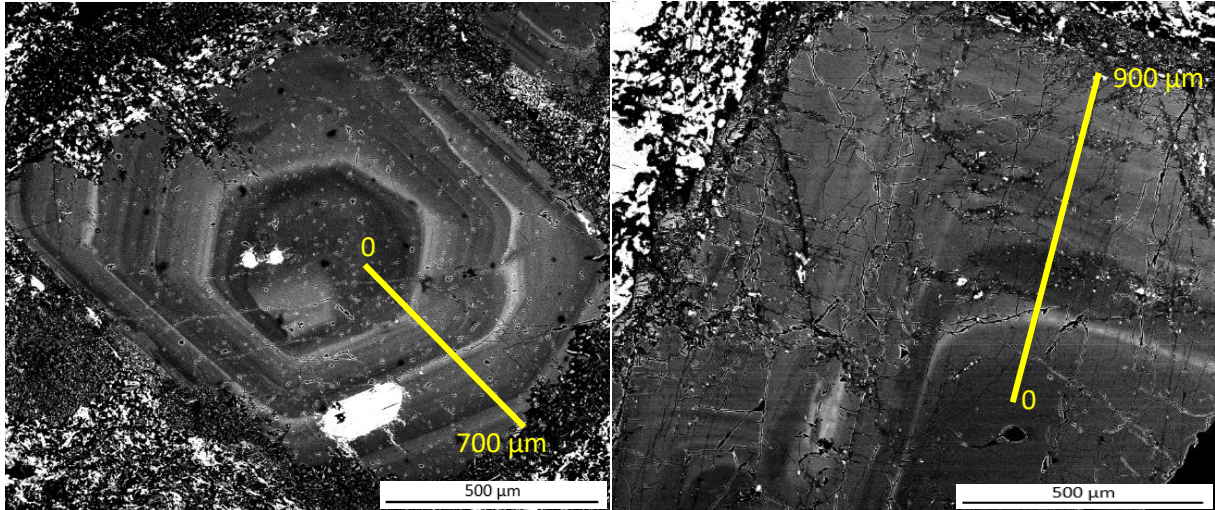


Abb.17: BSE-Aufnahmen der untersuchten zonierten Plagioklase aus den Schliften WM 5 (links) und PN 4 (rechts). Die gelbe Linie markiert die 50 EMS-Messungen, die in kleinen, regelmäßigen Abständen von innen nach außen durchgeführt wurden.

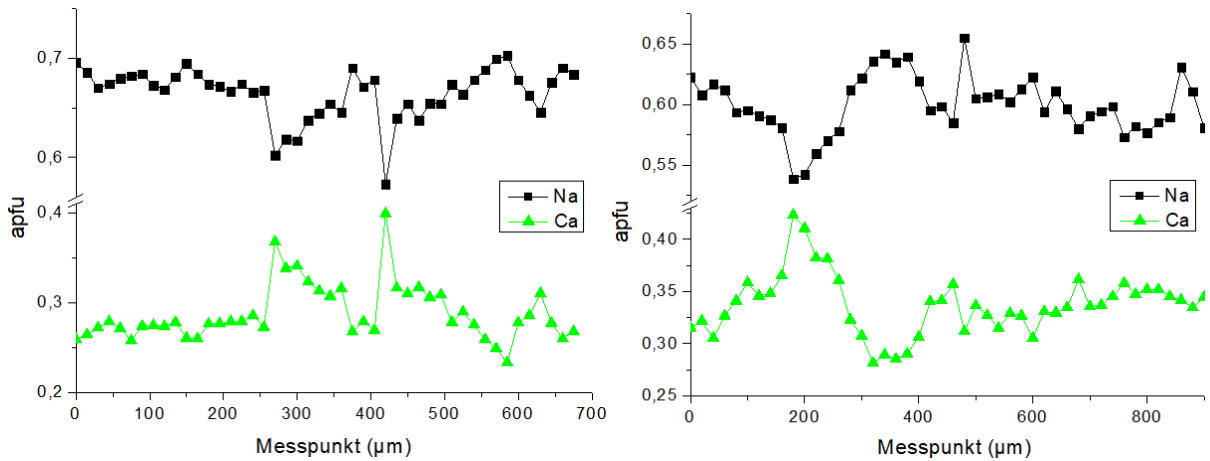


Abb. 18: Vergleich des Na- und Ca-Gehaltes (in atoms per formula unit) der untersuchten zonierten Plagioklase in den Schliften WM 5 (links) und PN4 (rechts). Der Na- und der Ca-Gehalt zeigen eine deutliche negative Korrelation.

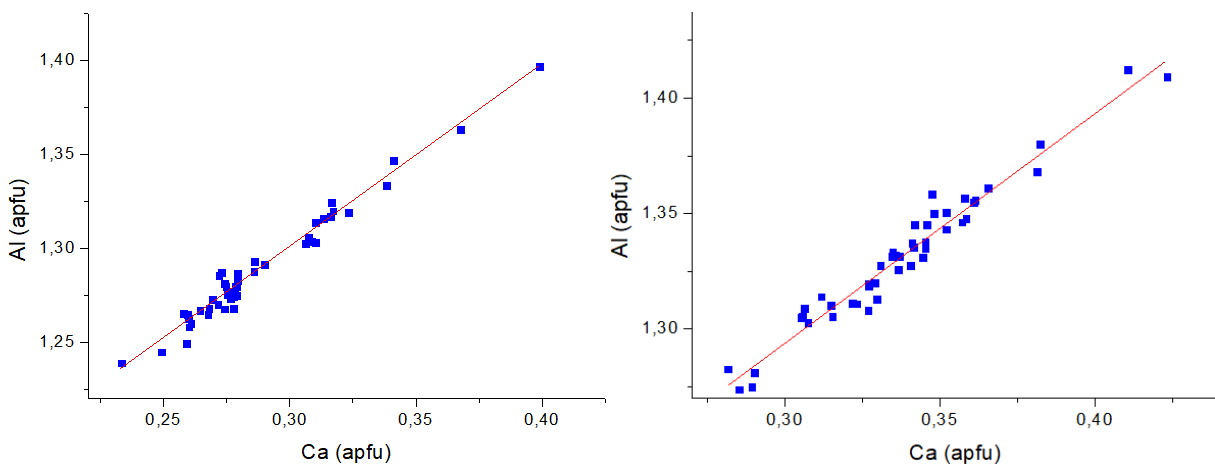


Abb. 19: Plot des Ca-Gehaltes gegen den Al-Gehalt (in atoms per formula unit) der untersuchten zonierten Plagioklase in den Schliften WM 5 (links) und PN4 (rechts). Der Ca- und der Al-Gehalt zeigen eine deutliche positive Korrelation.

Die Zonierung lässt sich am besten darstellen, indem man die Na- und die Ca-Gehalte gegeneinander plottet (Abb.18). Beide Zonierungen erscheinen wenig regelmäßig. Die Zonierung des Plagioklases im Schliff PN4 ist zudem invers, der Ca-Gehalt steigt nach außen hin an. Im Plagioklas des Schliffes WM5 zeigt sich ein etwas anderes Bild, der Ca-Gehalt bleibt – die Schwankungen ausgenommen – relativ konstant. Die Na- und Ca-Gehalte zeigen zudem eine deutliche negative Korrelation. Die Variation des Chemismus ist in beiden Fällen eindeutig durch den Plagioklasvektor bestimmt, wie die klare positive Korrelation des Ca- und Al-Gehaltes beweist (Abb. 19)

4.4.2 Kalifeldspat

Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX)

Alle Kalifeldspäte sind mehr oder weniger stark alteriert. Kalifeldspäte stellen in allen untersuchten subvulkanischen Ganggesteinen einen signifikanteren Bestandteil der Matrix dar. In den Gesteinen der Gruppe 1 finden sich auch einige größere, hypidiomorphe Kalifeldspäte. Diese sind sehr natriumarm, der durchschnittliche Na₂O-Gehalt beträgt weniger als 1 wt%. Die Gesteine der Gruppe 2 enthalten nur wenige Kalifeldspat-Phänokristalle, diese sind etwas natriumreicher (durchschnittlich ca. 3 wt% Na₂O). Die meisten und größten Kalifeldspat-Phänokristalle befinden sich in den Gesteinen der Gruppe 3. Einige dieser großen Kalifeldspäte zeigen eine leichte Zonierung. Ihr durchschnittlicher Na₂O-Gehalt beträgt durchschnittlich knapp 2 wt% Na₂O.

Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

Mit der EMS wurde der Chemismus eines Kalifeldspates der Gruppe 3 ermittelt. Der Kalifeldspat hat eine Länge von 7 mm und zeigt eine leichte Zonierung. Der durchschnittliche Ba-Gehalt des Kalifeldspats beträgt knapp 10000 ppm, der Maximalgehalt sogar mehr als 14000 ppm. Außerdem enthält der Kalifeldspat durchschnittlich mehr als 1500 ppm Sr, also nur etwas weniger als die Plagioklase. Um die Zonierung darzustellen, wurde der Na- und der K-Gehalt gegeneinander geplottet (Abb. 21). Dabei zeigt sich, dass der K-Gehalt von innen nach außen zunimmt, während der Na-Gehalt sinkt. Der Na₂O-Gehalt des Kalifeldspats beträgt durchschnittlich 1,7 wt%, der K₂O-Gehalt 13,3 wt%: Die Zonierung ist sehr gleichmäßig. Die errechnete stöchiometrische Formel des Kalifeldspats lautet $K_{0,79} Na_{0,15} Ca_{0,01} Ba_{0,02} Sr_{0,01} Si_{2,98} Al_{1,04} O_8$.

	Kalifeldspat PN4 (Gruppe 3)								
	SiO ₂ wt%	Na ₂ O wt%	Al ₂ O ₃ wt%	K ₂ O wt%	CaO wt%	FeO wt%	Total wt%	Ba ppm	Sr ppm
Maximum	65,75	2,53	19,36	16,02	0,27	0,23	-	14226	2231
Minimum	63,17	0,34	18,35	11,8	<0,01	<0,01	-	<1	<1
Mittelwert	64,24	1,66	19,02	13,31	0,18	0,09	98,50	9618	1583

Tab. 8: Durchschnitts-, Maximum- und Minimum-Werte der 50 EMS-Messungen eines zonierten Kalifeldspats im Schliff PN 4 (Gruppe 3).

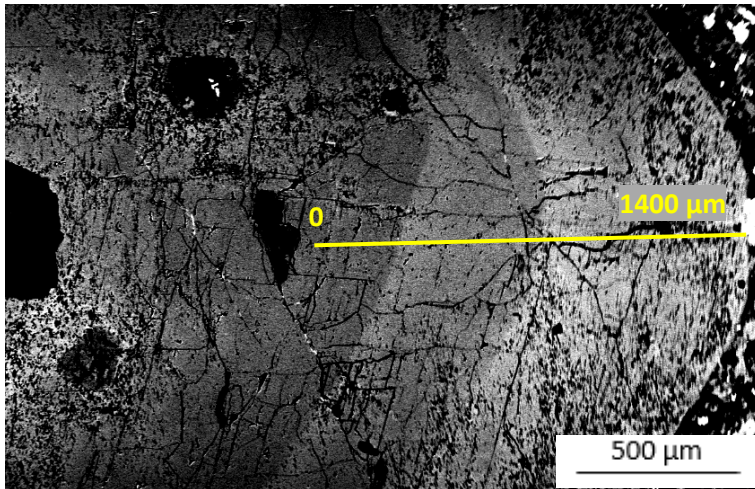


Abb. 20: BSE-Aufnahme des untersuchten zonierten Kalifeldspates aus dem Schliff PN 4. Die gelbe Linie markiert die 50 EMS-Messungen, die in kleinen, regelmäßigen, einzeln festgelegten Abständen von innen nach außen durchgeführt wurden

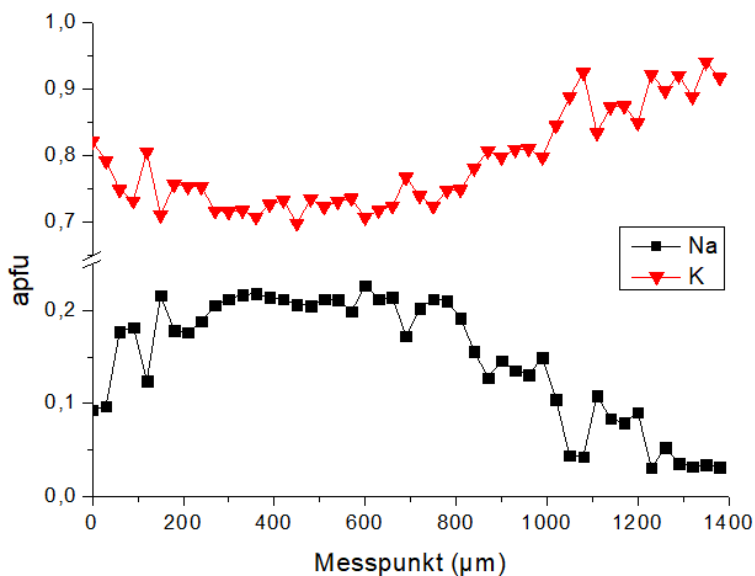


Abb. 21: Vergleich des Na- und K-Gehaltes des untersuchten zonierten Kalifeldspates im Schliff PN4.

4.4.3 Untersuchungen an den mafischen Gemengteilen

Rasterelektronenmikroskopie und energiedispersive Röntgenspektroskopie (REM-EDX)

Folgende Erkenntnisse konnten durch die Rasterelektronenmikroskopie und/oder die EDX-Analyse gewonnen werden:

Die mafischen Bestandteile sind in allen Schliffen stark alteriert, einzig im Schliff WM5 (Gruppe 2) können einzelne, zumindest im Kern nicht alterierte Hornblenden gefunden werden. Einige Hornblenden zeigen die Hornblende-typische Kornform und Spaltbarkeit. Eine Hornblende zeigt eine deutliche Zonierung (Abb. 22)

Bei den opaken Phasen, die vor allem in den Gesteinen der Gruppe 2 und 3 gehäuft im Bereich von Biotiten und Hornblenden vorkommen, handelt es sich um sekundäre Eisenoxide, die auch etwas TiO_2 enthalten. Die primären Biotite sind in den Schliffen teilweise in Hämatit umgewandelt. Es finden sich auch Eisensulfide in den Schliffen. Bei

diesen handelt es sich um Pyrite, welche in den Gesteinen der Gruppe 1 eher selten auftreten und sich etwas häufiger in den Gesteinen der Gruppen 2 und 3 finden.

Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

Mit der EMS wurde eine im längsten Durchmesser ca. 1 mm messende und randlich zonierte Hornblende aus den Schliff WM5 (Gruppe 2) untersucht.

	Hornblende WM 5												Total wt%
	SiO ₂ wt%	MgO wt%	Na ₂ O wt%	Al ₂ O ₃ wt%	K ₂ O wt%	CaO wt%	TiO ₂ wt%	FeO wt%	F wt%	Cl wt%	MnO wt%	Cr ₂ O ₃ wt%	
Kern (a)	41,92	13,90	2,17	12,41	0,63	11,58	2,86	11,65	0,08	0,02	0,13	0,04	97,40
Mitte (b)	42,41	14,96	2,26	12,09	0,43	11,69	2,91	10,32	0,09	0,01	0,11	0,18	97,47
Rand (c)	42,44	14,76	2,25	11,90	0,42	11,80	3,12	10,67	0,08	0,01	0,11	0,03	97,59

Tab. 9: Chemismus (in Gew%) des Kerns (a), der Mitte(b) und des Randes (c) der 30 EMS-Messungen einer zonierten Hornblende im Schliff WM5.

