



Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre

Masterarbeit



Radiometrische Datierung des  
Molybdänvorkommens Reichenspitze,  
Tirol/Salzburg

David Doppelmayer, BSc

Mai 2021



**EIDESSTÄTTLICHE ERKLÄRUNG**

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt, und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

Ich erkläre, dass ich die Richtlinien des Senats der Montanuniversität Leoben zu "Gute wissenschaftliche Praxis" gelesen, verstanden und befolgt habe.

Weiters erkläre ich, dass die elektronische und gedruckte Version der eingereichten wissenschaftlichen Abschlussarbeit formal und inhaltlich identisch sind.

Datum 12.05.2021

---

Unterschrift Verfasser/in  
David Doppelmayr

## Danksagung

Zu Beginn möchte ich meinem Betreuer Herrn Univ.-Prof. Mag.rer.nat. Dr.mont. Frank Melcher für die fachliche Betreuung meiner Masterarbeit danken. Trotz Ihres vollen Terminkalenders haben Sie sich immer Zeit für meine Fragen und fachlichen Diskussionen genommen, was ich sehr zu schätzen weiß. Besonders bedanken möchte ich mich bei Frau Dr. Daniela Gallhofer. Ohne Ihre detaillierten fachlichen Anleitungen zur Zirkondatierung, Ihre Hilfsbereitschaft beim Präparieren der Zirkonpräparate und Ihre Gewissenhaftigkeit bei der Messung und Auswertung der Daten wäre wohl kein wissenschaftlich haltbares Alter in dieser Qualität möglich gewesen. Ebenso möchte ich mich bei Herrn Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali für diverse Hilfestellungen und Einführungen in Gerätschaften und bei Herrn Ao. Univ.-Prof. Mag. et Dr.rer.nat. Gerd Rantitsch für die Hilfestellungen bei der RFA bedanken. Mein Dank gilt auch allen anderen MitarbeiterInnen des Lehrstuhls für Geologie und Lagerstättenlehre, sowie Herrn Dipl. Ing. Lukas Marousek vom Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredlung. Weiters möchte ich mich bei Herrn Dr. Etienne Skrzypek für die fachliche Beratung im Bereich Monazit bzw. Uraninitdatierung bedanken. Vielen Dank möchte ich auch Herrn Dr. Dominik Sorger aussprechen, der mir freundlicherweise seine Messdaten für die Uraninitdatierung bereitgestellt hat. Auch bei dir, Maik Zimmermann, will ich mich herzlich für deine Hilfsbereitschaft bei der Mikrosonde bedanken. Besonders gegen Ende meines Studiums habe ich auch den fachlichen Austausch mit meinen Studienkollegen zu schätzen gelernt. Diesbezüglich will ich mich besonders bei Christian und Peter für die anregenden Diskussionen bedanken. Besonders erwähnen will ich dabei auch Frau Berenice Ebner, die mir in meiner gesamten Studienzzeit eine wichtige Freundin und Kollegin war. Ebenso bedanken will ich mich bei Max und Isabell Reiter die immer eine offene Tür für mich hatten.

Mir ist sehr wohl bewusst, dass mein Studium an der Montanuniversität Leoben ohne die finanzielle und vor allem auch persönliche Unterstützung meiner gesamten Familie nicht möglich gewesen wäre. Ihr habt mir in guten wie in schlechten Zeiten Rückhalt gegeben. Besonders ihr, liebe Eltern, habt mir immer wieder Vertrauensvorschüsse gegeben und mir dadurch diese Ausbildung ermöglicht. Dafür bin ich euch unendlich dankbar! Auch meinem Großvater will ich für so manches danken. Herzlich will ich mich noch bei meiner Laura bedanken, die mir vor allem in der Abschlussphase meines Studiums immer zur Seite gestanden ist.

## Zusammenfassung

Das Molybdänvorkommen im Bereich der Reichenspitze in Salzburg und Tirol ist Teil des Molybdän-Erzbezirks Zentralgneis Supersuite im Tauernfenster. Molybdän kommt hier in Form von Molybdänit ( $\text{MoS}_2$ ) vor und ist an aplitische Intrusionen im Zentralgneis gebunden. Diese Aplitgranite werden auch als Reichenspitzegranit bezeichnet. Bis dato war kein zuverlässiges Alter des Reichenspitzegranits bekannt. Die durchgeführte U-Pb Zirkondatierung (LA-ICP-MS) liefert ein Kristallisationsalter der Aplitgranite von  $292,2 \pm 0,68$  | 3,9 Ma. Dieses Alter setzt den Reichenspitzegranit in direkten Bezug zu den unterpermischen I-Typ Granitoiden im Zillertal-Venediger-Tuxer Magmensystem. Geochemische Analysen der Aplitgranite zeigen hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 77 bis 79 wt.%, Bariumgehalte von 141 bis 233  $\mu\text{g/g}$  und Rubidiumgehalte von 147 bis 171  $\mu\text{g/g}$ . Bisher wurde der Reichenspitzegranit aufgrund von geringen CaO-Gehalten ( $< 1,65$  wt.%), einer negativen Bariumanomalie (normiert auf ozeanische Plagiogranite) und hohen Rb/Sr Verhältnissen (bis zu 5,93) als A-Typ Granit interpretiert. Die analysierten Proben des Reichenspitzegranits zeigen ebenso geringe CaO-Gehalte ( $< 0,8$  wt.%), eine schwach ausgeprägte negative Barium Anomalie und hohe Rb/Sr Verhältnisse (bis zu 4,25). In einem K/Rb – Rb Diskriminationsdiagramm zeigt sich jedoch ein Differentiationstrend vom Tuxer Kern zum Reichenspitzegranit. Der Reichenspitzegranit wird somit als ein hoch differenzierter I-Typ Granit im Zillertal-Venediger-Tuxer Magmensystem interpretiert. Die zirkontypologischen Untersuchungen deuten auf kalkalkalische, hoch fraktionierte Magmen hin. Es werden Kristallisationstemperaturen von 600 bis 650 °C angenommen. Zusätzlich wurde eine Uraninitdatierung durchgeführt. Das Kristallisationsalter der Uraninite konnte nicht eindeutig festgelegt werden, allerdings liefern die polygenetischen Uraninitphasen allesamt jüngere Alter als das gemessene unterpermische Zirkonalter. An den jüngsten Uraninitphasen wurden konsistente Alter von  $29 \pm 5$  Ma analysiert, welche die nealpine Regionalmetamorphose im Oligozän datieren. Durch die vorliegenden neuen geochronologischen Daten wird eine primär syngenetische Erzbildung mit der Intrusion des Reichenspitzegranits vorgeschlagen. In der hoch fraktionierten granitischen Schmelze kam es zu einer Anreicherung von leicht flüchtigen Bestandteilen (F, Cl) und Molybdän. Durch diesen Prozess wurden metallhaltige, möglicherweise pneumatolytische Fluide generiert, welche das Ausgangsgestein metasomatisch vererzten. Hydrothermale Aktivität im Zuge der nealpinen Regionalmetamorphose führte zu sekundärer Remobilisierung des Molybdänits, der teilweise in Form von Aggregaten in Scherzonen ausfiel. Es liegen bemerkenswerte Ähnlichkeiten zum Molybdänvorkommen Ackley in Neufundland vor, wo Molybdänit ebenso an Apliten im Dachbereich eines Batholiths gebunden ist. Ein genetischer Zusammenhang des Vorkommens an der Reichenspitze mit dem 10 Ma älteren Molybdänvorkommen Alpeinerscharte/Tirol wird nicht ausgeschlossen, müsste aber noch genauer untersucht werden.

## Abstract

*The occurrence of molybdenum at Reichenspitz in Salzburg and Tyrol is part of the molybdenum ore province Zentralgneis Supersuite in the Tauernfenster. At the Reichenspitz, molybdenite ( $\text{MoS}_2$ ) is restricted to aplitic intrusions in the Zentralgneis. These aplitic granites are also referred to as Reichenspitz granite. Up to now no reliable age of the Reichenspitz granite has been published. In this study, U-Pb zircon dating (LA-ICP-MS) yields a crystallization age of  $292,2 \pm 0,68 \mid 3,9$  Ma for the aplitic granites. This puts the Reichenspitz granite directly into relation with the Lower Permian I-Type granitoids of the Zillertal-Venediger-Tux magmatic suite. Geochemical analyses of the aplitic granite show high  $\text{SiO}_2$  contents (77 bis 79 wt.%), barium contents of 141 to 233  $\mu\text{g/g}$  and rubidium contents of 147 to 171  $\mu\text{g/g}$ . Based on low CaO contents ( $< 1,65$  wt.%), a negative barium anomaly (normalized to ocean ridge granites) and high Rb/Sr ratios (up to 5,93), the Reichenspitz granite was previously interpreted as an A-type granite. The analyzed samples of the Reichenspitz granite also show low CaO contents ( $< 0,8$  wt.%), a weak negative barium anomaly and high Rb/Sr ratios (up to 4,25). However, the K/Rb - Rb discrimination diagram indicates a differentiation trend from granites in the Tux Core to the Reichenspitz Granit. The Reichenspitz granite is therefore interpreted as a highly differentiated granitoid of the Zillertal-Venediger-Tux magmatic suite. Typological studies of the investigated zircons yield calc-alkaline, highly fractionated magma sources. Crystallization temperatures of 600 to 650°C are presumed. Additionally U-Pb uraninite dating was carried out in this study. Though the crystallization age of the uraninites could not be precisely determined, the polygenetic zircon grains show younger ages than the published Lower Permian zircon age. The youngest uraninite generation shows consistent ages of  $29 \pm 5$  Ma, which dates the Oligocene Neo-alpine regional metamorphism. Based on the new geochronological data a primary ore formation syngenetic with the intrusion of the Reichenspitz granite is proposed. In the highly fractionated melt, volatile elements (F, Cl) and molybdenum were enriched. This process generated metal-bearing, possibly pneumatolytic fluids which overprinted the host rock and led to metasomatic ore formation. Hydrothermal activity during the Alpine regional metamorphism remobilised the ore, which locally led to molybdenite enrichment as aggregates along shear zones. The Reichenspitz deposit strongly resembles the molybdenum deposit Ackley in Newfoundland, which is also related to aplitic granites in the roof zone of a magma chamber. A genetic relation between the Reichenspitz and the molybdenum deposit Alpeinerscharte/Tyrol cannot be excluded but calls for further investigations.*