Der Kern der Hornblende ist teilweise aufgelöst, teilweise durch xenomorphen Quarz ersetzt. Der äußere Rand der Hornblende ist durch Epidot, Chlorit und Serizit ersetzt worden. Die Hornblende enthält ungefähr gleich viel Al₂O₃, CaO und FeO sowie etwas mehr MgO. Außerdem enthält sie Alkalien (durchschnittlich 2,2 wt% Na₂O und 0,5 wt% K₂O) und geringe Mengen an F, Cl, MnO und Cr₂O₃. Sie enthält auch durchschnittlich etwas mehr als 2% Wasser, was aus der Gesamtsumme (durchschnittlich 97,46 wt%) geschlossen werden kann.

Die Zonierung der Hornblende ist regelmäßig. Der Kern enthält konstant etwa 14 wt% MgO und 11,5 wt% FeO, wobei der FeO-Gehalt nach außen leicht zunimmt und den Maximalwert von 12 wt% erreicht (Abb. 24). Es folgt eine sehr eisenarme Zone, in welcher der FeO-Gehalt auf den Minimalwert von unter 10 wt% sinkt und der MgO-Gehalt auf über 15 wt% steigt. Der Randbereich ist wieder etwas eisenreicher und magnesiumärmer.

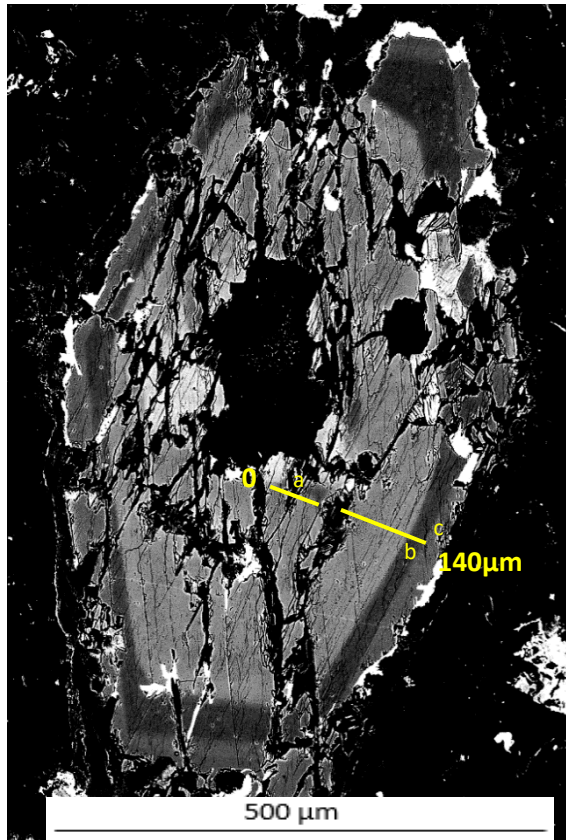


Abb. 22: BSE-Aufnahme der untersuchten zonierten Hornblende aus dem Schliff WM5. Die gelben Linien markieren die 30 EMS-Messungen, die in kleinen, regelmäßigen Abständen von innen nach außen durchgeführt wurden. Die Buchstaben beschreiben die 3 Zonierungen: Kern (a), Mitte (b) und Rand (c)

Die allgemeine Strukturformel der Hornblende lautet
 $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$ mit folgender errechneter Kationenbelegung:

A: Na_{0,53} K_{0,10}

B: Ca_{1,82} Na_{0,10} Fe²⁺_{0,08}

C: Mg_{3,11} Fe²⁺_{0,90} Fe³⁺_{0,40} Al_{0,26}

Ti_{0,26} Cr_{0,01} Mn_{0,01}

T: Si_{6,16} Al_{1,85}

Bei der Hornblende im Schliff WM5

(Gruppe 2) handelt es sich um

Magnesio-Hastingsit mit der chemischen Formel $NaCa_2(Mg_4Fe^{3+})Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$ (Abb.

24)

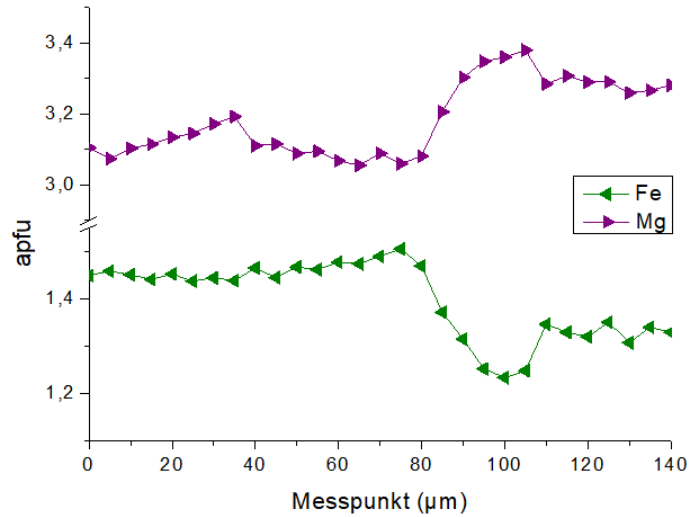


Abb. 23: Vergleich des Ca- und des Fe-Gehaltes der untersuchten zonierten Hornblende im Schliff WM5.

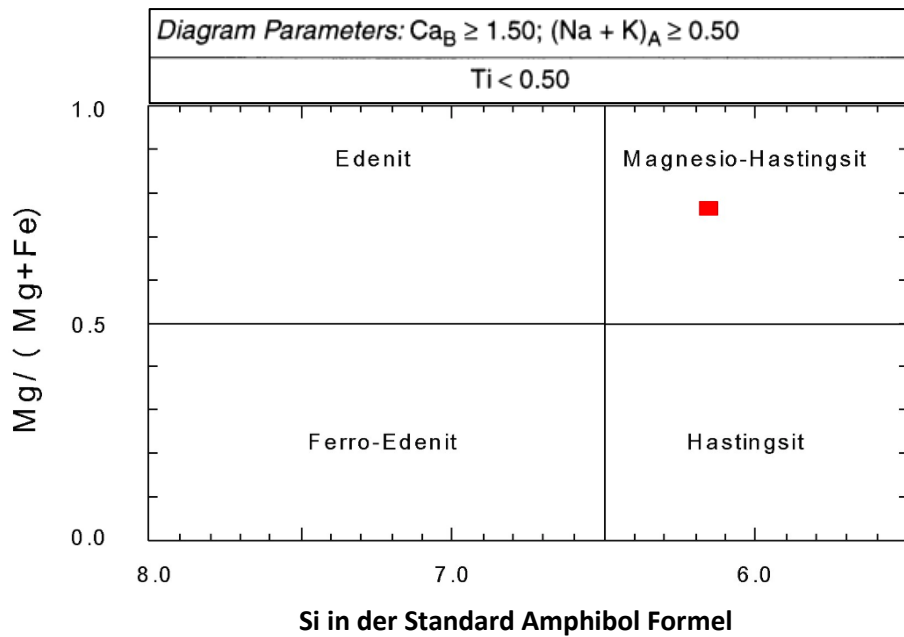


Abb. 24: Ca-Amphibol (Hornblende)-Klassifikationsdiagramm (modifiziert aus Leake et al., 1997). Der in den subvulkanischen Gesteinen vorkommende Ca-Amphibol ist der Magnesio-Hastingsit

5. Diskussion

5.1 Bisherige Bearbeitungen

Wie bereits in Punkt 2 erwähnt, wurden subvulkanische Gesteine rhyolithischer bis dazitischer Zusammensetzung im nordöstlichen Bereich des Waldviertels sowie des angrenzenden Südböhmens schon von mehreren Autoren erwähnt bzw. beschrieben. (u.a. *Waldmann, 1950; Gnojek & Přichystal, 1997; Klominsky et al., 2011b; Göd et al., 2017*). Gesteine mit ähnlichem Chemismus finden sich auch weiter westlich in Bayern wie in der Oberpfalz in Nordbayern (*Dill, 1991*) oder dem Bayrischen Wald (*Ohst & Troll, 1981*).

Ebenfalls in Punkt 2 wurden die subvulkanischen „felsischen“ Rhyolithe und Granit-Porphyre zwischen Litschau und Lásenice beschrieben (*Klečka & Vaňková, 1988; Breiter & Scharbert, 1995; Breiter, 1998*). Diese Gänge werden als Teil einer längeren, aber nicht kontinuierlichen, NW bis N streichenden „Zone vulkanotektonischer Aktivität“, die sich von Pelhřimov im Norden (außerhalb Abb. 2, etwa 45 km nördlich von Lásenice) bis nach Litschau im Süden erstreckt, interpretiert (*Klečka & Vaňková, 1988*). Geochemisch sehr ähnliche Gänge beschreibt *Vrána (1999)* auch vom 60 km östlich von Pelhřimov gelegenen Milevsko (außerhalb Abb. 2).

Diese Gänge weisen einen scharfen Kontakt mit dem Umgebungsgestein auf und intrudierten sowohl in Granite als auch Gneise. Die Besonderheit dieser Rhyolithgänge ist ihr hoher Differentiationsgrad. In diesem Zusammenhang ist ebenfalls hinzuweisen auf einen NW von Litschau vorkommenden hochfraktionierten, topasführenden Granit, der als Homolka-Granit bekannt ist. (*Breiter & Scharbert, 1995*). Die Autoren gehen davon aus, dass der Homolka Granit und die Rhyolithgänge, die ihn umgeben, kogenetisch sind.

5.2 Überblick

Die untersuchten Gesteine zeichnen sich ausnahmslos durch ihre feinkörnige Matrix und ihre porphyrische Textur aus. Die Textur zeigt dabei keine bevorzugte Orientierung und es findet sich auch keine fluidale Textur (Ausnahme siehe Abb. 3f). Makroskopisch sind die einzelnen Minerale der Matrix nicht auszumachen, mikroskopisch zeigt sich, dass die durchschnittliche Korngröße der Minerale in der Matrix zumeist deutlich kleiner als 100 µm sind. Alle Gesteine sind holokristallin, die Gesteine des Untersuchungsgebietes sind daher subvulkanische Ganggesteine. Sie treten in Gängen unterschiedlicher Länge, Mächtigkeit und Orientierung auf, wobei die Gänge und Gangscharen in den allermeisten Fällen NNW-SSE streichen. Die Länge und Mächtigkeit der Gänge reicht von dem nur ca. 700 m im Streichen zu verfolgenden und maximal 80 m mächtigen Gang nördlich von

Pengershäuser bis zu der mehr als 10 Kilometer im Streichen zu verfolgenden Gangschar, die sich von Reingers bis nach Pfaffenschlag erstreckt (Abb. 1; Abb. 2).

Die subvulkanischen Gesteine des Untersuchungsgebietes sind weder ihrem Aussehen noch ihrer Geochemie nach homogen. Aufgrund der Summe ihrer Charakteristika lassen sich die Gesteine in 3 Gruppen einteilen:

5.3 Gruppe 1: Rhyolithische Ganggesteine

Gesteine, die dieser Gruppe zugerechnet werden, finden sich sowohl in Einzelgängen bei Pleßberg, der langen Gangschar von Reingers nach Pfaffenschlag als auch in den zu Vergleichszwecken untersuchten Gängen bei Josefthal. Die Gesteine dieser Gruppe sind leukokrat bis hololeukokrat. Sie plotten im TAS- Klassifikationsdiagramm (*Le Bas et al., 1986*) in das Feld der Rhyolithe (Abb. 9). Die größten Unterschiede innerhalb dieser Gruppe treten im Gehalt an Spurenelementen auf. Die Gesteine dieser Gruppe weisen eine ausgeprägte negative Europium- Anomalie auf.

Makroskopisch als auch geochemisch entsprechen die nördlich und südlich von Josefthal genommen Proben JT 1/1 und JT 3 den von *Klečka & Vaňková (1988)* beschriebenen Gesteinen.

Die feinkörnigere Probe JT1/1 entspricht dem sogenannten „Mikrogranit“ (*sensu Klečka & Vaňková, 1988*) oder „Gang-Rhyolith“ (*sensu Breiter & Scharbert, 1995*), die Probe JT 3 mit den großen, rosafarbenen Kalifeldspäten dem etwas weniger stark differenziertem „Granit-Porphyr“ (*sensu Klečka & Vaňková, 1988; Breiter & Scharbert, 1995*).

Diese Gesteine stellen die am stärksten differenzierten unter den bearbeiteten Gesteinen dieser Arbeit dar. In ihrem Hauptelement-Chemismus entsprechen sie Alkalifeldspat-Graniten, ihr Spurenelement-Chemismus ähnelt jenem von hoch differenzierten Graniten. Der hohe Grad ihrer Fraktionierung zeigt sich vor allem in der Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen und der starken Abreicherung an kompatiblen Spurenelementen, wobei die Probe JT1/1 noch etwas stärker differenziert ist als die Probe JT3 (Tab. 3). Laut *Klečka & Vaňková (1988)* wurde das ohnehin schon stark fraktionierte Magma nochmals fraktioniert in ein Residuum (Mikrogranit, entspricht JT1/1) und ein Kumulat (Granit-Porphyr, entspricht JT3).

Ein weiteres Merkmal dieser Gesteine sind die sehr niedrigen Verhältnisse an Ba/Rb (0,2) und K/Rb (durchschnittlich 61) sowie die sehr hohen Rb/Sr- Verhältnisse (durchschnittlich 36).

Die Probe WM 1,2 aus Wiesmaden zeigt in der Anreicherung von inkompatiblen Spurenelementen und der Abreicherung kompatibler Spurenelemente ein sehr ähnliches, wenn auch nicht so stark ausgeprägtes geochemisches Muster wie die Gesteine aus

Josefsthal. Es gibt aber auch deutliche Unterschiede: So ist der Fluor-Gehalt von JT3 mehr als 10-mal so hoch wie jener der Probe aus Wiesmaden (2820 ppm vs. 200 ppm).

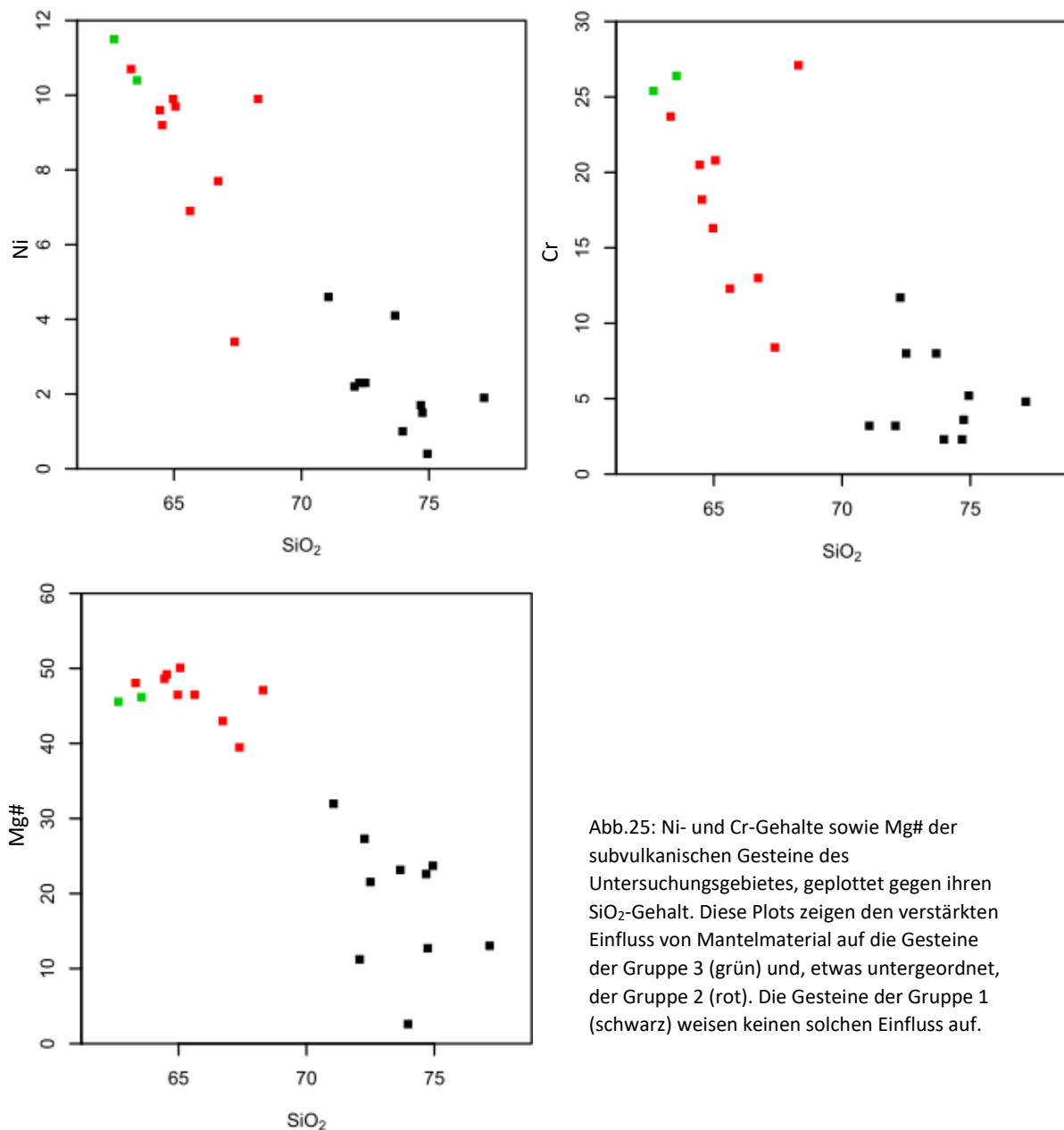
Die anderen Rhyolithe der Gruppe 1 sind geochemisch weniger differenziert. Bei diesen Gesteinen sind kompatible Spurenelemente wie Ba, Sr, La, Ce, Y und Zr im Vergleich zum krustalen Durchschnitt (*Wedepohl, 1995*) abgereichert. Die Gesteine enthalten wenig bis keinen Illmenit, Titanit und Rutil, daher sind sie auch arm an Ti. Ba und Sr substituieren häufig K und Ca in Kalifeldspat und Plagioklas: Da bei diesen Gesteinen bereits eine Fraktionierung stattgefunden hat, sind diese Elemente ebenfalls abgereichert. Auch die prominente negative Eu-Anomalie spricht für die bereits erfolgte Feldspat-Fraktionierung. Bereits bei leicht reduzierenden Bedingungen tritt Eu in zweiwertiger Form (als Eu^{2+}) auf, weshalb es bevorzugt in Plagioklasen eingebaut wird. Plagioklase weisen daher eine ausgeprägte positive Eu-Anomalie auf. (*Okrusch & Matthes, 2014*). Die Plagioklas-Fraktionierung führt zu einer negativen Eu-Anomalie, wie sie bei den Gesteinen der Gruppe 1 auftritt.

Der totale REE-Gehalt der Rhyolithe ist sehr niedrig und beträgt durchschnittlich 59 ppm. Solche niedrigen REE-Gehalte sind typisch für alle stark differenzierten Leukogranite (*Vidal et al., 1982*).

5.4 Gruppe 2: stark gefärbte Trachydazite/Dazite

Die subvulkanischen Gesteine der Gruppe 2 kommen ausschließlich in der etwa 12 km im Streichenden zu verfolgenden Gangschar vor, die sich von Hirschenschlag/Reingers im Norden bis nach Pfaffenschlag (bzw. noch etwas weiter südlich, siehe *Göd et al., 2017*) im Süden erstreckt. Die Gesteine dieser Gruppe plotten im TAS- Klassifikationsdiagramm (*Le Bas et al., 1986*) im Grenzbereich Dazit-Trachydazit-Rhyolith (Abb. 9) Sie zeichnen sich makroskopisch durch ihre starke und unterschiedliche Färbung aus. So sind die Gesteine grau (WM5), rot (WM4, RH4, WF1, HOK 4/1, HOK 4/5) oder grün (HOK4/2, HOK 4/4) gefärbt, was auf unterschiedliche Alterationen zurückzuführen ist. Besonders anschaulich ist dieser Farbwechsel im Bohrkern HOK 4 bei Hirschschlag zu beobachten. Hier wird der Eisgarner Granit von einem subvulkanischen Gestein durchschlagen, das sowohl eine rötliche- als auch eine grünliche Farbe aufweisen kann, wobei die grüne Varietät immer im Kontakt mit dem Eisgarner Granit vorkommt (siehe Appendix). Ab einer gewissen Distanz zum Eisgarner Granit weist das subvulkanische Gestein eine rötliche Farbe auf, wobei dieser Übergang graduell ist. Die Unterschiede in der Färbung sind nur makroskopisch auffällig, geochemisch verhalten sich alle Gesteine dieser Gruppe, mit Ausnahme von IS2, sehr homogen. Diese Probe entspricht den von *Göd et al. (2017)* bei Arnolz beschriebenen „Typ II Rhyodaziten“.

Die Gesteine der Gruppe 2 plotten im TAS-Diagramm im Grenzbereich der Trachydazite und Dazite, die Probe IS 2 plottet im Feld der Rhyolithe. Die Gesteine der Gruppe 2 sind wenig bis gar nicht spezialisiert. Es gibt keine Anzeichen für eine Fraktionierung, die Spurenelement-Zusammensetzung entspricht weitestgehend dem krustalen Durchschnitt (Wedepohl, 1995). Der Gehalt an REE ist in Summe etwas höher als jener der durchschnittlichen kontinentalen Kruste (Rudnick & Gao, 2003). Die Probe IS 2 hat die mit Abstand höchsten Gehalt an HREE aller untersuchten Gesteine, das normierte Verhältnis von La/Yb ist bei dieser Probe mit 10,4 auch am niedrigsten. Keines der Gesteine dieser Gruppe weist eine negative Eu-Anomalie auf.



Die Gesteine der Gruppen 1 und 2 unterscheiden sich makroskopisch und geochemisch erheblich voneinander. Dennoch kommen beide subvulkanischen Gesteine in der NNW-SSE streichenden, von Reingers bis Pfaffenschlag verlaufenden Gangschar auf engstem

Raum nebeneinander vor (Abb. 2). Es ist wichtig zu betonen, dass es sich um eine aus mehreren, oft parallel nebeneinander verlaufenden und unterschiedlich langen und mächtigen, Einzelgängen bestehende Gangschar handelt und nicht um einen Einzelgang. Die Kartierung beruht in diesem Bereich – ausgenommen dem Bohrkern HOK 4 bei Hirschenschlag und dem Steinbruch bei Arnolz – ausschließlich auf Lesesteinkartierung. Daher können die Lesesteine der Gruppen 1 und 2 nicht immer explizit einem bestimmten Gang in der Gangschar zugeordnet werden. In diesem Zusammenhang ist auf die Arbeit von *Gnojek und Přichystal (1997)* hinzuweisen. Bei Reingers und vor allem im Raum Wiesmaden trafen die Autoren auf einen „felsischen Granitporphyr“ (Abb. 2), den sie auch gehäuft im Großraum Litschau beschreiben. Dieser „felsische Granitporphyr“ entspricht den Gesteinen der Gruppe 1. Ebenfalls aus dieser Gangschar beschrieben die Autoren viele kleinere Vorkommen von einem „Granit-Granodiorit Porphyr“, der den Gesteinen der Gruppe 2 entspricht (Abb. 2). Beide Gesteine treten (vor allem im Raum Wiesmaden) praktisch nebeneinander auf.

Laut *Göd et al. (2017)* geht die Änderung der Geochemie der subvulkanischen Gesteine von Lásenice-Litschau und der Rhyodazite von Arnolz mit einer Änderung der Streichrichtung einher. Diese Beobachtung kann nicht bestätigt werden, da in der vorwiegend NNW-SSE verlaufenden Gangschar von Reingers nach Pfaffenschlag sowohl Rhyolithe der Gruppe 1 als auch Trachydazite und Dazite der Gruppe 2 gefunden wurden.

Weder die Porphyre des Bohrkerns HOK 4 noch die untersuchten Lesesteine zeigen irgendein Anzeichen von Deformation oder tektonischer Beanspruchung. Auch *Göd et al. (2017)* konnten an den Rhyodaziten südlich von Pfaffenschlag und im Steinbruch bei Arnolz keine tektonische Beanspruchung feststellen. Das deutet darauf hin, dass die Intrusion der Ganggesteine maximal syntektonisch, wahrscheinlicher aber posttektonisch erfolgt ist. Die subvulkanischen Ganggesteine intrudierten dabei in bereits bestehende, vorwiegend NNW-SSE gerichtete Zonen extensionaler Tektonik, ein ähnliches Setting wie bei den sauren Ganggesteinen um Litschau (*Breiter & Scharbert, 1995*).

Die von *Göd et al. (2017)* ausschließlich bei den „Typ II Rhyodaziten“, also jenen Gesteinen die mit einem reduzierenden Fluid in Berührung kamen, beobachtete disseminierte Pyrit-Mineralisation konnte in dieser Ausprägung nicht festgestellt werden. Einzig die Probe IS 2 zeigt eine disseminierte Pyrit-Mineralisation. Diese Probe entspricht den „Typ II Rhyodaziten“.

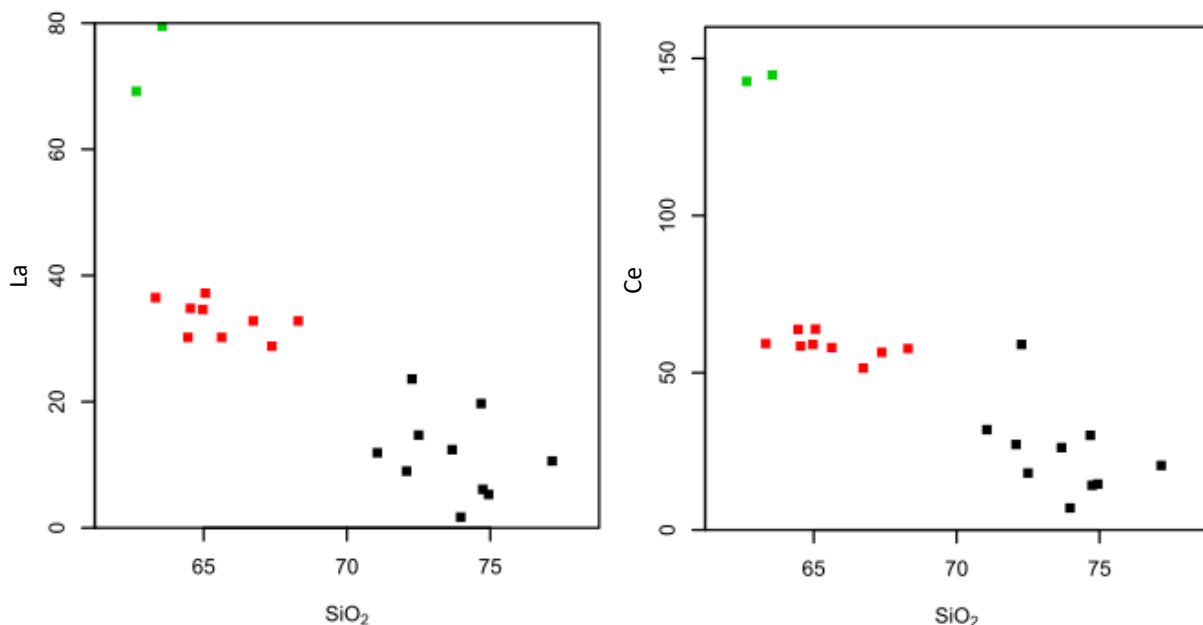
5.5 Gruppe 3: Rot-graue Trachydazite mit großen Kalifeldspäten

Die subvulkanischen Gesteine der Gruppe 3 konnten ausschließlich westlich von Reinolz nachgewiesen werden. Dort treten sie als ca. 700 m langer und NW-SE streichender Gang bzw. Gangschar zu Tage. Der Gang wird repräsentiert durch häufig anzutreffende, bis zu

einem Meter im Durchmesser messende Gesteinsblöcke, die eine charakteristische, leicht abgerundete Verwitterungsform zeigen. Die subvulkanischen Gesteine sind intensiv rot-grau gefärbt, stark hydrothermal alteriert und durch mehrere Zentimeter große Kalifeldspäte charakterisiert. Außerdem finden sich in den Gesteinen ovale, hornblendereiche Einschlüsse mafischer Schollen mit maximal 10 Zentimeter Durchmesser, die jenen aus den Porphyriten des Bohrkerns HOK4 ähneln. *Gnojek und Přichystal (1997)* beschreiben dieses Gestein ebenfalls („Granodiorit-Porphyr“) und vergleichen es mit Syeniten aus Tschechien (*Chlupáčova, 1985*). Dieser Interpretation kann nicht gefolgt werden.

In ihrem Hauptelement-Chemismus ähneln sie stark den subvulkanischen Gesteinen der Gruppe 2, mit Ausnahme der Anreicherung an K_2O und der Abreicherung an Na_2O (Abb. 9). Große Unterschiede offenbaren sich erst in Vergleich des Spurenelement-Gehaltes der beiden Gruppen. Die Trachydazite der Gruppe 3 sind stark an Sr, La, Ce, Th, U, Zr, Hf und sehr stark an Ba angereichert (Abb. 26).

Die hohen Gehalte an Ba bzw. Sr korrelieren mit den hohen Gehalten an Ba in den Kalifeldspäten (durchschnittlich knapp 1 wt%) bzw. den hohen Gehalten an Sr in den Plagioklasen (durchschnittlich 2000 ppm). Ebenfalls stark erhöht ist der Gehalt an REE, wobei besonders der Gehalt an LREE hoch ist. Diese Erhöhung deutet, genauso wie das Fehlen einer negativen EU-Anomalie, auf das Fehlen einer Plagioklasfraktionierung und eine sehr wenig entwickelte Schmelze hin.