# Inhaltsverzeichnis

Danksagung

Zusammenfassung

Abstract

|       |  |    |
|-------|--|----|
| 1     | Einleitung.....  | 1  |
| 1.1   | Aufgabenstellung und Zielsetzung .....                   | 3  |
| 2     | Geologischer Überblick .....                             | 4  |
| 2.1   | Intrusionsabfolge der Zentralgneise.....                 | 8  |
| 3     | Methodik .....   | 10 |
| 3.1   | Probenahme .....   | 10 |
| 3.2   | Herstellen der Schwermineralkonzentrate .....            | 13 |
| 3.3   | Einzelkorn Präparate .....                               | 16 |
| 3.4   | RFA.....   | 18 |
| 3.5   | Mikroskopie.....   | 19 |
| 3.6   | SEM.....   | 19 |
| 3.7   | EPMA .....   | 19 |
| 3.8   | LA-ICP-MS .....  | 20 |
| 3.9   | U-Th-Pb Geochronologie.....                              | 21 |
| 4     | Ergebnisse.....  | 25 |
| 4.1   | Geochemie .....  | 25 |
| 4.2   | Petrographie.....  | 27 |
| 4.3   | Mineralogie .....  | 30 |
| 4.3.1 | Zirkon.....  | 30 |
| 4.3.2 | Epidot-Allanit-Phosphat Mineralvergesellschaftungen..... | 33 |
| 4.3.3 | Molybdänphasen.....                                      | 34 |
| 4.4   | Zirkontypologie.....                                     | 36 |
| 4.5   | Zirkondatierung .....                                    | 39 |
| 4.6   | Uraninitdatierung .....                                  | 44 |
| 5     | Diskussion.....  | 47 |
| 5.1   | Geochemie .....  | 47 |
| 5.2   | Mineralogie und Petrographie .....                       | 52 |
| 5.3   | Zirkontypologie.....                                     | 53 |
| 5.4   | Altersdatierung.....                                     | 56 |

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 5.5 | Erzmineralogie und Lagerstättenmodell ..... | 59 |
| 6   | Schlussfolgerungen.....                     | 62 |
| 7   | Literaturverzeichnis.....                   | 63 |
| 8   | Anhang.....                                 | 67 |

# 1 Einleitung

In den Hohen Tauern sind eine Reihe von Molybdänitmineralisationen bekannt, die im IRIS (Interaktives Rohstoffinformationssystem für Österreich - (Weber et al. 2019)) als Molybdän-Erzbezirk Zentralgneis-Supersuite zusammengefasst werden. Die einzelnen Lokalitäten sind in Abbildung 1 dargestellt.

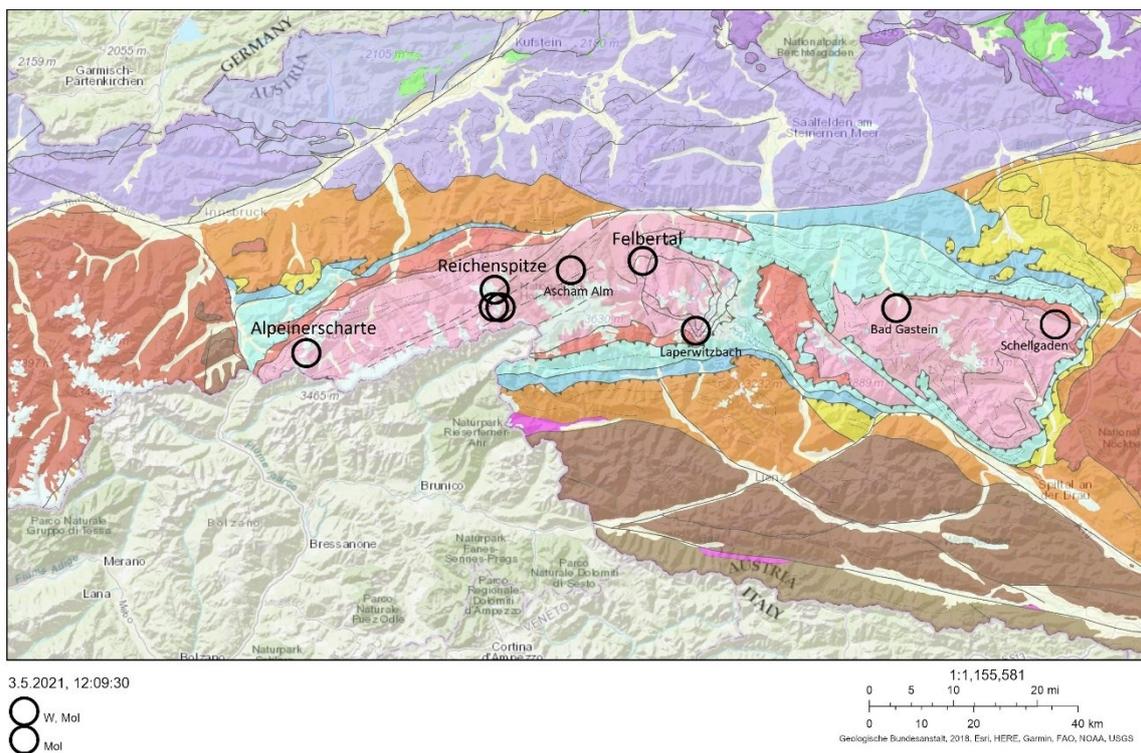


Abbildung 1: Molybdän Vorkommen in den Hohen Tauern; Quelle: <https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem>

Die prominenteren Vorkommen in diesem Molybdän-Erzbezirk sind die Alpeinerscharte im Zillertal, die Reichenspitze und Molybdänitmineralisationen in der Wolfram Lagerstätte Felbertal.

An der **Alpeinerscharte** wurde im zweiten Weltkrieg ein Versuchsbergbau auf Molybdänit gestartet, der aufgrund der geringen Ressourcen jedoch bald wieder eingestellt wurde. Die Mineralisation ist hier auf molybdänitführende Quarzgänge und deren Salbänder beschränkt. Das Molybdänvorkommen Alpeinerscharte wurde mittels U/Pb Zirkon- und Re/Os Molybdänitdatierung auf  $305 \pm 6,6$  Ma datiert (Langthaler et al. 2004).

An Molybdäniten in der Scheelit Lagerstätte **Felbertal** wurden mit Re/Os Datierung Alter zwischen 358 und 336 Ma gemessen (Raith und Stein 2006).

Auch in der Lokalität **Schellgaden** im östlichen Tauernfenster, die primär für ihr Goldvorkommen bekannt ist, gibt es Molybdänit, welcher mittels Re-Os auf  $362 \pm 3$  Ma bzw.  $366 \pm 1$  Ma datiert wurde (Wieser et al. 2010). Hier kommt der Molybdänit in Verbindung mit aplitischen Granitgneisen unabhängig von der Goldmineralisation vor.

An der **Reichenspitze** ist Molybdänit ebenso an aplitische Intrusionen (Reichenspitzegranit) gebunden. Der Molybdän-Erz-Zug erstreckt sich im Bereich Reichenspitze-Gabler-oberes Mannlkar-oberes Roßkar und den Grat Nördliche Zillerscharte zur Zillerplattenscharte (Steiner 2018). An der Nördlichen Zillerscharte sind die mineralisierten Aplite im Anstehenden zu beobachten (Abbildung 2).

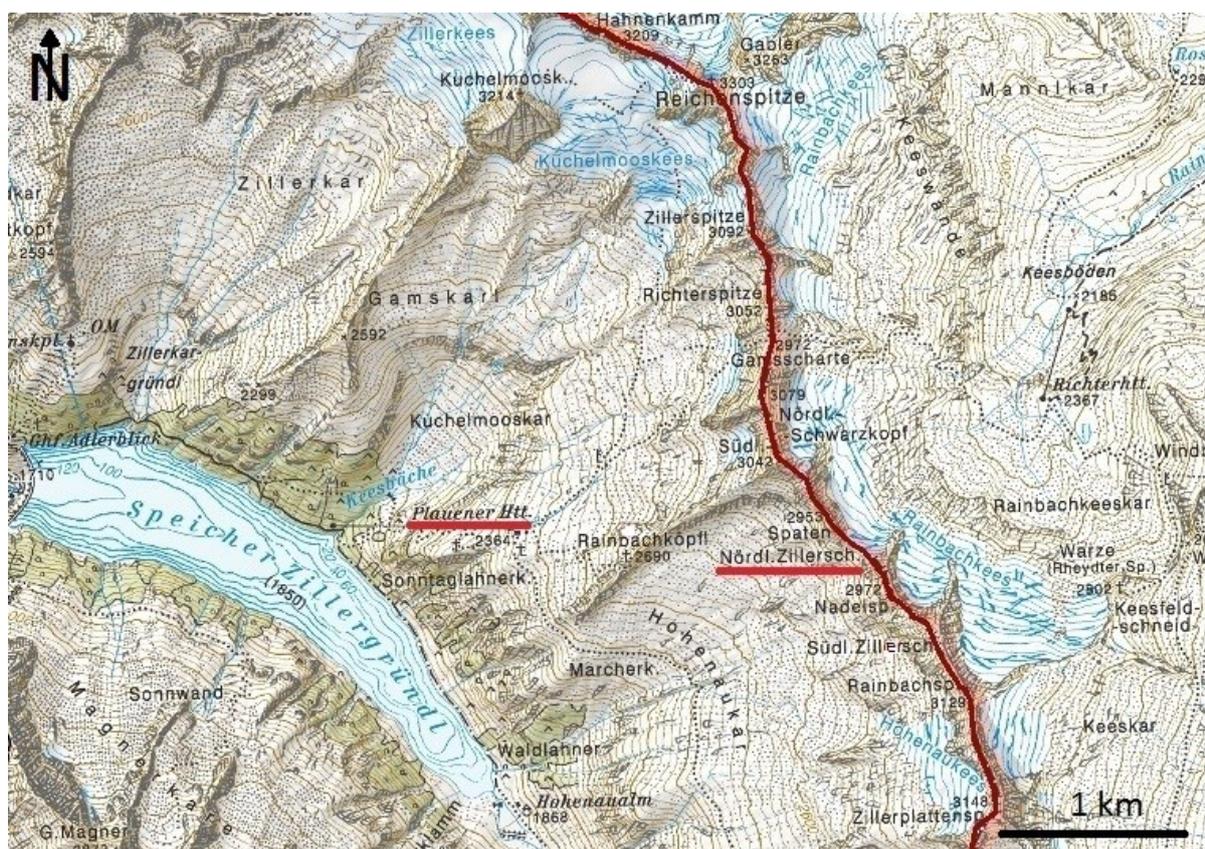


Abbildung 2: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes im Bereich der Nördlichen Zillerscharte (rot). Der Weg von der Plauener Hütte (rot) ins Hohenaukar ist gepunktet markiert. Ausschnitt aus ÖK Karte 1:50.0000; <https://maps.tirol.gv.at>

Bis dato war jedoch kein zuverlässiges Alter dieser Mineralisation bekannt. Besang et al. (1968) führte zwar eine Rb/Sr und eine K/Ar Datierung am Reichenspitzegranit im Bereich

Hözlalneralm bzw. Berndlalm im Krimmler Achental durch, jedoch wurde das postulierte Rb/Sr Gesamtgesteinsalter von  $282 \pm 6$  Ma stark angezweifelt. Gründe dafür waren der Umstand, dass die verwendeten Proben aus einer Bergsturzmasse stammen und dass das junge errechnete Alter im Widerspruch zur damaligen Zentralgneisforschung stand.

## 1.1 Aufgabenstellung und Zielsetzung

Die Aufgabenstellung dieser Arbeit ist es, die mineralisierten Aplite an der Nördlichen Zillerscharte zu beproben und mit U-Pb Datierung an Zirkonen und Uraniniten zu datieren. Das von Besang et al. (1968) postulierte permische Alter von  $282 \pm 6$  Ma soll überprüft und gegebenenfalls auch ein neues Alter veröffentlicht werden. Weiters soll die aplitische Intrusion in Beziehung mit der Molybdänvererzung genauer untersucht werden, um Rückschlüsse auf die Genese der Lagerstätte zu ziehen. Nachgewiesene Mineralisationsphasen für Molybdänit im Tauernfenster gab es im Oberdevon/Unterkarbon (Schellgaden -  $362 \pm 3$  Ma,  $366 \pm 1$  Ma; Felbertal - 358 bis 336 Ma) und im Oberkarbon (Alpeinerscharte -  $305 \pm 6,6$  Ma). Entweder ist das Molybdänvorkommen Reichenspitze einer dieser bekannten Phasen zuzuordnen oder es stellt eine weitere Mineralisationsphase für Molybdän im Tauernfenster dar.

Es soll dazu unter anderem ein Leitfaden zur Vorbereitung, Durchführung und Analyse für die U-Pb Zirkondatierung entwickelt werden. Dies beinhaltet die Probenahme, Herstellung von Schwermineralkonzentraten, Einzelkornpräparaten und Schliffen, Zirkondatierung, Uraninitdatierung und die Auswertung bzw. Analyse der Messungen.

## 2 Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet befindet sich im Tauernfenster, das mit 160 km Länge und 30 km Breite das größte der drei penninischen Fenster (Engadiner-, Tauern-, Rechnitzer Fenster) in Österreich ist. Umgeben von ostalpinen Decken, treten im Tauernfenster Gesteine des penninischen Ozeans (Penninikum) und das Basement des paläozoischen europäischen Kontinents (Subpenninikum) zu Tage (Schmid et al. 2004; Schmid et al. 2013).

Tektonisch zeigt das Tauernfenster eine E-W verlaufende, domartige Antiklinalstruktur (Abbildung 4), die von mehreren Störungen begrenzt wird:

- Brenner Störung - Westen
- SEMP Störung - Norden
- Katschberg Störung - Osten
- Mölltal Störung - Süden

Im Kern dieser Antiklinalstruktur befinden sich die oligozäne Venediger Duplex Struktur (Venediger Deckensystem), die in einzelne Decken gegliedert wird (Abbildung 3: Einheiten 24, 25, 26):

- Zillertal-Riffl Decke (24)
- Tux-Granatspitz Decke (25)
- Ahorn-Göss Decke (26)

Das Arbeitsgebiet befindet sich in der Zillertal-Riffl Decke am Übergangsbereich zwischen Tuxer Kern und Zillertal-Venediger Kern.

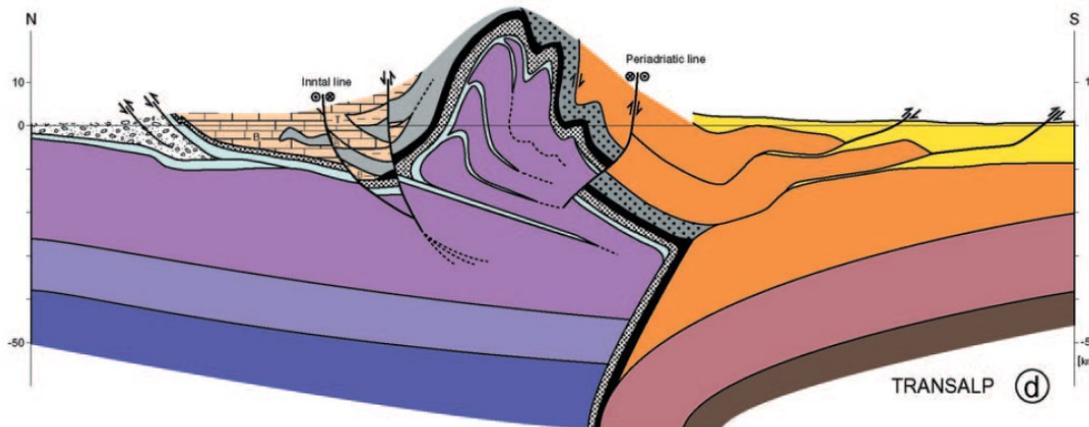


Abbildung 4: Schematisches N-S Profil durch das westliche Tauernfenster aus dem TRANSALP Projekt (Gebrande et al. 2006); In Bildmitte ist die Domstruktur des Tauernfensters mit dem Venediger Duplex zu sehen. Violett = Gesteine der ehemaligen europäischen Kruste; Orange = Gesteine der adriatisch-apulischen Platte.

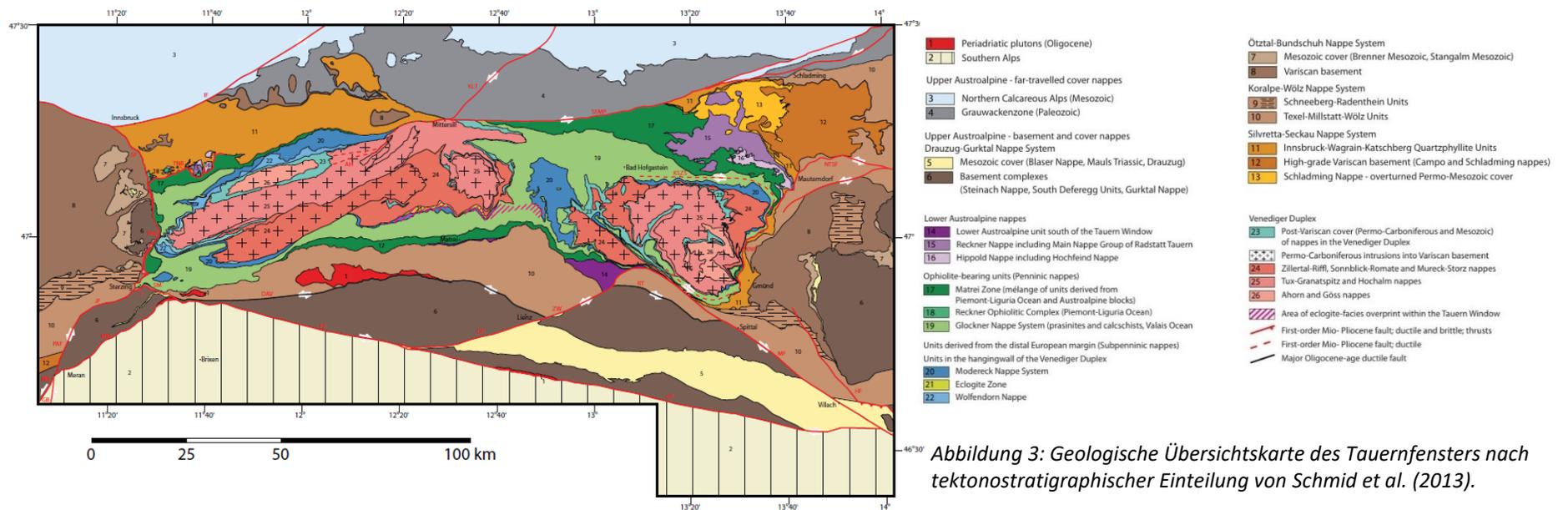


Abbildung 3: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters nach tektonostratigraphischer Einteilung von Schmid et al. (2013).

Grob lässt sich der lithologische Aufbau des Tauernfensters nach der tektonostratigraphischen Einteilung nach Schmid et al. (2013) gliedern. In der Literatur kursieren zahlreiche veraltete Namen für die Gesteinseinheiten des Tauernfensters, die ebenso aufgegriffen werden.

## **Subpenninikum**

- **Venediger Deckensystem:**

Dieses Deckensystem bildet die tektonisch tiefste Einheit des Tauernfensters. Einen wesentlichen Anteil des Venediger Deckensystems bilden **prävariszische** metamorphe Krustengesteine des ehemaligen europäischen Kontinents (Habach Gruppe, Hollersbach Komplex, Zwölferzug Gruppe) für die auch der veraltete Begriff „Altes Dach“ verwendet wird. Die Krustengesteine haben frühpaläozoische bis möglicherweise neoproterozoische Alter. Lithologisch bestehen Sie aus Gneisen (veraltet „Alte Gneise“), Phylliten, ophiolitschen Sequenzen, Metabasiten und Amphiboliten (Heinisch et al. 2015).

Diese Gesteine wurden im Zuge der **variszischen** Orogenese von sauren bis intermediären Plutoniten („Zentralgneise“) intrudiert. Die Intrusionsabfolge der Granite wird in Kapitel 2.1 beschrieben.

Die **postvariszischen** Gesteinskomplexe dieses Deckensystems setzen sich aus permischen Metavulkaniten und permomesozoischen Metasedimenten zusammen.

Die Gesteine im Venediger Deckensystem erfuhren eine grünschiefer- bis mancherorts amphibolitfazielle Metamorphose im Oligozän, die als „Tauernkristallisation“ bezeichnet wird und ihren Höhepunkt zwischen 27 und 22 Ma erreichte (Pollington und Baxter 2010).

- **Modereck Deckensystem:**

Das Modereck Deckensystem wurde als zweites subpenninisches Deckensystem definiert und liegt tektonostratigraphisch über dem Venediger Deckensystem (Schmid et al. 2013). Vorkommende Lithologien sind prävariszische Gesteinskomplexe, variszische Zentralgneise, permomesozoische bzw. mesozoische Metasedimente aber auch alpidische Eklogite und Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe. Diese Gesteine kommen in Schuppen und tektonischen Spänen nebeneinander vor. Eine derartige tektonische

Melange wird auf eine Fragmentierung während der alpidischen Orogenese zurückgeführt (Smye et al. 2011). Im Zuge der Subduktion des europäischen Schelfs erreichten die Gesteinseinheiten unterschiedliche Tiefen (bis zu 80 km bei den Eklogiten) und wurden im Paläogen wieder auf mittlere Krustentiefen transportiert.

## **Penninikum**

- **Glockner Deckensystem:**

Das tektonisch höchste Deckensystem im Tauernfenster bildet das Glockner Deckensystem, das hauptsächlich aus metamorphen, mesozoischen Sedimenten des penninischen Ozeans und ophiolitischen Sequenzen besteht. In diesem Deckensystem finden sich post-triassische Grünschiefer, Amphibolite und Prasinite. Die Grünschiefer ähneln den penninischen Gesteinen in den Schweizer Alpen (Kanton Graubünden), weswegen sie oftmals auch als Bündnerschiefer-Gruppe bezeichnet werden. Mit 500 m bis maximal 4000 m Mächtigkeit ist das Glockner Deckensystem der mächtigste tektonische Körper im Tauernfenster (Heinisch et al. 2015).