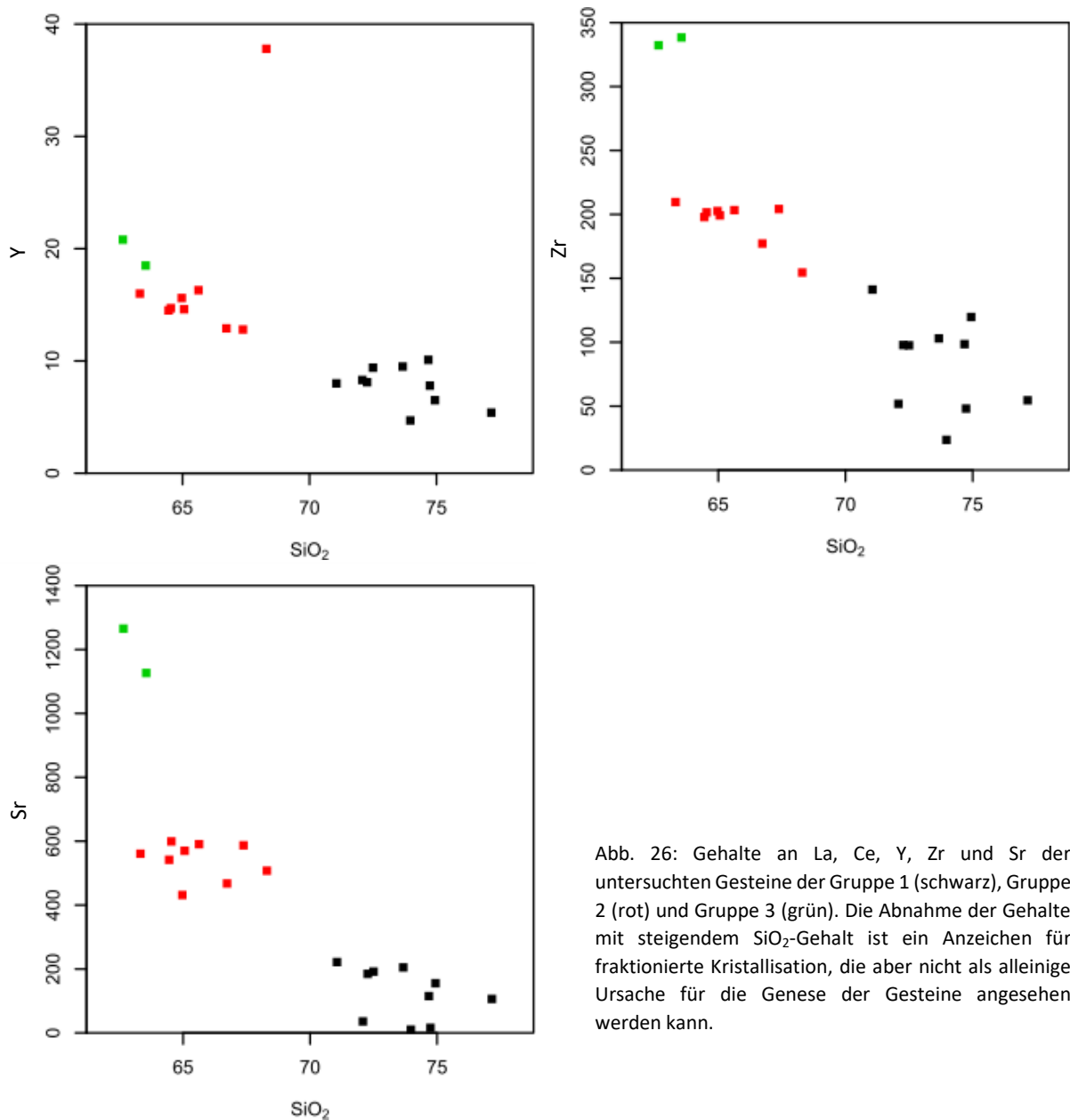


Abb. 26: Gehalte an La, Ce, Y, Zr und Sr der untersuchten Gesteine der Gruppe 1 (schwarz), Gruppe 2 (rot) und Gruppe 3 (grün). Die Abnahme der Gehalte mit steigendem SiO₂-Gehalt ist ein Anzeichen für fraktionierte Kristallisation, die aber nicht als alleinige Ursache für die Genese der Gesteine angesehen werden kann.

5.6 Genese

Betrachtet man nur einige Spurenelement-Plots oder die Harker-Diagramme (Abb. 10), also den Hauptelement-Chemismus, so könnte man auf die Idee kommen, dass all die subvulkanischen Gesteine des Untersuchungsgebietes durch fraktionierte Kristallisation aus den Gesteinen der Gruppe 3 entstanden sind. Die Gehalte an CaO, TiO₂, Al₂O₃, MgO und Fe₂O₃ nehmen mit steigendem SiO₂-Gehalt ab. Selbiges gilt für P₂O₅, wobei hier einige Gesteine der Gruppe 1 angereichert sind. All diese Trends würden für die fraktionierte Kristallisation als Ursache für die unterschiedlichen subvulkanischen Gesteine des Untersuchungsgebietes sprechen.

Lässt man hingegen alle vorhandenen Daten in die Betrachtung einfließen, so zeigt sich, dass keine kontinuierliche Differentiationsabfolge zwischen den drei Gruppen gegeben ist.

5.6.1 Genese Gruppe 1 (Rhyolithische Ganggesteine)

Die hochfraktionierten (JT1/1, JT3) hochplutonischen Gesteine werden von den Autoren als finale Produkte magmatischer Aktivität (*Klečka & Vaňková, 1988*) und als letzte Produkte fraktionierter Kristallisation von peralumiösen Schmelzen, deren Hauptprodukt die Bildung der Zweiglimmer-Granite vom Typ Eisgarn war (*Breiter & Scharbert, 1998*), interpretiert. Kogenetisch mit der Intrusion der Rhyolithgänge ist die Entstehung des topasführenden und phosphorreichen Homolka Granits (*Breiter & Scharbert, 1995*)

Aufgrund der Ähnlichkeit von WM1,2 und den Gesteinen aus Josefthal ist es naheliegend, dass beide Gesteine ein ähnliches Ausgangsgestein haben. Die anderen Gesteine der Gruppe 1 sind weniger fraktioniert, aber ansonsten ähnlich wie WM1,2. Eine mögliche Erklärung für ihre Genese ist auch hier die nochmalige Fraktionierung eines Magmas in ein Residuum (WM1,2) und ein weniger fraktioniertes Kumulat (restliche Gesteine der Gruppe 1).

Als Protholith für all die subvulkanischen Gesteine der Gruppe 1 kommt ein Magma in Frage, das durch partielles Schmelzen eines (meta)sedimentären Materials entstanden ist (*Klečka & Vaňková, 1988*). Untermauert wird das durch die geringen Gehalte an REE und die typischen „sedimentären“ REE-Verteilungsmuster, also die Anreicherung von LREE gegenüber HREE in Kombination mit der ausgeprägten negativen Eu-Anomalie (*Bernard-Griffiths et al., 1985*). Dieses Magma wurde durch fraktionierte Kristallisation weiter modifiziert, woraus dann die meisten Gesteine der Gruppe 1 entstanden sind. Am Ende der Fraktionierung stehen die ausgesprochen stark differenzierten, peraluminösen Gesteine aus Josefthal und, in abgeschwächter Form, die Probe WM1,2.

Das Hauptprodukt dieser Schmelzen war jedoch die Bildung der S-Typ Granite vom Typ Eisgarn. Die fraktionierte Restschmelze intrudierte dann in den abgekühlten und bereits spröden Eisgarn Granit und bildete so die hochplutonischen Ganggesteine der Gruppe 1.

5.6.2 Genese Gruppe 2 (stark gefärbte Trachydazite/Dazite)

Die nebeneinander auftretenden Gesteine der Gruppen 1 und 2 weisen trotz ihrer räumlichen Nähe große Unterschiede im Phänotyp, in ihrer Alteration, in ihrer Haupt- und Spurenelementzusammensetzung und ihren REE-Verteilungsmustern auf. Die im Zuge der Feldbeobachtungen aufgestellte Arbeitshypothese, dass es sich bei den Gesteinen der Gruppen 1 und 2 um unterschiedliche Alterationen desselben Gesteins handelt und der Unterschied im Phänotyp nur durch hydrothermale Prozesse entstanden ist, kann aufgrund der deutlichen geochemischen Unterschiede verworfen werden. Besonders gut lassen sich die geochemischen Unterschiede der Gesteine der Gruppe 1 und 2 an den Proben WM 1,2 (Gruppe 1) und WM 4 (Gruppe 2) illustrieren.

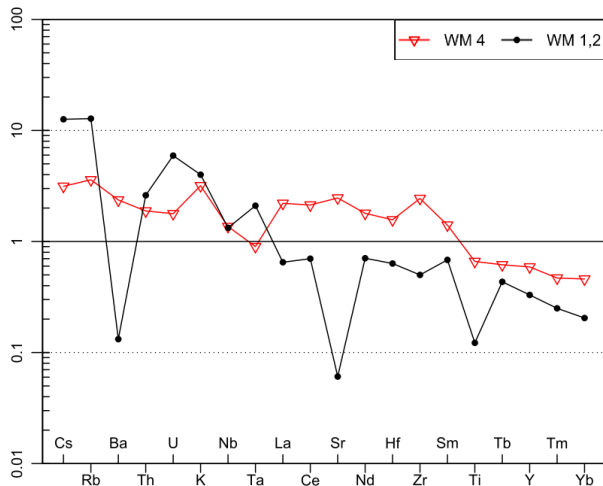


Abb. 27: Spurenelement-Gehalt der beiden in unmittelbarer Nähe angetroffenen Proben WM 1,2 (Gruppe 1) und WM 4 (Gruppe 2). Normalisiert nach durchschnittlicher Krustenzusammensetzung (Taylor & McLennan, 1995).

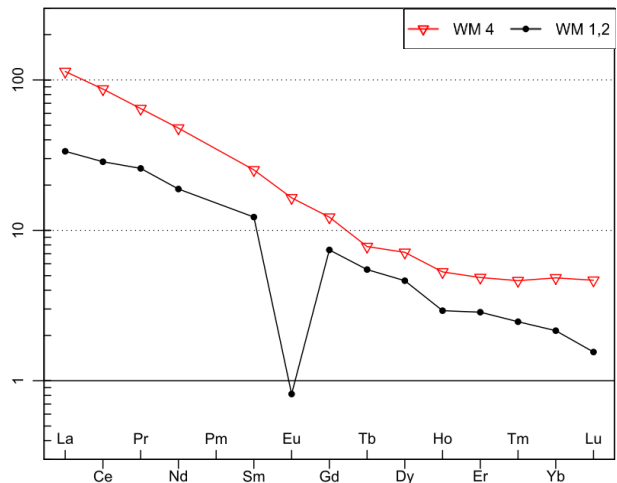


Abb. 28: Chondrit-normalisiertes REE-Verteilungsmuster (Boynton, 1984) der beiden in unmittelbarer Nähe angetroffenen Proben WM 1,2 (Gruppe 1) und WM 4 (Gruppe 2).

Der Gehalt an Spurenelementen (Abb. 27) befindet sich bei der Probe WM 4 ohne signifikante geochemische Spezialisierung im Bereich der durchschnittlichen Krustenzusammensetzung, während WM1,2 eine starke Anreicherung an Cs, Rb, und U sowie eine Abreicherung an Ba, Sr und Ti zeigt. Der Gehalt an REE (Abb. 28) ist bei der Probe WM 4 deutlich höher, das Gestein weist außerdem keine Eu-Anomalie auf., was darauf hindeutet, dass es zu keiner Plagioklas-Fraktionierung gekommen ist. Um zu überprüfen, ob die Unterschiede in den REE-Verteilungsmustern nur auf die Plagioklas-Fraktionierung

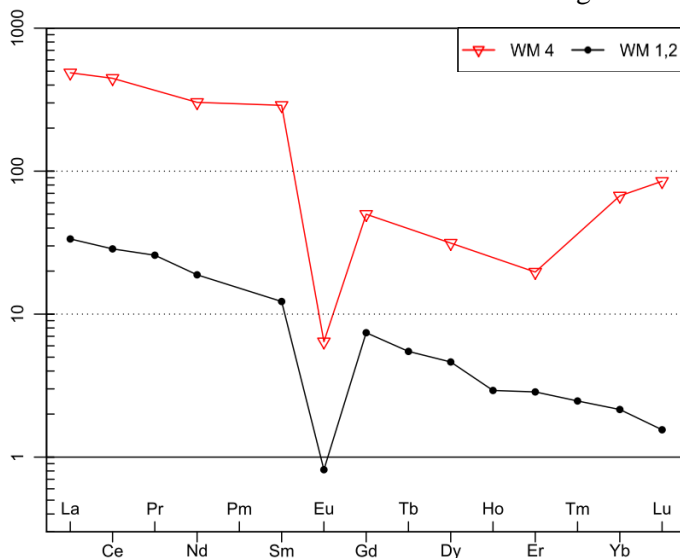


Abb. 29: Chondrit-normalisiertes REE-Verteilungsmuster (Boynton, 1984) der Probe WM 1,2 sowie der Probe WM4, aus der mit Hilfe von Verteilungskoeffizienten Plagioklas fraktioniert wurde. Die verwendeten Verteilungskoeffizienten für die Plagioklas-Fraktionierung in Rhyolithen und Dazitzen stammen aus Drake (1975), Drake & Weill (1975), Arth (1976) und Nash & Crecraft (1985)

zurückzuführen ist, wurde bei der Probe WM 4 (Gruppe 2) mit Hilfe von Verteilungskoeffizienten Plagioklas aus der Schmelze fraktioniert. (Abb. 29) Aufgrund der mit Ausnahme von Eu^{2+} niedrigen Verteilungskoeffizienten steigt der Gehalt an REE in der Restschmelze. Der hohe Verteilungskoeffizient von Eu^{2+} führt zu der Ausbildung einer negativen Eu-Anomalie. Das REE-Verteilungsmuster der Proben WM 1,2 (Gruppe 1) und WM4 (Gruppe 2) weist aber auch nach der Plagioklas-Fraktionierung noch deutliche Unterschiede auf, daher

kann fraktionierte Kristallisation nicht die alleinige Ursache für die geochemischen Unterschiede zwischen den Gruppen 1 und 2 sein. Diese signifikanten geochemischen Unterschiede legen den Verdacht nahe, dass die Gesteine der Gruppe 2 von einer anderen magmatischen Quelle (Göd et al., 2017) und aus tieferen (krustalen) Niveaus stammen (Breiter & Scharbert, 1995).

Grundsätzlich entsprechen die Gehalte der Gruppe 2 an Spurenelementen und REE weitestgehend dem krustalen Durchschnitt, einzig das vollständige Fehlen einer negativen Eu-Anomalie ist auffällig.

Vergleicht man den Spurenelement-Gehalt der Probe WM 4 (stellvertretend für die Gesteine der Gruppe 2) mit jenen der Gruppe 3 und den Kersantit-Gängen aus der Strudengau-Region (Zeitlhofer et al., 2016), so zeigen sich sowohl große Ähnlichkeiten sowie einige große Unterschiede (Abb. 30, Abb. 31). Der Spurenelement-Gehalt der subvulkanischen Gesteine der Gruppe 2 ähnelt bis auf einige Ausnahmen (Ba, Th, U) den Kersantit-Gängen. Der Gehalt einiger Spurenelemente ist beinahe ident, die Übereinstimmung größer als mit den Trachydaziten der Gruppe 3.

Jedoch ist der Gehalt einiger lithophiler Elemente mit großen Ionenradien, kurz LILE (Cs, Ba, mit Abstrichen Rb) und Elemente mit hoher Feldstärke, kurz HFSE (U, Th) signifikant geringer. Auch das REE-Verteilungsmuster der beiden Gesteine ist ähnlich, die Kersantit-Gänge sind durchgehend etwas stärker an REE angereichert als die Gesteine der Gruppe 2.