## 2.1 Intrusionsabfolge der Zentralgneise

Im mittleren und westlichen Tauernfenster dominieren drei Zentralgneiskerne: Der Granatspitzkern, der Zillertal-Venediger Kern und der Tuxer Kern. Der Reichenspitzgranit befindet sich im Tuxer Kern bzw. Zillertaler Kern. Lithologisch konnten von Schermaier (1993) folgende drei Zentralgneistypen unterschieden werden, denen er die genannten Zentralgneiskerne zuordnet:

1. Kalireiche Granitoide mit monzonitischer Tendenz und S-Typ Charakteristik (Granatspitzkern)
2. Kalkalkalische I-Typ Granitoide (Tuxer Kern, Zillertal-Venediger Kern)
3. Saure A-Typ Granitoide (Reichenspitzgranit)

An den verschiedenen Zentralgneisen wurden eine Reihe von Altersdatierungen durchgeführt, die in Tabelle 6 im Anhang dargestellt sind. Daraus wurde von Eichhorn et al. (2000) eine Intrusionsabfolge abgeleitet. Im Zusammenhang mit der variszischen Orogenese wurden vier magmatische Phasen unterschieden in denen der Tauern Batholith intrudierte:

| <u>Magmatische Phase</u> | <u>Alter</u> | <u>Tektonisches Setting</u> |
|--------------------------|--------------|-----------------------------|
| 1. Mitteldevon           | 370 Ma       | aktiver Kontinentalrand     |
| 2. Unterkarbon           | 340 Ma       | Kollision                   |
| 3. Oberkarbon/Unterperm  | 280 – 300 Ma | Kollaps des Orogens         |
| 4. Unterperm             | 280 Ma       | Intrakontinentales Rifting  |

Eine ähnliche magmatische Entwicklung lässt sich auch am Mont Blanc Massiv und am Aiguilles Rouges Massiv in den Westalpen beobachten (Eichhorn et al. 2000). Die kalkalkalischen I-Typ Granitoide des Tuxer- und Zillertal-Venediger Kerns entstanden in Phase drei, die durch erhöhten Wärmefluss und enorme Magmenvolumen gekennzeichnet ist. Die Entstehung der großen Magmenvolumen wird mit dekompressivem Schmelzen (engl. decompressional melting) im Zusammenhang mit dem Kollaps des variszischen Orogens erklärt. Die Entstehung der A-Typ Granite wird auf intrakontinentales postorogenes Rifting in Phase vier zurückgeführt.

## **Reichenspitzgranit**

In geologischen Aufnahmen der GBA für das Kartenblatt Krimml werden die leukokraten Granitoide im untersuchten Bereich als „Aplitgranite vom Typus Reichenspitze“, oder auch „Reichenspitzgranite“ bezeichnet (Karl 1962; Karl und Schmidegg 1979). In der vorliegenden Arbeit werden beide Begriffe für die beprobten Aplite verwendet. Diese wurden von älteren, teilweise tonalitischen „Augen- und Flasergneisen“ (Karl 1962) abgegrenzt, die als klassische Zentralgneise lithologisch den Hauptanteil des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns darstellen. Geochemisch weisen die leukokraten Gesteine des Reichenspitzgranits Merkmale von A-Typ Graniten auf (Schermaier 1993). Die Gruppe der A-Typ Granite sind im Tauernfenster weit verbreitet und sind laut Schermaier allesamt der jüngsten magmatischen Phase um 280 Ma (Phase 4) zuzuordnen. Die Vermutung, dass der Reichenspitzgranit ebenso dieser jüngsten magmatischen Phase angehört, wurde unter anderem von der Rb/Sr bzw. K/Ar Datierung durch Besang et al. (1968) gestützt, der ein Alter von  $282 \pm 6$  Ma publizierte. Die Problematik dieser Altersdatierung wurde bereits in Kapitel 1 diskutiert.

## 3 Methodik

### 3.1 Probenahme

Die Geländearbeit fand am 03. September 2020 statt. Der Stützpunkt für die Probenahme war die Plauener Hütte, die über einen zweistündigen Fußmarsch vom Stausee Zillergrund erreichbar ist (Abbildung 8). Über den Weg 502 quert man nach etwa einer Stunde Fußmarsch von der Plauener Hütte unter die Nördliche Zillerscharte. Der Aufstieg zur Scharte erfolgte im weglosen Gelände (Abbildung 5).



Abbildung 5: Bild vom Weg 502 in Richtung Hohenaukar und nördlicher Zillerscharte.

Im oberen Bereich des Hohenaukars tauchen im Hangschutt vermehrt leukokrate Granitoide auf. Das Liefergebiet in diesem Bereich ist die Nördliche Zillerscharte. An zwei Blöcken wurde makroskopisch eine Molybdänitmineralisation festgestellt. Die zwei Blöcke wurden beprobt und wurden mit der Probenbezeichnung 20PH04 und 20PH05 versehen. Direkt an der Nördlichen Zillerscharte sind die mineralisierten aplitischen Gesteine aufgeschlossen. Die Aplitintrusion konnte aufgrund schlechter Zugänglichkeit im Bereich des Grates nicht von den umliegenden Gneisen abgegrenzt werden. Molybdänitmineralisationen sind im Anstehenden zu beobachten und durch rostbraune Flecken erkennbar. Es wurden drei Proben mit der Probenbezeichnung 20PH01, 20PH02, 20PH03 aus dem anstehenden Gestein entnommen (Abbildung 6). In Abbildung 7 ist die Lage der entnommenen Proben für die Zirkonatdatierung in einer Karte eingetragen. In der Übersichtskarte in Abbildung 8 sind zusätzlich die Probenahmeorte der analysierten Uraninitproben eingetragen.



Abbildung 6: Links: Anstehende Aplite an der Nördlichen Zillerscharte; Rechts: Blick vom oberen Bereich des Kars zur Scharte; In Rot sind die jeweiligen Probenahmeorte markiert.

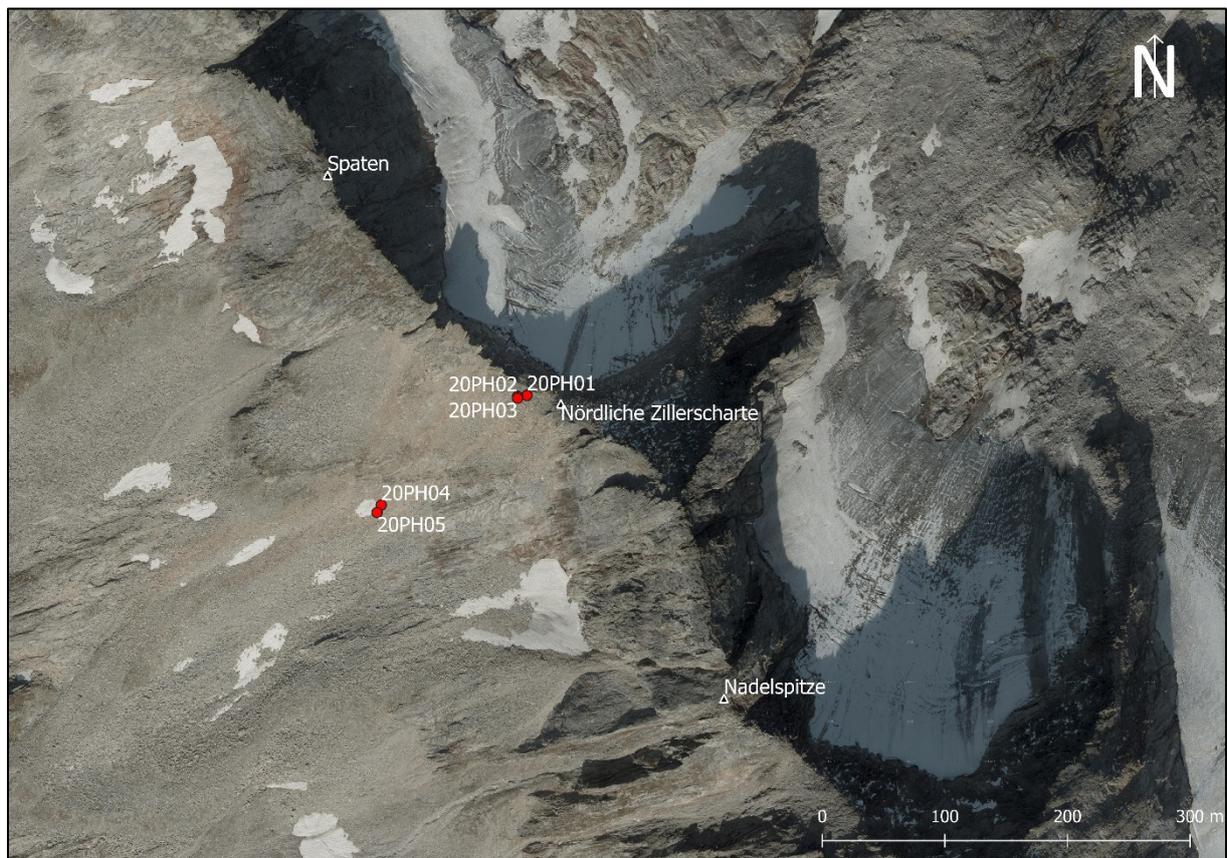


Abbildung 7: Orthofoto im Bereich Nördlicher Zillerscharte; die Probenahmeorte sind in rot markiert; Quelle Orthofoto: [www.basemap.at](http://www.basemap.at)

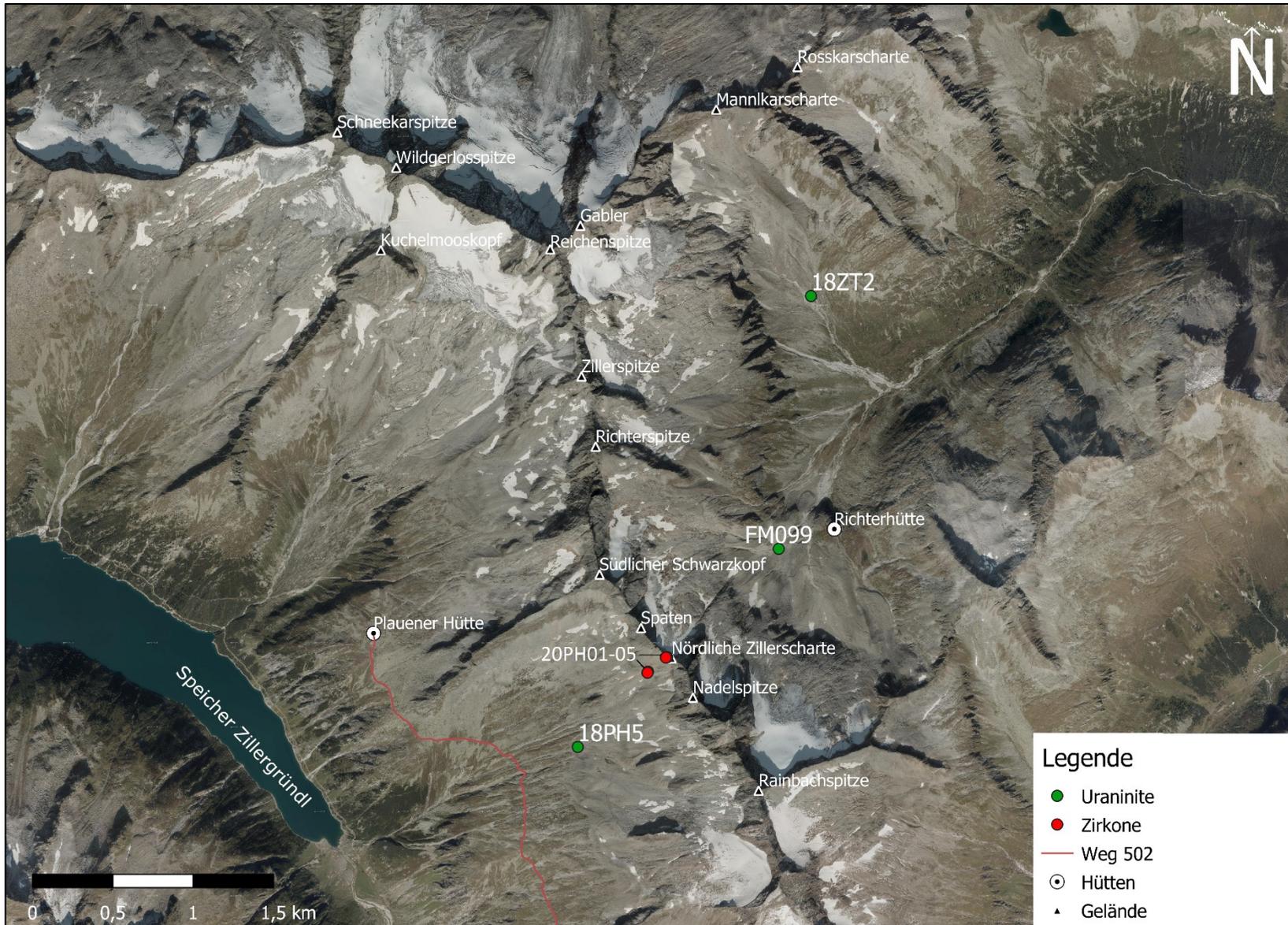


Abbildung 8: Orthofoto des Untersuchungsgebietes mit Lage der analysierten Proben (inkl. Uraninitproben - Grün); Quelle Orthofoto: [www.basemap.at](http://www.basemap.at)

## 3.2 Herstellen der Schwermineralkonzentrate

### 1.) SELFRAG

Aus den Proben von der Nördlichen Zillerscharte wurden insgesamt 7,7 kg händisch auf eine maximale Korngröße von 4 cm vorzerkleinert. In einem weiteren Schritt wurden die Proben mithilfe eines SELFRAG Apparats (selective fragmentation) am Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredlung an der Montanuniversität Leoben fragmentiert (Abbildung 9). Bei dieser Technologie werden Gesteine unter Hochspannungsimpulsen zerkleinert. Es wird dadurch eine selektive, möglichst zerstörungsfreie Freilegung der einzelnen Minerale erreicht. Der angewandte Elektrodenabstand variierte von 15 bis 40 mm. Die Pulszahl war in etwa bei 150 bis 200 Schlägen pro Probe und die Frequenz variierte von 3 bis 5 Hz. Die angelegte Spannung lag bei 200 kV.



Abbildung 9: SELFRAG Apparat am Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredlung an der Montanuniversität Leoben

### 2.) Sieben

Anschließend wurde eine Nasssiebung mit Siebmaschine und Siebturm durchgeführt, um eine gleichmäßige Korngrößenverteilung zu erhalten. Es wurden Maschenweiten von 125  $\mu\text{m}$  und

250  $\mu\text{m}$  verwendet. Da sich die Fraktion 125 – 250  $\mu\text{m}$  aus der Erfahrung als am besten geeignet für eine Zirkonseparation erwies, wurde mit dieser Fraktion weitergearbeitet.

### 3.) Waschpfanne

Für eine Vorsortierung nach der Dichte wurde die Kornfraktion 125 – 250  $\mu\text{m}$  mit einer Waschpfanne gewaschen (Abbildung 10). Ein Großteil der leichten Mineralbestandteile konnte somit im Vorhinein abgeschieden werden.



Abbildung 10: Waschpfanne für die Vorsortierung nach der Dichte.

### 4.) Magnetscheidung

Nach 48-stündiger Trocknung der Proben bei 70°C wurden die ferromagnetischen Anteile (Magnetit) mit einem Handmagneten abgetrennt. Dieser Schritt ist unbedingt erforderlich, da der Magnetit sonst die Rinne am Frantz Magnetscheider verstopft. Anschließend wurden die Mineralkonzentrate mit einem Frantz Magnetscheider (Abbildung 11) nach magnetischen Eigenschaften sortiert. Die paramagnetischen Minerale wie Hämatit, Epidot, Granat oder Rutil wurden abgetrennt. Zirkon ist diamagnetisch, wird nicht ins Magnetfeld hineingezogen und reichert sich somit in der nicht-magnetischen Fraktion an. Die Magnetscheidung wurde in mehreren Durchgängen durchgeführt, in denen die Stromstärke schrittweise von 0,25 Ampere auf 2 Ampere erhöht wurde.



Abbildung 11: Frantz Magnetscheider am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre an der Montanuniversität Leoben; Die Probe wird in den Trichter rechts oben eingeführt.

## 5.) Schwereflüssigkeit

In einem weiteren Schritt wurde eine Dichtentrennung mittels Schwereflüssigkeit (Natriumpolywolframat - SPT) durchgeführt, um ein Schwermineralkonzentrat zu erzeugen (Abbildung 12). Das Natriumpolywolframat wurde durch gezielte Evaporation im Ofen auf eine Dichte von  $2,85 \text{ g/cm}^3$  gebracht. Die Dichte bestimmt den Trennschnitt und wurde so gewählt, dass Quarz und Feldspat aufschwimmen und schwerere Minerale wie Zirkon ( $\rho = 4,6 \text{ g/cm}^3$ ) in der Schwereflüssigkeit absinken. Die abgesunkenen Minerale werden abgelassen, mit einem Filter aufgefangen und bei  $70^\circ\text{C}$  getrocknet.



Abbildung 12: Kolben mit Ablass für das Schwermineralkonzentrat und Auffangtrichtern; Rechts das Natriumpolywolframat

### 3.3 Einzelkorn Präparate

#### 6.) Zirkonseparation

Das Schwermineralkonzentrat wurde mit einem optischen Digitalmikroskop der Firma Keyence untersucht. Mithilfe einer Mikroskopieradel wurden die Zirkone in Behälter separiert. Aus den Proben des anstehenden Gesteins (20PH01, 20PH02) konnten jeweils 50 Zirkone separiert werden. Bei den Proben 20PH04 und 20PH05 waren es jeweils 25 Zirkone. Eine Anzahl an Zirkonen in dieser Größenordnung ist notwendig, da beim Polieren der Einzelkornpräparate einige Exemplare verloren gehen und nicht alle Zirkone datierbar sind.

#### 7.) Herstellen der Präparate

Zum Herstellen der Einzelkorn Präparate an der Karl-Franzens-Universität Graz wurde ein doppelseitiges Klebeband (Polymide Tape) auf eine Glasplatte geklebt. Auf diesem Klebeband wurden die separierten Zirkone mit einer Mikroskopieradel in Reihen angeordnet (Abbildung 13). Anschließend wurden Teflonringe mit einem Durchmesser von 1 Zoll um die Körner gelegt und die Form wurde mit Epoxidharz (Epoxyfix) ausgegossen. Es sollte darauf geachtet werden, dass möglichst wenig Luftblasen im Harz entstehen. Vor allem die Zirkone sollten frei von Blasen sein, da sie sonst beim Schleifen herausbrechen können. Die Präparate härteten 48 Stunden unter Raumtemperatur aus.

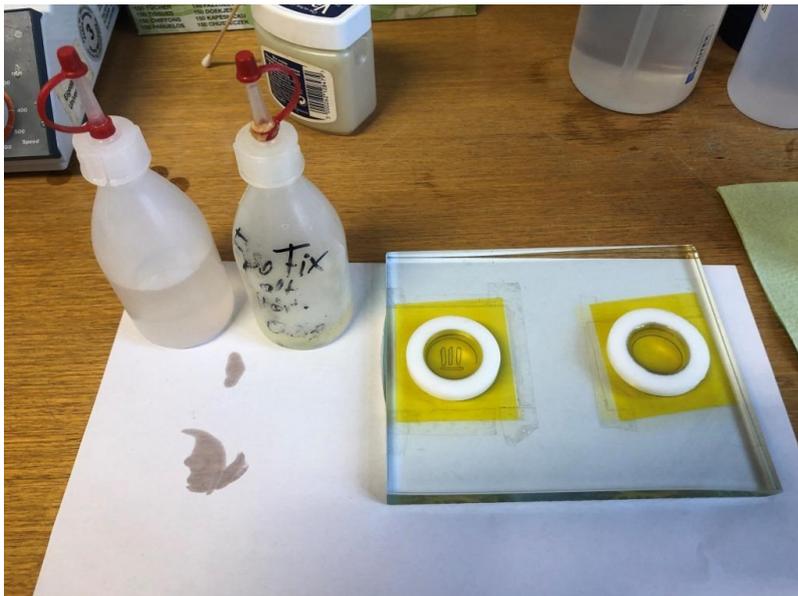


Abbildung 13: Links: Epofix Harz mit Härter; Rechts: Glasplatte mit Teflonringen für die Zirkonpräparate; die Zirkone wurden mithilfe einer Vorlage entlang von Spalten angeordnet

Es wurde ein Mount mit den größeren Zirkonen ( $\sim 300 - 150 \mu\text{m}$ ) und ein Mount mit den kleineren Zirkonen ( $< 150 \mu\text{m}$ ) hergestellt. Dadurch konnte die Mitte der Kristalle beim Schleifen gleichmäßig freigelegt werden.

### **Schleifen**

Die Mounts wurden händisch mit einer  $3 \mu\text{m}$  Diamant-Polierscheibe geschliffen, bis die Mitte der Zirkone freigelegt war. Der Schleiffortschritt wurde in regelmäßigen Abständen mit einem optischen Auflichtmikroskop kontrolliert. Um eine gleichmäßige Oberfläche zu bekommen, wurde zusätzlich mit einer  $1 \mu\text{m}$  Diamant-Polierscheibe poliert.

### 3.4 RFA

An jeder Zirkonprobe wurde eine Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA/engl. XRF) durchgeführt. Für die Herstellung der Schmelzpillen wurde etwa 1 kg Gesteinsmaterial pro Probe mit einer Achat-Scheibenschwingmühle analysenfein aufgemahlen. 4 bis 5 g des Pulvers wurde bei 70°C 24 Stunden lang getrocknet. Danach wurden 3 bis 4 g des trockenen Pulvers eingewogen und 3 Stunden lang bei 1050°C geglüht, um den Glühverlust festzustellen. Exakt 1 g Probe wurde jeweils mit 8 g Lithium Tetraborat vermischt und in einem Tiegel 15 Minuten lang bei 1200°C geschmolzen. Danach wurde die Schmelze automatisch in die Schmelzpillenform gegossen und mit einem Luftstrahl gekühlt (Abbildung 14).