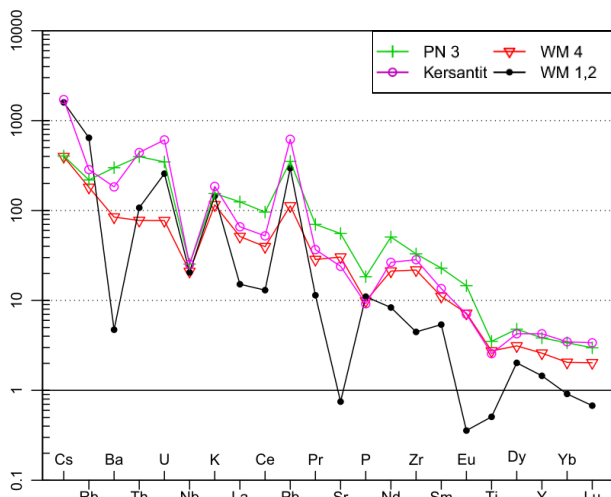


Abb. 30: Spurenelement-Gehalt der Kersantit-Gänge der Strudengau-Region (Zeitlhofer et al., 2016), der Gruppe 1 (WM 1,2), der Gruppe 2 (WM 4) und der Gruppe 3 (PN 3). Normalisiert nach der Zusammensetzung des primitiven Mantels (Sun and McDonough, 1989)

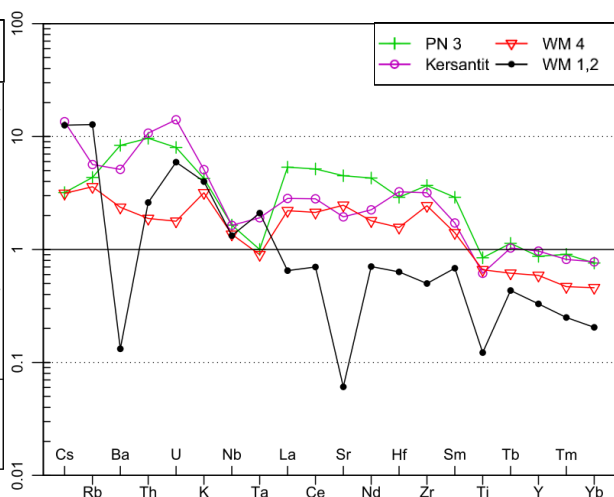


Abb. 31: Spurenelement-Gehalt der Kersantit-Gänge der Strudengau-Region (Zeitlhofer et al., 2016), der Gruppe 1 (WM 1,2), der Gruppe 2 (WM 4) und der Gruppe 3 (PN 3). Normalisiert nach der durchschnittlichen Krustenzusammensetzung (Taylor & McLennan, 1995).

Diese Gemeinsamkeiten der Trachydazite und Dazite der Gruppe 2 mit Kersantit-Gängen und den Trachydaziten der Gruppe 3 deuten darauf hin, dass bei der Genese dieser Gesteine ebenfalls eine Mantelquelle beteiligt gewesen sein könnte. Außerdem wurden in den Gesteinen der Gruppe 2, präziser in den subvulkanischen Porphyriten des Bohrkerns HOK4, mafische Einschlüsse gefunden. Diese werden aufgrund ihrer ovalen Form, dem scharfen Kontakt mit dem subvulkanischen Umgebungsgestein und ihrer Zusammensetzung als mafische Schollen, also als Einschlüsse primärer mafischer Mantelschmelze interpretiert.

Die Mantelquelle dürfte wohl eine andere sein als jene, aus der die Kersantit-Gänge ebenso wie die Gesteine der Gruppe 3 hervorgegangen sind, nämlich eine weit weniger angereicherte. Die Gesteine der Gruppe 2 zeigen, im Gegensatz zu den Gesteinen der Gruppe 3, keine signifikanten geochemischen An- oder Abreicherungen. Außerdem weisen sie keine negative Eu-Anomalie auf, das heißt es hat auch noch keine Plagioklas-Fraktionierung stattgefunden. Dennoch muss es zu einer Magmenmischung, wahrscheinlich mit einem leukogranitischen Magma, gekommen sein, da die Plagioklase dieser Gruppe deutlichen alternierenden Zonarbau zeigen, wobei der Ca-Gehalt der Plagioklase deutlich geringer ist als jener in den Gesteinen der Gruppe 3. Durch die Magmenmischung der wenig angereicherten Mantelquelle und des leukogranitischen Magmas ergibt sich die Zusammensetzung dieser Gesteine, die in ihrer Geochemie weitgehend der durchschnittlichen krustalen Krustenzusammensetzung entspricht (Abb.13). Fraktionierte Kristallisation spielt bei der Genese dieser wenig fraktionierten und geochemisch unspezialisierten Gesteine eine weniger bedeutende Rolle.

Eine weitere Möglichkeit ist die Genese der subvulkanischen, relativ homogenen Gesteine der Gruppe 2 aus einer bisher unbekanntem und unabhängigen Magmenquelle. Dafür spricht, dass diese Gesteine ausschließlich in der langen Gangschar von Reingers bis nach Pfaffenschlag nachgewiesen werden konnten (*nach Göd et al., 2017* auch noch etwas südlich davon). Außerdem sind die Gesteine dieser Gruppe geochemisch weitgehend unspezialisiert und zeigen keine negative Eu-Anomalie.

In jedem Fall wurden die Gesteine dieser Gruppe spät- bzw. postmagmatisch stark von hydrothermalen Fluiden verändert, was zu den unterschiedlichen Phänotypen geführt hat. Geochemisch hat diese hydrothermale Alteration wenig Auswirkungen. Die Gesteine der Gruppen 2 und 3 weisen außerdem ähnliche Alterationen der mafischen Bestandteile auf (hauptsächlich Chloritisierung), während die mafischen Bestandteile in Gesteinen der Gruppe 1 nie chloritisiert sind, sondern häufig serizitisiert oder limonitisiert sind (Abb. 4e, 4f)

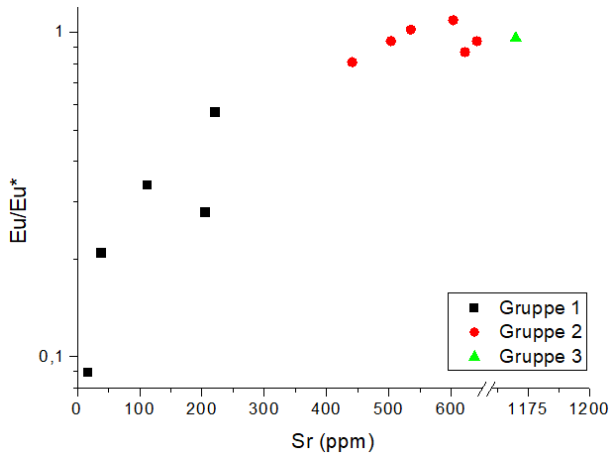


Abb. 32: Plot des Sr-Gehaltes gegen die logarithmischen Eu/Eu*-Verhältnisse der untersuchten subvulkanischen Gesteine. Die Gesteine der Gruppe 1 weisen eine negative Eu-Anomalie und niedrige Sr-Gehalte auf, was für eine Plagioklas-Fraktionierung spricht.

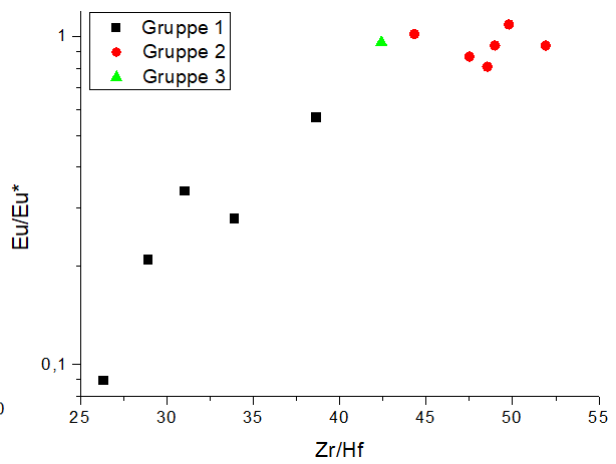
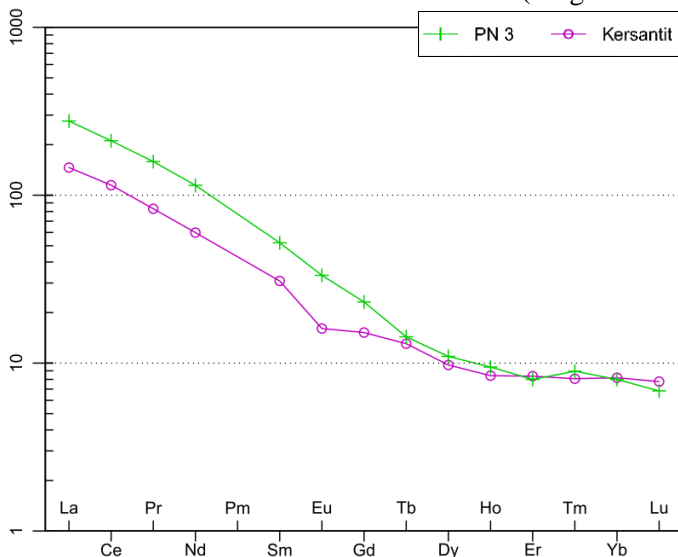


Abb. 33: Plot des Zr/Hf-Verhältnisses gegen die logarithmischen Eu/Eu*-Verhältnisse der untersuchten subvulkanischen Gesteine. Die Gesteine der Gruppe 1 weisen eine negative Eu-Anomalie und niedrige Zr/Hf-Verhältnisse auf, was für eine starke Fraktionierung spricht.

5.6.3 Genese Gruppe 3 (Rot-graue Trachydazite mit großen Kalifeldspäten)

Die Trachydazite der Gruppe 3 weisen Ähnlichkeiten mit Kersantit-Gängen aus der im NW Moldanubikum gelegenen Region Strudengau auf (Zeitlhofer *et al.*, 2016). Die Kersantit-Gänge weisen ebenfalls eine Anreicherung der LILE gegenüber der HFSE auf. In der Region Strudengau treten Lamprophyre, Granitgänge und Granit-Porphyre praktisch nebeneinander auf, eine Situation, die gewisse Ähnlichkeiten mit der langen Gangschar von Reingers bis Pfaffenschlag aufweist. Zeitlhofer *et al.* (2016) gehen davon aus, dass die Quelle für die Bildung der Kersantite eine durch Subduktion angereicherte Mantelquelle war, die durch krustale Kontamination und Fraktionierung verändert wurde. Große Ähnlichkeit mit den Kersantiten weisen die geochemischen Daten der Durchbachite des östlichen Durchbachit-Gürtels auf (Finger *et al.*, 2007). Diese 335-338 Ma alten



magnesiumreichen und ultra-potassischen Gesteine (Finger *et al.*, 2007) sind auch eine mögliche Quelle für die Trachydazite von Gruppe 3.

Abb. 34: Chondrit-normalisiertes REE-Verteilungsmuster (Boynton, 1984) der Kersantit-Gänge der Strudengau-Region (Zeitlhofer *et al.*, 2016) und der Trachydazite der Gruppe 3, repräsentiert durch die Probe PN 3.

Im Vergleich zu den Kersantiten der Strudengau-Region weisen die Gesteine westlich von Reinolz höhere Gehalte an REE, eine noch stärkere Anreicherung der LREE gegenüber der HREE sowie ebenfalls keine negative Europium-Anomalie auf (Abb. 34). Die Quelle der Trachydazite der Gruppe 3 könnte somit eine angereicherte Mantelquelle mit einer Zusammensetzung ähnlich jener der Durbachite z.B. des Rastenbergs-Plutons (*Gerdes et al., 2000*) sein. Nimmt man noch die geringe Länge und Mächtigkeit des Trachydazit-Ganges hinzu deutet vieles auf sehr geringe Mengen partieller Schmelzen der angereicherten Mantelquelle in Kombination mit geringer krustaler Kontamination hin (*Rollinson, 2003*).

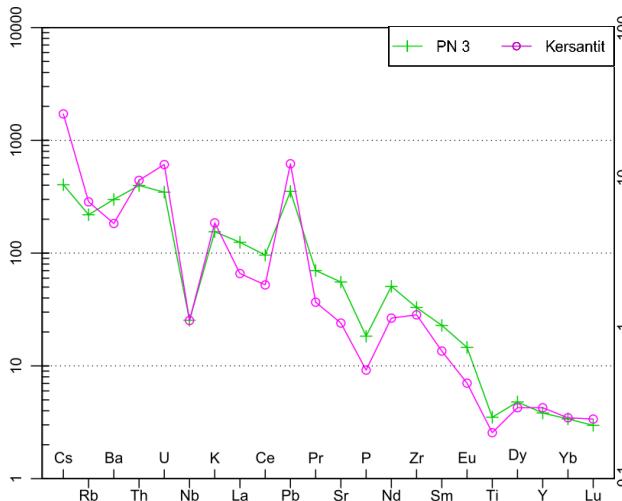


Abb. 35: Spurenelement-Gehalt der Kersantit-Gänge der Strudengau-Region (Zeitlhofer et al., 2016) und der Trachydazite der Gruppe 3, repräsentiert durch die Probe PN3. Normalisiert nach der Zusammensetzung des primitiven Mantels (Sun and McDonough, 1989)

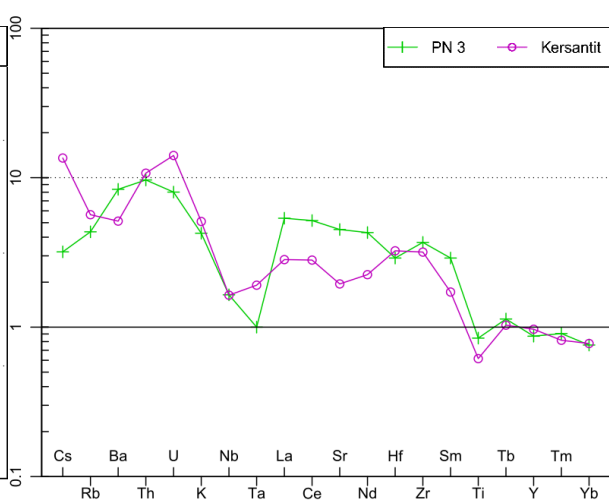


Abb. 36: Spurenelement-Gehalt der Kersantit-Gänge der Strudengau-Region (Zeitlhofer et al., 2016) und der Trachydazite der Gruppe 3, repräsentiert durch die Probe PN3. Normalisiert nach durchschnittlicher Krustenzusammensetzung (Taylor & McLennan, 1995).

Kristallisationsexperimente durchgeführt an Durbachiten (*Parat et al., 2010*) führen zu passenden Fraktionierungstrends für die meisten Hauptelemente der Kersantite der Strudengau-Region. Diese Trends legen nahe, dass Durbachite – gemischt mit leukogranitischen Schmelzen – eine mögliche Quelle für die Strudengau-Gänge sind. Das gilt auch für die Trachydazite der Gruppe 3, wobei der Anteil an krustaler Kontamination, also der Input leukogranitischer Schmelzen, aufgrund der fehlenden negativen-Eu-Anomalie geringer ausfallen dürfte.

Betrachtet man jedoch den Zonarbau, den der Großteil der Plagioklase in den Gesteinen der Gruppe 3 aufweist, so kommt der Variation der Magmenzusammensetzung doch eine gewisse Rolle zu. Die Plagioklase weisen einen deutlich alternierenden bzw. oszillierenden Zonarbau auf, wobei die einzelnen Zonierungen unregelmäßig ausgeprägt sind. Durch fraktionierte Kristallisation sollte die Pauschalzusammensetzung des Magmas mit der Zeit Na-reicher und Ca-ärmer werden und sich in gleicher Weise die Zusammensetzung der Plagioklase von innen nach außen in Richtung Albit verschieben. Der Plagioklas in der

Probe PN4 zeigt jedoch ein umgekehrtes Muster, der Plagioklas wird oszillierend von innen nach außen etwas Ca-reicher, wobei das Verhältnis Na:Ca über den Plagioklas verteilt durchschnittlich 1:1 ist.

All das spricht generell für instabile Bedingungen in der Magmenkammer und im Speziellen für Magmenmischung. Der nach außen hin steigende Ca-Gehalt des Plagioklases deutet darauf hin, dass die angereicherte Mantelquelle neben der krustalen auch noch von einer anderen Fremd-Magmenquelle kontaminiert wurde.

Die großräumige spät-variszische NW-SE orientierte Extension, welche in großen Teilen des variszischen Gürtels zu beobachten ist (*Fritz & Neubauer, 1993; Büttner & Kruhl, 1997*) in Kombination mit Mantel-Delamination könnte für die Intrusion der Gänge verantwortlich sein. Das angereicherte Mantelmaterial könnte aus dem durch Subduktion angereicherten subkontinentalen Mantel unter dem Variszischen Orogen stammen, welches durch ein spät-kollisionales Event mobilisiert wurde (*von Raumer et al., 2014*)

5.7 Altersstellung

Die Rhyolithe zwischen Litschau und Lásenice, in dieser Arbeit repräsentiert durch die Proben JT1/1 und JT3, weisen laut *Klečka et al. (1994)* ein Rb-Sr Gesamtgesteins-Alter von 295 ± 5 Ma auf. Damit wären sie etwa 20 Ma jünger als der Homolka Granit, der ein Rb-Sr Gesamtgesteins-Alter von 319 ± 7 Ma aufweist (*Breiter & Scharbert, 1995*) und etwa 30 Ma Jahre jünger als der Eisgarner Granit (*Gerdes, 2003; Žak, 2011*). Diese Altersabfolge wird jedoch von Breiter (pers. Mitteilung) in Frage gestellt, da er große Xenolithe des Granit-Porphyr (in dieser Arbeit repräsentiert durch die Probe JT3) im Homolka Granit gefunden hat und von kontemporärer Bildung der rhyolithischen Gänge mit dem Homolka Granit ausgeht. *Scharbert (1998)* datierte die Gänge bei Litschau und kam auf ein ähnliches radiogenes Alter wie jenes des Homolka Granits (315-320 Ma). Außerdem weist sie darauf hin, dass die Rb-Sr-Altersdatierung für stark fraktionierte granitische Gesteine nicht ideal geeignet ist.

Göd et al. (2017) datierten die Rhyodazite bei Arnolz und den Granit, den die Gänge intrudierten. Der Granit weist ein U/Pb-Alter von 312 ± 4 Ma auf, die Rhyodazite sind mit 292 ± 4 Ma etwa 20 Ma jünger.

Aufgrund des offensichtlichen Verwandtschaftsverhältnisses der Gesteine der Gruppe 2 mit den Rhyodaziten bei Arnolz/Pfaffenschlag kann auch für diese Gesteine ein ähnliches Intrusionsalter angenommen werden. Diese subvulkanischen Gesteine stellen somit die jüngsten Produkte magmatischer Aktivität des Untersuchungsgebietes dar. Ähnliche Gesteine finden sich laut Breiter (pers. Mitteilung) auch bei Koží Hora östlich von Hirschenschlag in Tschechien.

Die Trachydazite der Gruppe 3 wurden noch nicht datiert. Da dieses Gestein durch ähnliche Prozesse wie die Gesteine der Gruppe 2 entstanden ist, ist ein ähnliches Bildungsalter durchaus möglich. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass die Trachydazite der Gruppe 3 ein jüngeres oder auch älteres Bildungsalter aufweisen.

Die überwiegend NW-SE streichenden Quarzgänge im Raum Illmau stehen vermutlich in keiner direkten Verbindung zu den untersuchten subvulkanischen Gängen und stellen eher siliziumreiche Restschmelzen bei der Bildung des Eisgarner Granits dar. Ihre Streichrichtung entspricht jener der bekannten Pfahlquarze des Bayrischen Waldes.

6. Conclusio

- 1) Gesteine, die von *Waldmann (1950)* in der „Geologische Spezialkarte der Republik Österreich“, Blatt 4454, Litschau und Gmünd als porphyrische Ganggesteine ausgewiesen wurden, konnten an vielen Stellen des Untersuchungsgebietes gefunden werden:
 - (i) Westlich von Reinolz
 - (ii) nördlich und südlich von Pleßberg
 - (iii) entlang der Gangschar von Reingers im Norden bis Pfaffenschlag im Süden
 - (iv) entlang der Gangschar bei Josefsthäl/Litschau.
- 2) Die gefundenen porphyrischen Ganggesteine sind durchwegs stark alteriert und peraluminös, unterscheiden sich sonst jedoch stark. Aufgrund ihrer makroskopischen und mikroskopischen Erscheinung sowie ihrer Geochemie lassen sich die Gesteine in 3 Gruppen unterteilen:
 - (i) Gruppe 1: saure, leukokrate Rhyolithe mit hohem SiO₂ Gehalt und niedrigen Gehalten an CaO und MgO
 - (ii) Gruppe 2: stark grün bis rot gefärbte Trachydazite, Dazite und Rhyolithe
 - (iii) Gruppe 3: rot-graue Trachydazite mit sehr großen Kalifeldspäten und Einschlüssen mafischer Schollen
- 3) Die hochplutonischen Gesteine der Gruppe 1 kommen nördlich und südlich von Pleßberg, in der Gangschar von Reingers bis Pfaffenschlag und in der Gangschar bei Josefsthäl/Litschau vor. Sie sind abgereichert an Ba, Sr, Zr, La, Ce und Y. Charakteristika, welche typisch für fraktionierte Rhyolithe sind. Die Proben aus Josefsthäl sind stark angereichert an Rb und Cs und stellen innerhalb der Gruppe die am stärksten fraktionierten Gesteine dar. Die stark gefärbten subvulkanischen Gesteine der Gruppe 2 kommen ausschließlich in der Gangschar von Reingers bis Pfaffenschlag vor und sind geochemisch nicht spezialisiert. Ihr Chemismus entspricht weitgehend jenem der durchschnittlichen kontinentalen Kruste. Die Gesteine der Gruppe 3, die ausschließlich westlich von Reinolz vorkommen, sind charakterisiert durch ihre sehr hohen Gehalte an Ba (2000 ppm), Sr (1200 ppm) und ihre hohen Gehalte an La, Ce, Th und U.
- 4) Des Weiteren zeichnen sich die Rhyolithe der Gruppe 1 durch niedrige Gehalte an REE sowie eine stark ausgeprägte negative Eu-Anomalie aus. Die Gesteine der Gruppen 2 und 3 weisen keine solche Eu-Anomalie auf, die Gesteine der Gruppe 3 sind zudem stark angereichert an REE, vor allem an LREE.
- 5) Die Rhyolithe der Gruppe 1 sind durch einen völlig anderen Prozess und aus einer anderen Quelle entstanden als die subvulkanischen Gesteine der Gruppen 2 und 3. Die Rhyolithe sind das Produkt fraktionierter Kristallisation eines Magmas, welches durch partielles Schmelzen

eines (meta)sedimentären Materials entstanden ist. Das Endprodukt dieser Fraktionierung sind die hochplutonischen und hochdifferenzierten Gesteine des Raumes Josefthal. Aus dem adulten Magma ist zuvor bereits der Eisgarner Granit hervorgegangen und – kogenetisch mit den Rhyolithgängen – der ebenfalls stark differenzierte Homolka Granit.

- 6) In den Gesteinen der Gruppen 2 und 3 finden sich Plagioklase mit deutlich oszillierendem und inversem Zonarbau, was auf instabile Bedingungen in der Magmenkammer hindeutet. Außerdem finden sich sowohl in den Trachydaziten und Daziten der Gruppe 2 als auch in den Trachydaziten der Gruppe 3 Einschlüsse mafischer Schollen. Diese Einschlüsse deuten auf Mantelmaterial hin, dass bei der Bildung dieser subvulkanischen Gesteine beteiligt war. Gesteine der Gruppe 3 weisen außerdem starke Ähnlichkeiten mit Kersantit-Gängen aus der Strudengau Region auf (*Zeitlhofer et al., 2016*). Diese Kersantit-Gänge sind wahrscheinlich das Produkt von Magmenmischung von angereichertem Mantelmaterial (Durbachite) mit leukogranitischen Schmelzen. Für die Gesteine der Gruppe 3 wird ebenfalls angereichertes Mantelmaterial als mögliche Quelle postuliert. Krustale Kontamination mit leukogranitischen Schmelzen und anschließende Fraktionierung führen zu den subvulkanischen Gesteinen der Gruppe 3.
- 7) Die subvulkanischen Gesteine der Gruppe 2 weisen keine Anzeichen einer geochemischen Spezialisierung auf, außerdem zeigen sie keine negative Eu-Anomalie. Sie könnten durch Magmenmischung eines nicht angereicherten Mantelmaterials mit leukogranitischer Schmelze entstanden sein. Fraktionierte Kristallisation spielte bei der Genese nur eine untergeordnete Rolle. Ebenfalls denkbar ist die Entstehung der Gesteine der Gruppe 2 aus einer separaten, bisher unbekanntem Magmenquelle, da die Gesteine der Gruppe 2 ausschließlich in der Gangschar von Reingers bis Pfaffenschlag vorkommen.
- 8) Alle untersuchten subvulkanischen Gesteine sind sehr junge Produkte magmatischer Aktivität des Variszikums. Die Gesteine aus Josefthal sind etwa 320 Ma alt, für die anderen Rhyolithe der Gruppe 1 wird ein ähnliches Alter angenommen. Die hochplutonischen Rhyolithe intrudierten den ausgekühlten und daher bereits spröden Eisgarner Granit. Dieses Störungssystem wurde im Unterperm durch die Intrusion der Trachydazite und Dazite der Gruppe 2 wieder aktiv. Die Trachydazite der Gruppe 3 können – aufgrund der ähnlichen Genese – ein ähnliches Alter aufweisen, wobei sie auch durchaus etwas jünger oder älter sein können.
- 9) Ebenfalls untersucht wurden die NE-SE bis NNW-SSE streichenden Quarzgänge nördlich von Illmau. Diese bis zu 3 km langen und maximal etwa 15 Meter mächtigen Gänge, die oft in geringen Entfernungen zueinander parallel verlaufen, enthalten eine grünlich-graue Mineralisation. Diese stellte sich als Serizit heraus, höchstwahrscheinlich sekundär aus ursprünglichem Feldspat entstanden.

7. Ausblick

Ziel dieser Arbeit war eine petrographische und geochemische Analyse sowie eine Definition und Klassifikation porphyrischer Ganggesteine innerhalb des von *Waldmann (1950)* ausgewiesenen Gebietes. Außerdem wurde versucht, mögliche Ansätze für die Genese der Gesteine zu liefern. Vor allem der letzte Punkt erwies sich unter anderem deswegen als schwierig, weil es wenige wirklich valide Altersdatierungen für subvulkanische Ganggesteine in dieser Gegend gibt. Teilweise widersprechen sich Ergebnisse, teilweise werden zur Altersdatierung Methoden verwendet, die keine validen Ergebnisse liefern.

1. Deswegen wäre eine solide U/Pb-Altersdatierung mithilfe magmatischer Zirkone, so wie sie bereits von den Rhyodaziten bei Arnolz (*Göd et al., 2017*) vorliegt, wünschenswert. Diese Datierung sollte sowohl an den subvulkanischen Ganggesteinen der 3 Gruppen als auch am Umgebungsgestein, das sie intrudierten, durchgeführt werden. Damit lässt sich die Intrusionsgeschichte der einzelnen Ganggesteine rekonstruieren und auch eine zeitliche Beziehung der Ganggesteine zueinander herstellen.
2. Des Weiteren muss die Gangschar, die sich laut *Waldmann (1950)* von Reingers im Norden bis nach Pfaffenschlag im Süden erstreckt, nach Norden ausgedehnt werden. Die Bohrung HOK 4 zeigt, dass auch nördlich von Reingers noch porphyrische, subvulkanische Ganggesteine (der Gruppe 2) vorkommen. Es wäre daher interessant zu wissen, ob nördlich von Reingers weitere subvulkanische Ganggesteine nachgewiesen werden können. Auch der Bereich östlich von Reingers, genauer die Intrusionen bei Kozí hora in Tschechien, die laut Breiter (pers. Mitteilung) Ähnlichkeiten mit den Rhyodaziten bei Arnolz (*Göd et al., 2017*) aufweisen, bedarf einer näheren Kartierung und Altersdatierung, um diese Intrusionen mit den anderen subvulkanischen Ganggesteinen vergleichen zu können. Überdies sollte die Verbreitung der Rhyolithe der Gruppe 1 südlich von Rohrbach und Pfaffenschlag überprüft werden.
3. Außerdem wäre es wichtig, eine Gesamtgesteinsanalyse der mafischen Einschlüsse in den Gesteinen der Gruppen 2 und 3 durchzuführen. Diese geben Hinweise auf die Zusammensetzung der Mantelquellen, die bei der Bildung der Gesteine der Gruppen 2 und 3 beteiligt waren. Weiters könnte man den Chemismus der Hornblenden in den mafischen Einschlüssen mit der Elektronenstrahlmikrosonde analysieren und mit den Hornblenden der Trachydazite vergleichen.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich ganz herzlich bei Richard Göd bedanken, der mir die Gelegenheit geboten hat, diese interessante Masterarbeit wahrzunehmen und mir auf dem Weg der Fertigstellung stets mit Rat und Tat zu Seite gestanden ist. Er war sich auch nicht zu schade, mit mir gemeinsam bei teilweise typisch „waldviertlerischen“ Verhältnissen im Gelände zu kartieren. Ein weiterer herzlicher Dank gilt Rainer Abart, der bei dieser Arbeit als Supervisor fungierte und immer ein offenes Ohr für Fragen und Anliegen aller Art hatte.

Für die Hilfe bei der Erstellung der Karten und fruchtbare Gespräche bezüglich der regionalen Geologie der Böhmisches Masse möchte ich mich bei Christoph Iglseider und Manfred Linner von der Geologischen Bundesanstalt bedanken. Ein weiterer Dank gilt Friedrich Koller, der den wichtigen Bohrkern HOK4 zur Verfügung gestellt hat und mir bei der Bestimmung der Hornblenden geholfen hat. Mein Dank gilt außerdem Marianne Schwarzinger und vor allem Peter Nagl für die große Hilfe bei den XRF-Analysen sowie Susanne Gier und Johannes Kurzweil für die Unterstützung bei den XRD-Analysen. Eine gute Analyse beginnt bei der Aufbereitung der Proben, daher möchte ich mich bei Franz Biedermann und Peter Nagl bedanken, die mir die richtige Probenaufbereitung Schritt für Schritt erklärt haben. Außerdem möchte ich mich bei Ilka Wünsche und Claudia Beybel vom Dünnschliff Labor am Departement für Lithosphärenforschung der Universität Wien bedanken, die mich über Monate hinweg mit neuen Dünnschliffen versorgt haben.

Das Erstellen einer Masterarbeit kann Schwerarbeit sein, daher möchte ich mich bei meinen Freunden und Kollegen, besonders bei Gerhard H., Max R., Sebastian V., Sebastian P., Simon N., Jakob M., Max S. und Johann K. für gute Ratschläge, das angenehme Arbeitsklima und die dringend notwendige Zerstreuung bedanken.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei meiner Familie bedanken, denn ohne den Rückhalt und die Unterstützung durch die Familie wäre diese Masterarbeit nicht möglich gewesen.