Die Messungen wurden mit einem Panalytical/Malvern AXIOS XRF Gerät mit wellenlängendispersiver Analyse (WDX) am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre an der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Jede Probe wurde jeweils 45 Minuten lang analysiert.

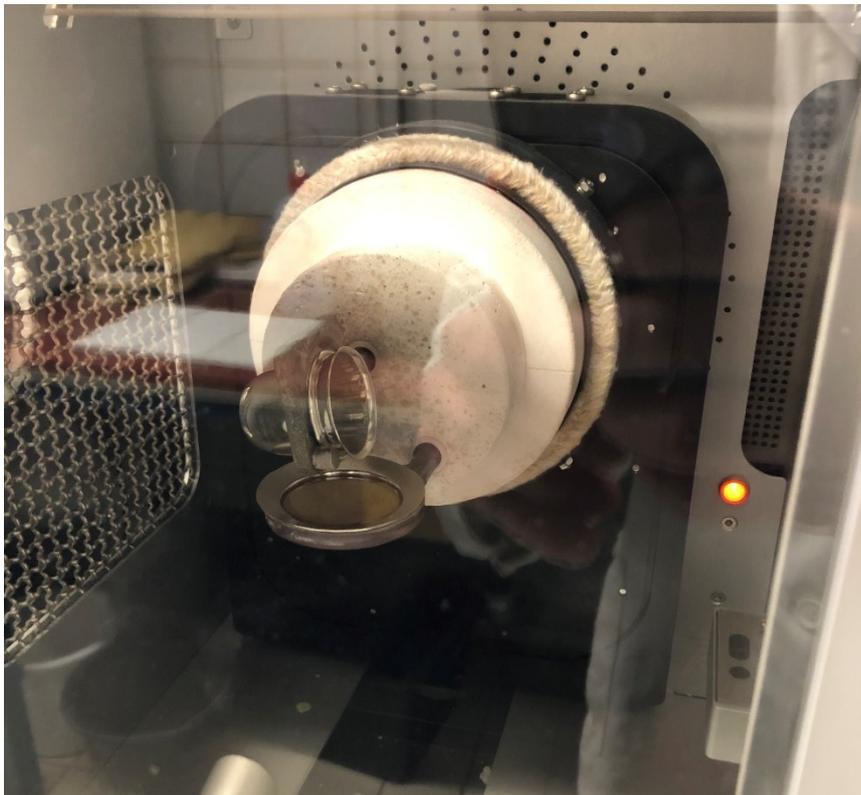


Abbildung 14: Automatisches Gießen der Schmelzpillen nach Schmelzen bei 1200°C im Ofen.

### 3.5 Mikroskopie

Im Zuge der Untersuchungen wurden insgesamt zehn Stück polierte, 30µm dicke, Dünnschliffe aus den Proben 20PH01, 20PH02, 20PH04 und 20PH05 hergestellt. Diese Dünnschliffe wurden mit diversen optischen Polarisationsmikroskopen an der Montanuniversität Leoben untersucht. Dabei wurden Auflicht und Durchlicht verwendet. Mit einem optischen Digitalmikroskop der Firma Keyence am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre wurden hochauflösende Fotos der Dünnschliffe, Mineralphasen und Einzelkornpräparate gemacht.

### 3.6 SEM

Alle polierten Dünnschliffe wurden mit Kohlenstoff bedampft und mit einem Rasterelektronenmikroskop (engl. SEM, Scanning Electron Microscope) der Marke Zeiss Evo MA 10 am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre an der Montanuniversität Leoben untersucht. Die verwendeten Anregespannungen schwankten zwischen 15 und 20 kV und es wurde eine Wolframkathode verwendet. Semiquantitative chemische Analysen wurden mit einem Bruker EDX Detektor durchgeführt. Die Software Esprit © von Bruker wurde zum Auswerten der Spektren verwendet.

### 3.7 EPMA

Die CL-Bilder (Kathodolumineszenz-Bilder) der Zirkone wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (engl. EPMA; Electron Probe Micro Analysis) der Marke Superprobe JEOL JXA 8200 am Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie an der Montanuniversität Leoben aufgenommen. Es wurde mit einer Anregespannung von 15 kV gearbeitet und der CL-Detektor und BSE Detektor wurden verwendet.

Die Uraninite wurden von Dominik Sorger mit einer Elektronenstrahlmikrosonde der Marke JEOL JXA-8530FPlus an der Karl-Franzens-Universität Graz analysiert. Es wurde mit einer Anregespannung von 8 kV gearbeitet und der Strahlstrom war 8 nA. Die Messzeiten werden jeweils für den Peak, den „upper background“ und den „lower background“ angegeben:

|                |              |                          |                         |
|----------------|--------------|--------------------------|-------------------------|
| <b>Uran</b>    | Peak: 120 s; | upper background: 60 s;  | lower background: 60 s  |
| <b>Thorium</b> | Peak: 240 s; | upper background: 120 s; | lower background: 120 s |
| <b>Blei</b>    | Peak: 400 s; | upper background: 200 s; | lower background: 200 s |

### 3.8 LA-ICP-MS

Die Isotopenzusammensetzung der Zirkone in den Einzelkornpräparaten wurde mit einem ESI NWR 193 nm Laser und einem Nu Plasma II LA-ICP-MS (Multikollektor induktiv gekoppeltes Plasma Massenspektrometer) im NAWI Graz Central Lab Water, Minerals and Rocks gemessen (Abbildung 15). Am 23.02.2021 wurden die Proben 20PH01 und 20PH04/20PH05 gemessen und am 24.02.2021 wurde die Probe 20PH02 gemessen. Die Messungen wurden zusammen mit Dr. Daniela Gallhofer vom Institut für Petrologie und Geochemie an der Universität Graz durchgeführt.

Der Durchmesser des Laserstrahls wurde mit 15 µm festgelegt und die Ablationszeit wurde mit 15 s gewählt. Der Laser wurde 25 s aufgewärmt, bevor die Probe 15 s mit einer Frequenz von 5 Hz ablatiert wurde. Die Laserenergie wurde mit 20-26% von 5 mJ begrenzt und die Fluenz auf der Probenoberfläche variierte in einem Bereich von 2,7 bis 2,8 J/cm<sup>2</sup>. Es wurde mit einem He- und Ar-Gasfluss von je 0,75 l/min gearbeitet. Die Isotope <sup>232</sup>Th und <sup>238</sup>U wurden mit Faraday-Kollektoren und die Isotope <sup>202</sup>Hg, <sup>204</sup>(Hg + Pb), <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb und <sup>208</sup>Pb wurden mit Ionenzählern analysiert. Beim Tuning wurde sowohl am 23.02., als auch am 24.02. eine ausreichend hohe Sensitivität erzielt. Es wurde die Messmethode „standard-sample-bracketing“ verwendet. Bei dieser Methode werden in einer Sequenz jeweils 15 Messpunkte von Proben und sekundärem Referenzmaterial von drei Messungen des Primärstandards davor und danach eingeklammert.

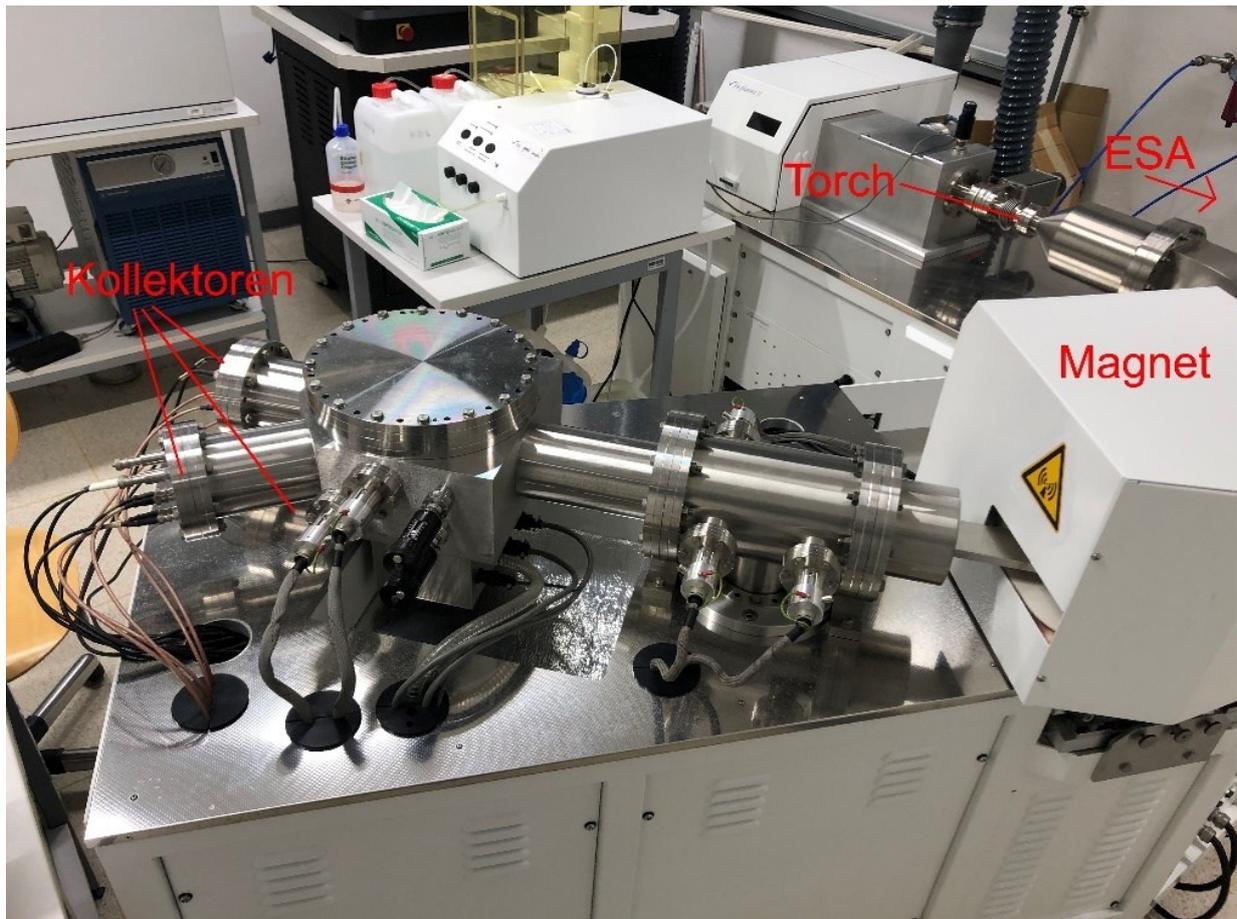


Abbildung 15: Massenspektrometer (MS) im NAWI Graz Central Lab Water, Minerals and Rocks; ESA = Electrostatic Analyzer

### 3.9 U-Th-Pb Geochronologie

Die U-Th-Pb Geochronologie ist ein Datierungsverfahren, das auf dem radioaktiven Zerfall von Uran und Thorium Isotopen basiert. Gewisse Minerale wie Zirkon, Uraninit, Monazit oder Thorit bauen Thorium und/oder Uran in ihr Kristallgitter ein, die dann zu Blei zerfallen. Dieser Umstand wird genutzt, um Rückschlüsse auf das Bildungsalter von Gesteinen zu ziehen. Das ursprüngliche Isotop am Beginn der Zerfallsreihe wird Mutterisotop genannt ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ). Das finale Zerfallsprodukt wird Tochterisotop genannt ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ). Der Zerfallsprozess beinhaltet eine Reihe von alpha- und beta-Zerfällen, bei denen unterschiedliche radioaktive Isotope entstehen, die nur für eine kurze Zeit stabil sind.