Literaturverzeichnis

- Allmann R (1994) Röntgenpulverdiffraktometrie- Rechnergestützte Auswertung, Phasenanalyse und Strukturbestimmung. Verlag Sven von Loga / Springer
- Arth J (1976) Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. US Geol. Surv.*(United States), 4(1)
- Bernard-Griffiths J, Peucat J, Sheppard S, Vidal P (1985) Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 74 (2-3), 235-250.
- Boynton W (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies.: Rare earth element geochemistry: 63–114
- Breiter K (1998) Genetic significance of phosphorus in fractionated granites; International Geological Correlation Programme, Project 373-Correlation, Anatomy and Magmatic-Hydrothermal Evolution of Ore-Bearing Igneous Systems, International Conference, Czech Republic, Peršlák, Excursion Guide, Czech Geol. Survey, Prague
- Breiter K (2010) Geochemical classification of Variscan granitoids in the Moldanubicum (Czech Republic, Austria). *Abh Geol B A* 65:19 – 25
- Breiter K, Scharbert S (1995) The Homolka centre-an example of late Variscan ore bearing magmatism in the South Bohemian Batholith (Southern Bohemia, Northern Austria). *Jahrb. Geol B.-A* 138:9 – 25, Vienna
- Büttner S, Kruhl J (1997) The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian massif. *Geologische Rundschau*, 86(1), 21-38
- Chlupáčova, M (1985) Magnetic and electric properties of rocks in the Nová Bystřice – Kozí hora locality. MS Geofond Praha (in Tschechischer Sprache)
- Dill H (1991) Volcanic and volcanoclastic rocks at the Southwestern edge of the Bohemian Massif. *Z Geol Wiss* 19:519 – 537
- Drake M (1975) The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(1), 55-64
- Drake M, Weill D (1975) Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(5), 689-712
- Finger F, Roberts M, Haunschmid B, Schermaier A, Steyrer P (1997) Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, 61: 67-96
- Finger F, Gerdes A, Janoušek V, René M, Riegler G (2007) Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonomorphic phases. *J Geosci* 52:9 – 28
- Förster HJ, Gottesmann B, Tischendorf G, Siebel W, Rhede D, Seltmann R, Wasternack J (2007) Permo-Carboniferous subvolcanic rhyolitic dikes in the western Erzgebirge/Vogtland, Germany: a record of source heterogeneity of post-collisional felsic magmatism. *Neues Jahrb für Min-Abh: Journal of Min and Geochem*, 183(2), 123-147
- Fritz H, Neubauer F (1993) Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, 82(3), 556-565
- Fuchs G (1976) Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. *Jahrb. Geol. B.-A* 119: 45-61

- Gerdes A, Wörner G, Henk A (2000) Post-collisional granite generation and HT-HP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *J Geol Soc Lond* 157:577–587
- Gerdes A, Friedl G, Parrish RR, Finger F (2003) High-resolution geo-chronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. *J Czech Geol Soc* 48:53 – 54
- Gnojek I, Přichystal A (1997) Ground geophysical and geological mapping in the central part of the Moldanubian pluton. *Jahrb der Geol B.-A, Wien*, 140, 193-250
- Göd R (1986) Statusbericht 1985: Projekt Hirschenschlag, MINEREX, unveröffentlichte Firmenberichte
- Göd R (1989) A contribution to the mineral potential of the southern Bohemian massif (Austria). *Arch. f. Lagerstättenforschung Geol. B.-A*, 11, 147-153
- Göd R, Kurzweil J, Klötzli U (2017) Petrography, geochemistry and geochronology of granite hosted rhyodacites associated with a disseminated pyrite mineralization (Arnolz, Southern Bohemian Massif, Austria). *Mineralogy and Petrology*, 111(2), 219-236
- Goldstein J, Newbury D, Joy D, Lyman C, Echlin P, Lifshin E, Sawyer L, Michael J (2003) *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis Springer-Third Edition*
- Goldstein J (2012) *Practical scanning electron microscopy: electron and ion microprobe analysis. Springer Science & Business Media*
- Gottesmann B, Seltmann R, Förster HJ (1995) Felsic subvolcanic intrusions within the Eibenstock granite pluton (Saxony, Germany): The Gottesberg volcano-plutonic system. *Terra Nostra*, 7, 49-53
- Hackl O, Waldmann L (1935) Ganggesteine der Kalireihe aus dem niederösterreichischen Waldviertel. *Jb. Geolog. Bundesanstalt* 85, 259-285
- Kempe U, Bombach K, Matukov D, Schlothauer T, Sergeev S (2004) Pb/Pb and U/Pb zircon dating of subvolcanic rhyolite as a time marker for Hercynian granite magmatism and Sn mineralisation in the Eibenstock granite, Erzgebirge, Germany: considering effects of zircon alteration. *Mineral Deposita* 39:646 – 669
- Kuno H (1959) Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol. Ser.2*, 20:37 – 76
- Klečka M (1984) Felsitické a sklovité žilné horniny z okolí Lásenice u Jindřichova Hradce. *Čas. min. geol*, 29(3), 293-298 (in Tschechischer Sprache)
- Klečka M (1992) Lásenice near Jindrichuv Hradec (Vojířov game-keeper 's lodge), a subvolcanic felsic dike with tungsten mineralization; *Lepidolite 200, International Symposium on the Mineralogy, Petrology and Geochemistry of Granitic Pegmatites. Field trip guidebook, Masaryk University, Brno Czechoslovakia*
- Klečka M, Vaňková V (1988) Geochemistry of felsitic dykes from the vicinity of Lásenice near Jindrichuv Hradec (South Bohemia) and their relation to Sn-W mineralization. *Čas Mineral Geol* 33:225 – 249
- Klečka M, Bendl J, Matejka D (1994) Rb-Sr dating of acid subvolcanic dyke rocks-final magmatic products of the Moldanubian Batholith. *Mitt Österr Min Ges* 139:66 – 68
- Klomínský J, Jarchovský T, Rajpoot G (2010 a) Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif; Introduction; Technical Report TR-01-2010. Czech Geological Survey, Prague
- Klomínský J, Jarchovský T, Rajpoot G (2010 b) Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif; 2. Moldanubicum. Technical Report TR-01-2010, Czech Geological Survey, Prague
- Koller F (1994) The South Bohemian Pluton-A complex batholith with a multiple intrusion history. *Mitt Österr Min Ges* 139:71 – 73

- Leake B, Woolley A, Arps C, Birch W, Gilbert M., Grice JD, Linthout K (1997) Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(2), 295-321.
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrol* 27:745 – 750
- Le Maitre RW (2002) *Igneous rocks - a classification and glossary of terms*; Cambridge University Press
- McDonough W, Sun S (1995) The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253
- Moore DM, Reynolds RC Jr (1997) *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*, 2nd ed. Oxford University Press, New York
- Nash W, Crecraft H (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2309-2322
- Oatley, C, Nixon W, Pease RF (1966) The scanning electron microscope. *Science Progress*, 54: 483-495
- Ohst E, Troll G (1981) Porphyrite in der Umgebung von Waldkirchen, Bayerischer Wald. *Der Aufschluss Sonderbd.* 31, 125-151
- Okrusch M, Matthes S (2014) *Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. Springer Verlag-9. Auflage
- Parat F, Holtz F, René M, Imeev R (2010) Experimental constraints on ultrapotassic magmatism from the Bohemian Massif (durbachite series, Czech Republic). *Contrib Mineral Petrol* 159:331–347
- Pirajno F (2009) *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Berlin
- Rollinson HR (2003) *Using geochemical data: evaluation presentation and interpretation*. Pearson Prentice Hall, Harlow, pp 1–352
- Rudnick RL, Gao S (2003) Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659
- Rupp C, Linner M, Mandl G (2011) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000*. - Geologische Bundesanstalt, 255 S, Wien
- Scharbert HG (1957) Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung). *Neues Jahrb Mineral Abh* 90:135 – 202
- Schnabel W, Bryda G, Egger H et al (2002) *Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000*. Geologische Bundesanstalt, Vienna
- Schultz LG (1964) Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale, *Geol Surv Prof Paper* 391, C, Washington
- Shand S (1951) *The study of rocks*: London. UK: Thomas Murby and Co
- Sun S, McDonough W (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345
- Taylor S, McLennan S (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2), 241-265
- Thompson AJB, Thompson JFH (1996) *Atlas of alteration – A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. Geol Assoc Can, Mineral Deposits Division
- Vellmer C, Wedepohl KH (1994) Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. *Contrib Mineral Petrol* 118:13 – 32

- Vidal P, Cocherie A, Le Fort P (1982) Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(11), 2279-2292
- von Raumer JF, Finger F, Veselá P, Stampfli GM (2014) Durbachites-Vaugnerites—a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. *Terra Nova* 26:85–95
- Vrána S (1990) The Pelhrimov volcanotectonic circular structure. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 65:143 – 156
- Waldmann L (1930) Aufnahmsbericht über Blatt Gmünd—Litschau (4454). *Verh. Geol. Bundesanstalt Wien*, 38-41
- Waldmann L (1931) Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf. *Geol. B.-A., Wien*
- Waldmann L, Hackl O (1940) Neue Analysen von kristallinen Gesteinen des Südrandes der böhmischen Masse. *Mitt. der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien*, 237-239
- Waldmann L (1950) Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1:75 000, Blatt Litschau-Gmünd (4454). *Geologische Bundesanstalt, Vienna*
- Wedepohl KH (1995) The composition of the continental crust. *Geochim Cosmochim Acta* 59:1217 – 1232
- Žak J, Verner K, Finger F, Wali Faryad S, Chlupáčová M, Veselovský F (2011) The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos* 121:25 – 40
- Zeitlhofer H, Grasemann B, Petrakakis K (2016) Variscan potassic dyke magmatism of durbachitic affinity at the southern end of the Bohemian Massif (Lower Austria). *International Journal of Earth Sciences*, 105(4), 1175-1197
- Zwicker W (1953) Beiträge zur Kenntnis moldanubischer Ganggesteine. *Tschermaks Mineral Petrogr Mitt* 3:356 – 375

Appendix

Aufschlussbeschreibung

- Gang nördlich von „Pengershäuser“

In einem Waldstück ca. 3 km westlich von Reinolz, nahe der tschechischen Grenze, konnten zahlreiche Blöcke subvulkanischen Gesteins gefunden werden (Proben PN3, PN4). Diese Gesteine sind sowohl auf der Karte von *Waldmann (1950)* als auch auf der Karte von *Gnojek & Přichystal (1997)* eingezeichnet. Die Gesteinsblöcke messen 20 Zentimeter bis einen Meter im Durchmesser und zeigen eine charakteristische, leicht abgerundete Verwitterungsform. Die subvulkanischen Gesteine erstrecken sich über eine Länge von ca. 700 m mit einer geschätzten Mächtigkeit von maximal 80 Meter, wobei es sich nicht um einen Einzelgang, sondern um mehrere parallele Gangscharen handelt, welche NW-SE streichen. Das Gestein ist stark alteriert und von intensiv dunkelroter bis leicht grauer Farbe (Abb. 3g). In der feinkörnigen, porphyrischen Matrix finden sich mehrere Zentimeter große Feldspat-Einsprenglinge und, seltener, auch mafische Einschlüsse mit bis zu 10 Zentimeter Durchmesser.

- Gang nördlich und südlich von Pleßberg

In den Feldern, auf Wegrainen und am Waldrand rund um Pleßberg findet man innerhalb von cordieritführendem Paragneis mehr oder minder flache und bis zu mehrere Meter große Blöcke eines sehr feinkörnigen, felsischen Gesteins (Proben TB1, PL1,2). In Übereinstimmung mit *Waldmann (1950)* bilden diese Blöcke zwei jeweils einige hundert Meter im Streichen zu verfolgende, ca. 30-40 Meter mächtige und NW-SE bzw. NE-SW streichende Gänge.

- 12 km im Streichen zu verfolgende Gangschar von Pfaffenschlag bis Reingers

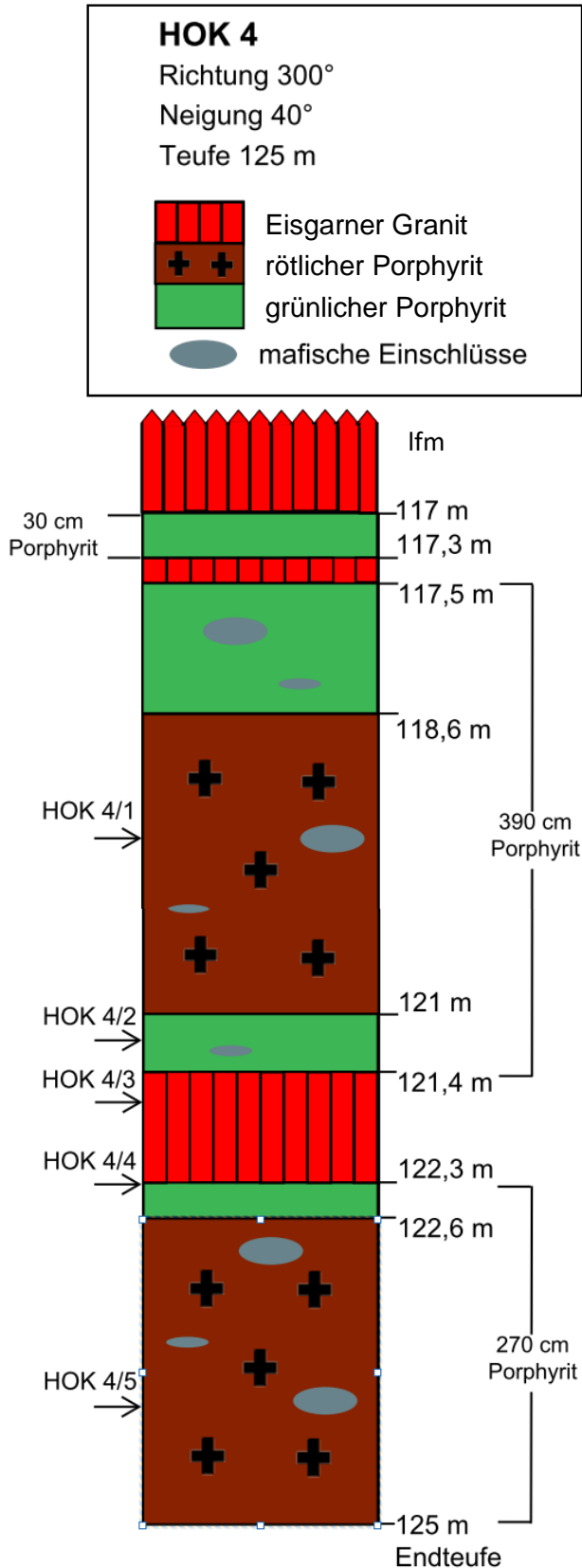
Nördlich von Rohrbach wurden in den Feldern Lesesteine (Maximalgröße 30 Zentimeter) eines sehr hellen, sehr feinkörnigen Ganggesteins gefunden. Teilweise ist das Gestein von kleinen Quarzgängchen durchdrungen (Proben RB2, RB3).

Nördlich von Immenschlag konnte ein graues, subvulkanisches Gestein mit disseminierter Mineralisation gefunden werden (IS2).

Bei Wiesmaden tritt das helle Ganggestein, das auch bei Rohrbach gefunden wurde, etwas häufiger auf, der Gehalt an mafischen Bestandteilen nimmt etwas zu (Probe WM1,2; Abb. 3a). Zusätzlich treten weitere subvulkanische Gesteine auf: Ein rötliches, stark alteriertes Ganggestein mit zahlreichen Feldspat-Einsprenglingen (Probe WM4; Abb. 3c) und ein weniger alteriertes, grauschwarzes Gestein (Probe WM5; Abb. 3d).

Sowohl das helle Ganggestein als auch der rötliche, stark alterierte Typ lassen sich Richtung Norden bis Reinberg-Litschau verfolgen (Proben GR3, GR5, RH1, RH4) Nördlich davon konnten keine subvulkanischen Lesesteine aufgefunden werden.

– Bohrkern HOK 4 im Raum Hirschenschlag



Der Bohrkern HOK 4 wurde innerhalb von Eisgarner Granit angesetzt, hat einen Durchmesser von 10 Zentimeter und erreichte eine Endteufe von 125 m. Zwischen Laufmeter 117 und 125 wird der Eisgarner Granit von einem porphyrischen Ganggestein durchschlagen, welches sowohl als rötliche (Proben HOK4/1, HOK4/5) als auch als grünliche Varietät (Proben HOK4/2, HOK4/4) auftritt (Abb.37). Die grünliche Varietät stellt eine Alteration am Kontakt zum Eisgarner Granit dar, geochemisch besteht zwischen dem rötlichen und dem grünlichen subvulkanischen Ganggestein kein Unterschied. Im Kontaktbereich zum Eisgarner Granit wechselt der Porphyrit immer von der rötlichen zur grünlichen Varietät. Die subvulkanischen Bereiche haben eine minimale Mächtigkeit von 30 Zentimeter und eine maximale Mächtigkeit von 390 Zentimeter. Sie enthalten ovale, scharf begrenzte, feinkörnige und hornblendereiche mafische Einschlüsse, die bis zu 10 Zentimeter im Durchmesser messen.

Abb.37: Bohrkernkartierung des Bohrkerns HOK4 im Raum Hirschenschlag

Der Übergang zwischen den beiden Porphyrit-Varietäten ist fließend, der Kontakt zwischen Eisgarner Granit und Porphyrit ist scharf, wobei es im Kontaktbereich zur Ausbildung schwach angedeuteter fluidaler Texturen kommt (Abb.3f). Für die Analyse wurden zwei Proben des rötlichen Ganggesteins (Abb. 3e), eine Probe des grünlichen Ganggesteins (Abb. 3f) sowie je eine Probe des Granits (Probe HOK4/3) und der Übergangzone zum grünlichen Ganggestein entnommen.

– Gangschar bei Litschau

Zu Vergleichszwecken wurden Proben des subvulkanischen Gesteins nördlich und südlich von Josefthal genommen (Abb. 1). Es konnte zwischen zwei Ganggesteinen unterschieden werden: zum einen ein sehr helles, sehr feinkörniges subvulkanisches Gestein mit nur wenigen, eher kleineren Quarz- und Feldspat-Einsprenglingen (Probe JT1/1), und zum anderen ein helles, feinkörniges Ganggestein mit vielen Quarz-, Feldspat- und, seltener, Hornblende- und Biotit-Einsprenglingen (Abb. 3a), wobei besonders die rosa gefärbten Kalifeldspäte mehrere Zentimeter groß sein können (Probe JT3).

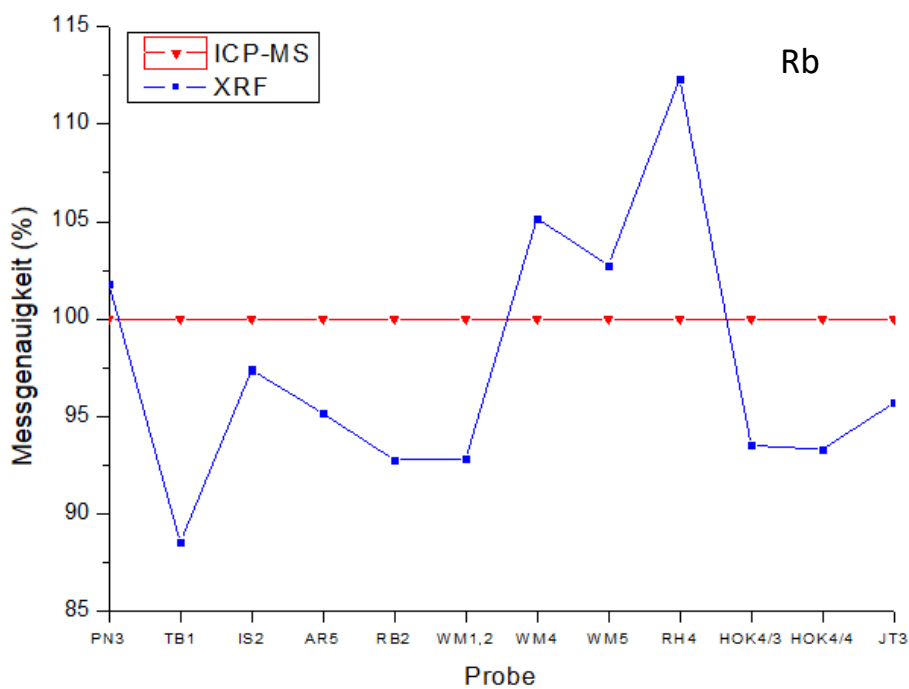
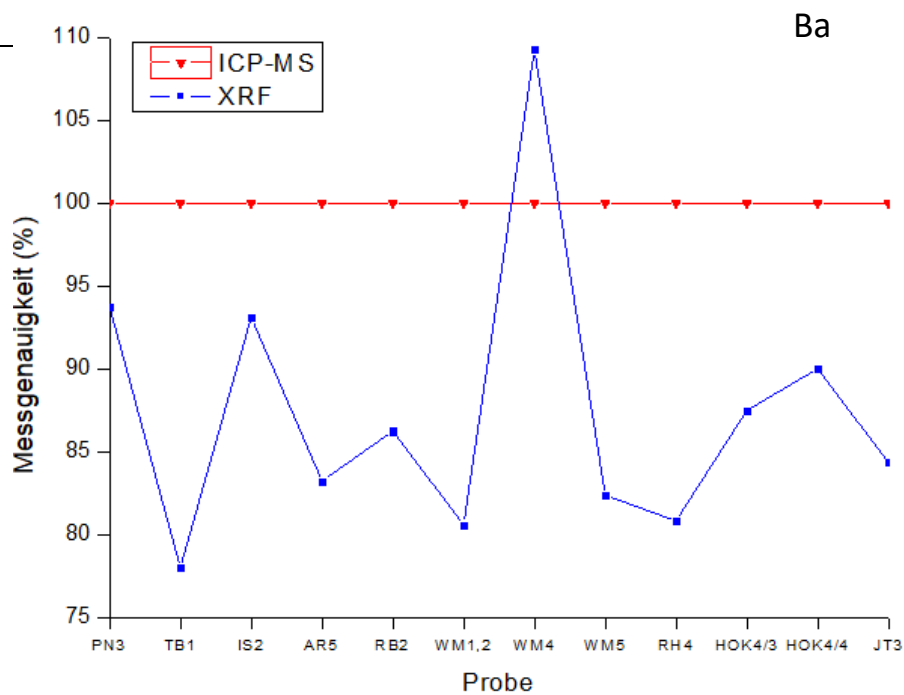
– Quarzgänge bei Illmau

Die auf der Karte von *Waldmann (1950)* eingezeichneten Quarzgänge nördlich von Illmau wurden ebenfalls begangen (Abb. 2). In manchen Quarzblöcken wurde eine grünlich-graue Mineralisation gefunden (siehe 4.1.4).

Das Vorhandensein von Ganggesteinen südlich von Engelbrechts, nordwestlich von Brunn, bei Kl. Taxen, östlich von Leopoldsdorf und südlich von Reingers konnten trotz intensiver Suche nicht bestätigt werden (Abb.2)

Tab. 10: Standardabweichung der Messergebnisse jener Elemente, die sowohl mit ICP-MS als auch mit XRF gemessen wurden. Einzig die U-Messung weist eine beträchtliche Standardabweichung auf. Ausgewählte Diagramme unterstreichen die ansonsten sehr passenden Messergebnisse

Element	Stand. Abw.
Ba	8%
Rb	3%
Sr	3%
La	7%
Ce	8%
Y	3%
Th	8%
U	24%
Zr	3%



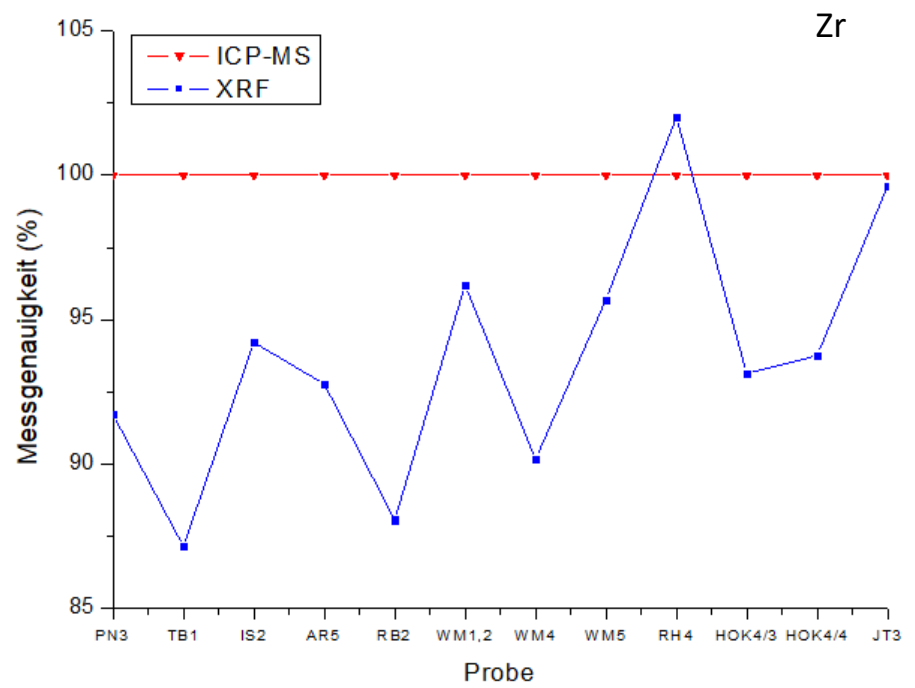
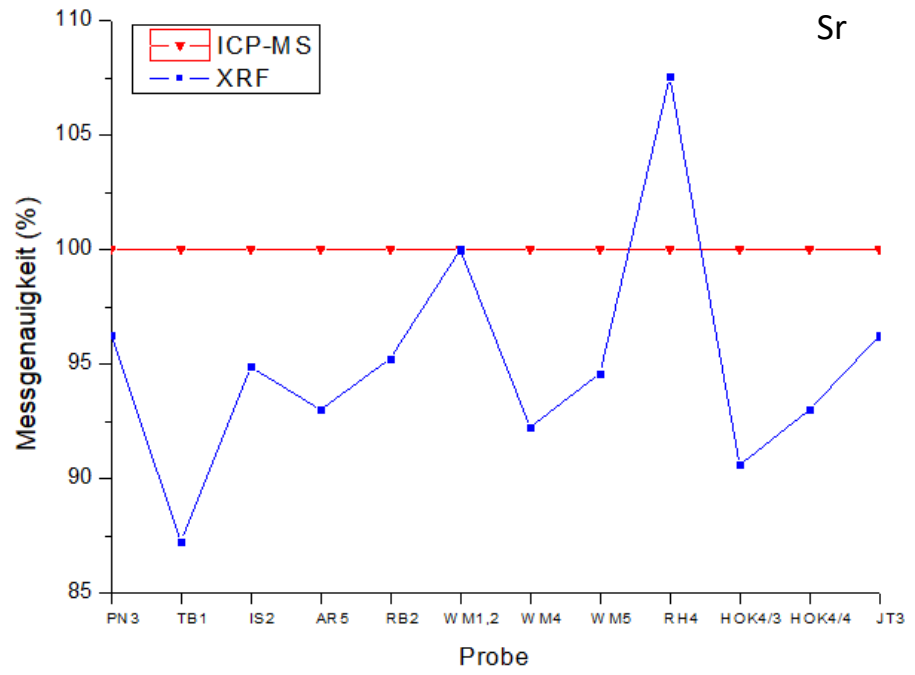


Abb. 38: Plots der Standardabweichung von Ba, Rb, Sr und Zr, welche sowohl mit ICP-MS als auch mit XRF gemessen wurden.

Tab. 11: Probenliste inkl. GPS-Koordinaten aller untersuchten Gesteine des Untersuchungsgebietes

Name	Beschreibung	Fundort	Koordinaten Fundort	Dünnschliff	XRF	XRD	ICPMS
PN 3-1	rotgraues Ganggestein mit großen Feldspäten	autochthon	48° 58' 25" N; 15° 17' 06" O	X	X	X	X
PN 3-2	wie PN 3-1, mit mafischem Einschluss	autochthon	48° 58' 24" N; 15° 17' 05" O	X			
PN 4	wie PN 3-1	autochthon	48° 58' 26" N; 15° 17' 06" O	X	X		
PN 5	wie PN 3-1	autochthon	48° 58' 18" N; 15° 17' 11" O	X			
PL 1,2 n=2	helles, feinkörniges Ganggestein	autochthon	48° 54' 33" N; 15° 15' 48" O	X	X	X	
TB 1	helles, feinkörniges Ganggestein	autochthon	48° 55' 25" N; 15° 16' 05" O	X	X		X
IS 2	graues Ganggestein mit disseminierter Vererzung	autochthon	48° 52' 35" N; 15° 12' 34" O	X	X	X	X
WF 1	rotes Ganggestein	autochthon	48° 48' 25" N; 15° 11' 02" O	X	X		X
RB 1	sehr helles, feinkörniges Ganggestein	subautochthon	48° 51' 55" N; 15° 11' 21" O	X			
RB 2	wie RB 1, mit Quarzgang	subautochthon	48° 52' 13" N; 15° 11' 00" O	X	X	X	X
RB 3	wie RB 1	subautochthon	48° 52' 12" N; 15° 11' 16" O	X	X		
WM 1,2 n=2	sehr helles, feinkörniges Ganggestein	subautochthon	48° 53' 25" N; 15° 11' 22" O	X	X	X	X
WM 4 n=2	rotes Ganggestein	subautochthon	48° 54' 22" N; 15° 10' 48" O	X	X	X	X
WM 5 n=2	grau-schwarzes Ganggestein	subautochthon	48° 53' 16" N; 15° 11' 24" O	X	X		X
GR 3	sehr helles feinkörniges Ganggestein	subautochthon	48° 53' 53" N; 15° 10' 45" O	X			
GR 5	wie GR 3	autochthon	48° 54' 42" N; 15° 10' 36" O	X	X	X	
RH 1	helles feinkörniges Ganggestein	subautochthon	48° 55' 35" N; 15° 10' 10" O	X	X		
RH 4 n=2	rotes Ganggestein	subautochthon	48° 55' 51" N; 15° 09' 45" O		X		X
HOK 4/1	rötliches Ganggestein aus Bohrkern	autochthon	48° 58' 25" N; 15° 09' 00" O	X	X	X	
HOK 4/2	grau-grünes Ganggestein aus Bohrkern	autochthon	48° 58' 25" N; 15° 09' 00" O	X	X		
HOK 4/3	Eisgarnier Granit aus Bohrkern	autochthon	48° 58' 25" N; 15° 09' 00" O	X	X	X	X
HOK 4/4	Kontakt zw. Eisgarnier Granit und grau-grünem Ganggestein	autochthon	48° 58' 25" N; 15° 09' 00" O	X	X	X	X
HOK 4/5	rötliches Ganggestein aus Bohrkern	autochthon	48° 58' 25" N; 15° 09' 00" O	X	X		
JT 1/1	sehr helles, sehr feinkörniges Ganggestein	autochthon	48° 58' 55" N; 15° 00' 46" O	X	X		
JT 3	helles porphyrisches Ganggestein	autochthon	48° 57' 02" N; 15° 01' 34" O	X	X	X	X
IL 1 n=4	Quarz mit grau-grünlicher Mineralisation	autochthon	48° 56' 44" N; 15° 12' 59" O	X			