Folgende Zerfallsreaktionen sind für die U-Th-Pb Geochronologie maßgeblich:



Die Zerfallskonstante  $\lambda$  ist ein Maß für die Geschwindigkeit der jeweiligen Zerfallsreaktionen und wird als konstant angenommen. Zusätzlich wird angenommen, dass es sich um ein geschlossenes System handelt. Mit diesen Annahmen kann aus den Verhältnissen von Mutter- zu Tochterisotopen eine Startzeit des radioaktiven Zerfalls berechnet werden. Dazu werden folgende Altersgleichungen verwendet:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right) * (e^{\lambda_{238} * t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right) * (e^{\lambda_{235} * t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right) * (e^{\lambda_{232} * t} - 1)$$

Die Mutter- bzw. Tochterisotope werden auf das stabile  $^{204}\text{Pb}$  normiert. Eine solche Normierung hat den Vorteil, dass die systematische Messunsicherheit verringert wird.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  kann sehr viel genauer angegeben werden als der absolute  $^{206}\text{Pb}$  Wert allein. In den Altersgleichungen ist  $t$  die verstrichene Zeit, ab der das System geschlossen ist, was durch das Abkühlen eines magmatischen Gesteins unter die Schließungstemperatur definiert wird. Zum Zeitpunkt  $t=0$  enthält das zu datierende Mineral im Idealfall nur Mutterisotope und keine Tochterisotope. Im Laufe des Zerfallsprozesses entstehen immer mehr Tochterisotope.

Blei Atome sind grundsätzlich zu groß, um in das Kristallgitter von Zirkonen eingebaut zu werden. Ist im Ausgangsmineral natürliches Blei (common lead) vorhanden, muss dies nachträglich korrigiert werden. Bei Zirkonen handelt es sich jedoch fast ausschließlich um radiogenes Blei. Es kommt auch vor, dass radiogenes Blei im Laufe der Geschichte eines Minerals verloren geht. Das System ist dann nicht mehr geschlossen und die errechneten Alter sind zu jung.

Um eventuelle Bleiverluste oder nachträgliche Urangewinne abzuschätzen entwickelte Wetherill (1956) das Konkordia Diagramm (Abbildung 16). Auf der vertikalen Achse wird das  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  Verhältnis aufgetragen, auf der horizontalen Achse das  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  Verhältnis. Bei einem geschlossenen System liegen alle Messpunkte auf der Konkordia Linie, sie liegen konkordant. Bei den Punkten auf dieser Linie ist das  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  Alter gleich dem  $^{207}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$  Alter. Wegen der unterschiedlichen Halbwertszeiten von  $^{238}\text{U}$  und  $^{235}\text{U}$  ist die Konkordia Linie gekrümmt. Bei Bleiverlusten oder Urangewinnen liegen die Messpunkte nicht mehr auf der Konkordia Linie, sie liegen diskordant. Kommt es durch ein geologisches Ereignis, wie einer Metamorphose oder Alteration zu Bleiverlusten, liegen die Punkte unterhalb der Konkordia auf einer Diskordia Linie. Beim Schneiden der Diskordia mit der Konkordia gibt der obere Schnittpunkt das Bildungsalter (Abbildung 16 Correct crystallization age) und der untere Schnittpunkt das Alter des Bleiverlustes an (Abbildung 16 Correct Pb-loss age).

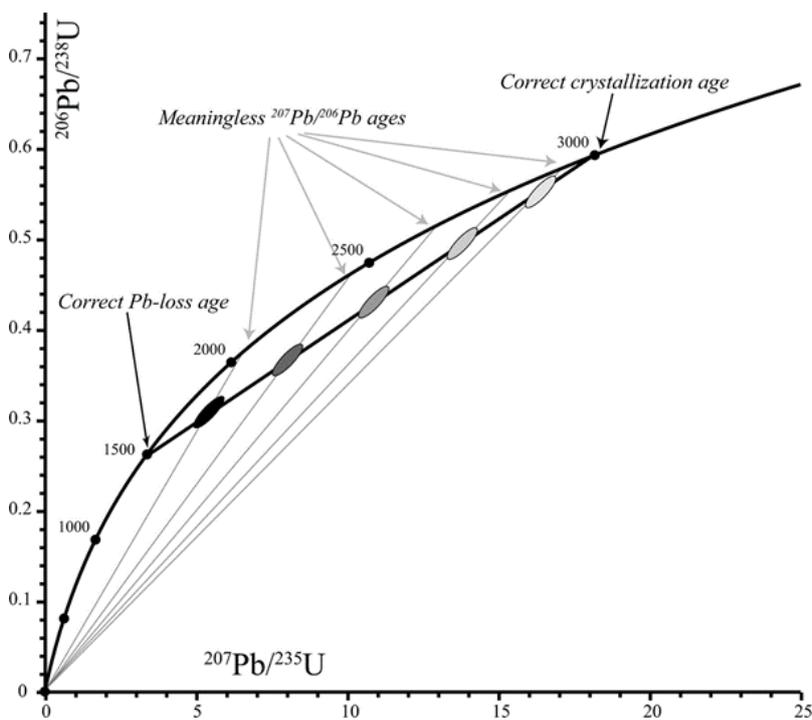


Abbildung 16: Konkordia Diagramm illustriert nach Reimink et al. (2016). Die Zahlen sind die jeweiligen Alter auf der Konkordia Linie in Ma.

In der modernen U-Th-Pb Geochronologie kommen statistische Methoden zum Einsatz, um aus mehreren Messungen ein durchschnittliches Alter zu berechnen. Möglichst viele Messungen ermöglichen es interne Messunsicherheiten zu verringern und liefern somit ein statistisch fundiertes Alter.

Heutzutage werden meist gewichtete Mittelwerte der Alter (engl. „Weighted-Mean“) berechnet, die als beste Annäherung an das tatsächliche Alter gelten. Bei Weighted-Mean Altern werden die Daten nach dem Kehrwert Ihrer Varianz gewichtet. Somit bekommen stark abweichende Alter ein geringeres Gewicht in der Auswertung. In einer Darstellung der Weighted-Mean Alter wird geprüft, ob die Alter innerhalb ihrer  $2\sigma$  Fehler überlappen. Der MSWD Wert (mean square of weighted deviates) ist eine Variation des  $\chi^2$  Tests und gibt an, wie stark die Alter um eine Regressionslinie (in dem Fall einer horizontalen Linie) schwanken. Bei einem MSWD Wert gleich 1 ist die Regressionslinie konsistent mit der Messungenauigkeit der Daten. Es sollte darauf geachtet werden, dass der MSWD Wert ungefähr gleich 1 ist.

Analytische Methoden zur direkten Messung von Uran, Thorium und Blei Isotopen sind die LAICPMS (Kapitel 3.8), SHRIMP (Sensitive hochauflösende Ionensonde) oder TIMS (Thermische Ionisationsmassenspektrometrie). Da eine Messung mittels TIMS zwar genau, aber sehr aufwändig ist wird bei Zirkondatierungen meist mit SHRIMP oder LAICPMS gemessen. Eine weitere Möglichkeit Uran- und Thorium haltige Minerale zu datieren, liefert eine chemische Analyse mittels Elektronenstrahlmikrosonde (engl. EPMA). Im Gegensatz zur Massenspektroskopie welche Isotope analysiert, liefert eine EPMA Messung totale Massen- bzw. Atomprozent eines Elements. Nimmt man das heutige  $^{238}\text{U}$  zu  $^{235}\text{U}$  Verhältnis von 137,88 als gegeben an, ergibt sich folgende Zerfallsgleichung die unabhängig von den einzelnen Isotopen ist (Suzuki et al. 1991).

$$\frac{PbO}{W_{Pb}} = \frac{ThO_2}{W_{Th}} * [\exp(\lambda_{232} * t_s) - 1] + \frac{UO_2}{W_U} * \left[ \frac{\exp(\lambda_{235} * t_s) + 138 * \exp(\lambda_{238} * t_s)}{139} - 1 \right]$$

*PbO, ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub> ... Gewichtsprozente der Oxide*

*W<sub>Pb</sub>, W<sub>Th</sub>, W<sub>U</sub> ... Molekulargewichte der Oxide*

$\lambda$  ist die Zerfallskonstante der einzelnen Reaktionen und  $t_s$  ist das scheinbare Alter. Auf Basis dieser Gleichung wurden die Uraninalter in der vorliegenden Arbeit berechnet.

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Geochemie

Die Ergebnistabellen der RFA mit berücksichtigtem Glühverlust befinden sich im Anhang. Die Gehalte der Hauptelemente wurden in Oxidprozent angegeben. Auffallend sind die hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalte der analysierten Gesteine von bis zu 79 wt.%. In einem TAS Diagramm (Total Alkali vs. Silica) liegen die Aplite von der Reichenspitze im Feld für Granite (Abbildung 17). Die CaO-Gehalte sind mit 0,4 bis 0,8 wt.% auffallend niedrig. Alle untersuchten Proben zeigen hohe Rb-Gehalte von 147 bis 171  $\mu\text{g/g}$ .

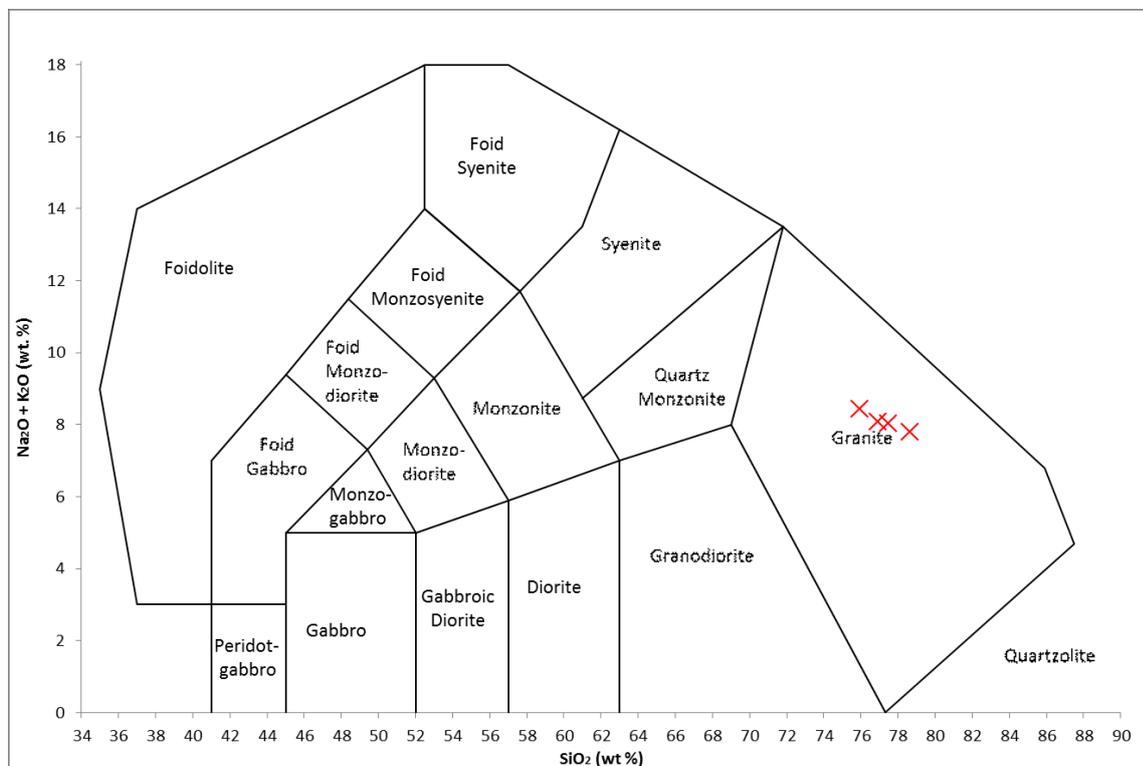


Abbildung 17: Modifiziertes TAS Diagramm zur Klassifikation von Plutoniten; Abgrenzungen und Bezeichnungen nach Middlemost (1994); In rot die analysierten Proben von der nördlichen Zillerscharte.

Nach der CIPW Norm wurde aus den Ergebnissen der chemischen Analyse ein normativer Mineralbestand berechnet (Tabelle 5 im Anhang). Für die Klassifikation der Feldspäte wird bei der Berechnung nach Johannsen (1931) aus dem Kalium zuerst der Kalifeldspat gebildet. Der Albit wird aus der Natrium Komponente berechnet und mit dem Anorthit dem Plagioklas zugeordnet. Mit den Anteilen an Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas können die untersuchten Proben in einem Streckeisendiagramm dargestellt werden (Abbildung 18). Auch hier liegen die Datenpunkte wie erwartet im Feld für Granite.

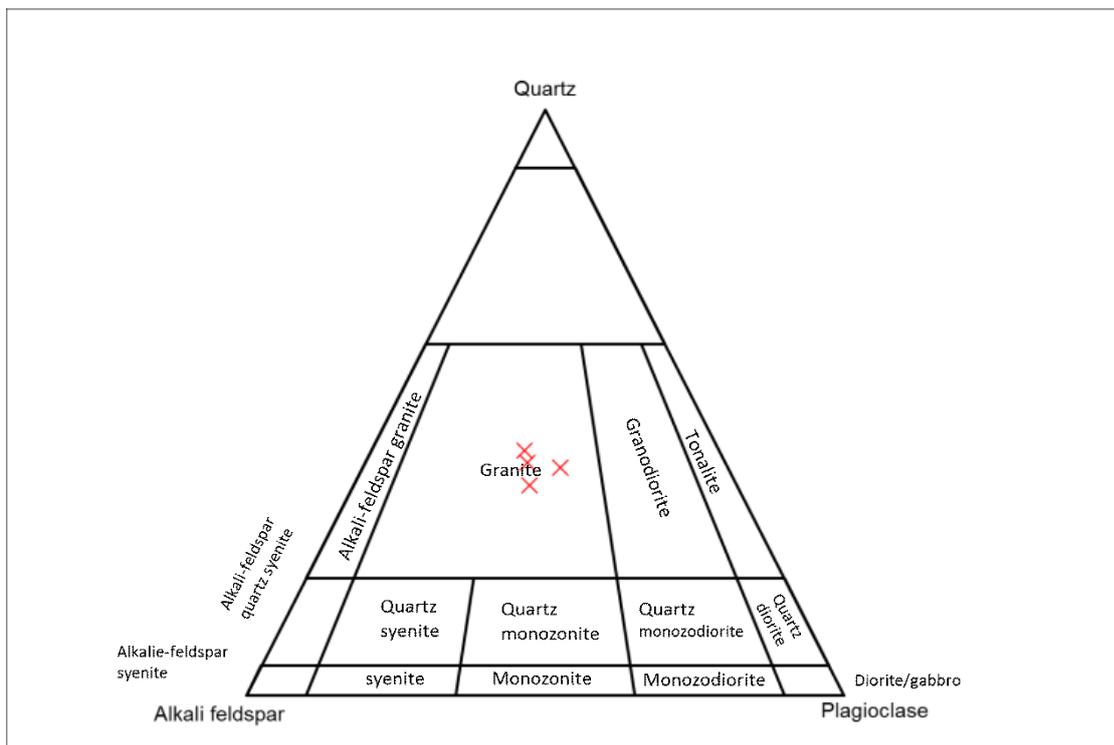
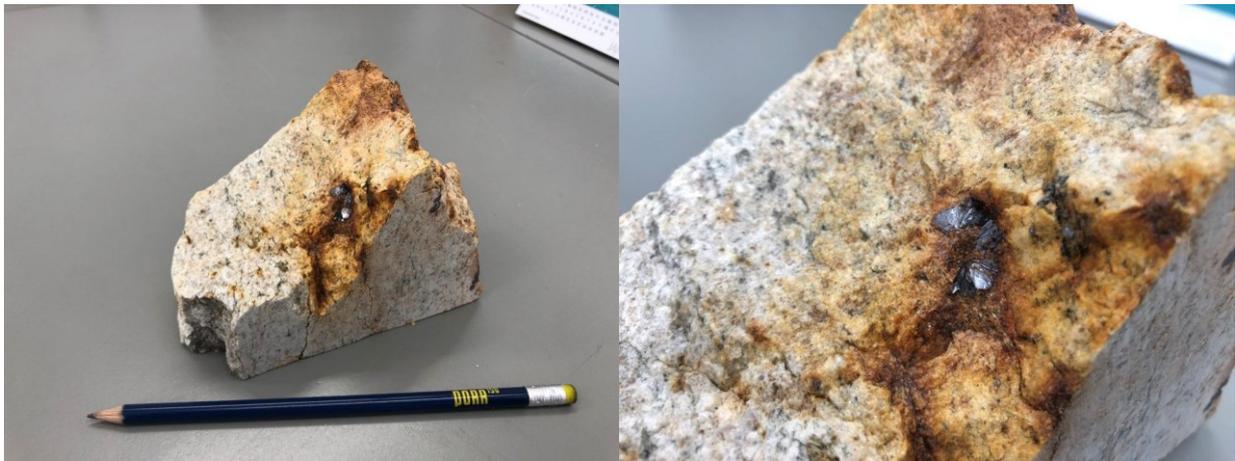


Abbildung 18: Streckeisendiagramm zur Klassifikation von Granitoiden nach normativem Mineralbestand; In rot die analysierten Proben von der Nördlichen Zillerscharte.

## 4.2 Petrographie

Makroskopisch sind die Gesteine an der Nördlichen Zillerscharte als Aplite, also quarzreiche, leukokrate, feinkörnige Ganggesteine zu beschreiben. Der Kontakt zum Nebengestein konnte bei der Begehung am 3. September 2020 nicht lokalisiert werden, was den winterlichen Verhältnissen geschuldet war. Nach diversen Kartierungen befinden sich die Kontakte zum „Augen und Flasergneis“ unmittelbar am Beginn des Grates Richtung Spaten bzw. Richtung Nadelspitze (Karl und Schmidegg 1979; Steiner 2018).

Molybdänitmineralisationen und andere Metallsulfide sind meist an rostbraune Flecken gebunden, die an der Nördlichen Zillerscharte im Anstehenden zu beobachten sind. Blöcke der mineralisierten Aplite findet man auch im oberen Bereich des Hohenaukars als Hangschutt der Nördlichen Zillerscharte. In Abbildung 19 ist ein Handstück eines Aplits mit einer Molybdänit Rosette abgebildet. Hier ist auch die rostbraune Färbung zu sehen, an der die Mineralisation verstärkt auftritt.



*Abbildung 19: Handstück mit rosettenförmiger Molybdänitmineralisation in rostbrauner Oxidationszone von der Nördlichen Zillerscharte (Probe 20PH04).*

Die Aplite wurden anhand von auflicht- und durchlichtmikroskopischen Untersuchungen von polierten Dünnschliffen nach mineralogischen und petrologischen Kriterien beschrieben. Die Mineralbestände der untersuchten 10 Dünnschliffe und 4 Schwermineralkonzentrate zeigen recht einheitliche Ergebnisse.

Hauptmineralbestandteile sind Quarz, Kalifeldspat und Albit. Wichtige Nebenbestandteile sind Muskovit, Biotit, Apatit, Molybdänit und Epidot.

Akzessorisch treten Allanit, Chlorit, Granat, Zirkon, Monazit, Pyrit, Chalkopyrit, Bleiglanz und Rutil auf. Diverse Alterationsphasen von Epidot, Zirkon oder Monazit werden im Kapitel 4.3 genauer beschrieben. Optisch wurden die Mineralbestände wie in Tabelle 1 beschrieben abgeschätzt. In Tabelle 1 sind zusätzlich die errechneten Mineralbestände laut CIPW Norm für die Probe 20PH01 beigefügt. Diese Werte passen gut zum optisch abgeschätzten Mineralbestand. Unterschiede zwischen optischer Einschätzung und Berechnung aus den RFA Daten ergeben sich durch die Heterogenität der Dünnschliffe und Ungenauigkeiten bei der CIPW Berechnung.

| Probe                 | 20PH01        |                  |
|-----------------------|---------------|------------------|
|                       | CIPW Norm     | opt. abgeschätzt |
| Einheit               | vol. (%) norm | vol. (%)         |
| <b>Quarz</b>          | 37,6          | 40               |
| <b>Plagioklas</b>     | 32,3          | 30               |
| <b>Orthoklas</b>      | 28,1          | 25               |
| <b>norm. Korund</b>   | 0,7           | -                |
| <b>Hypersthen</b>     | 0,5           | -                |
| <b>Rutil</b>          | 0,0           | -                |
| <b>Ilmenit</b>        | 0,0           | -                |
| <b>Hämatit</b>        | 0,7           | -                |
| <b>Apatit</b>         | 0,1           | 0,1              |
| <i>Glimmer (opt.)</i> | -             | 3                |
| <i>Rest (opt.)</i>    | -             | 1,9              |
| <b>Total</b>          | 100,0         | 100,0            |

Tabelle 1: Links: Errechneter normativer Mineralbestand nach CIPW Norm; Rechts: Optisch abgeschätzter Mineralbestand

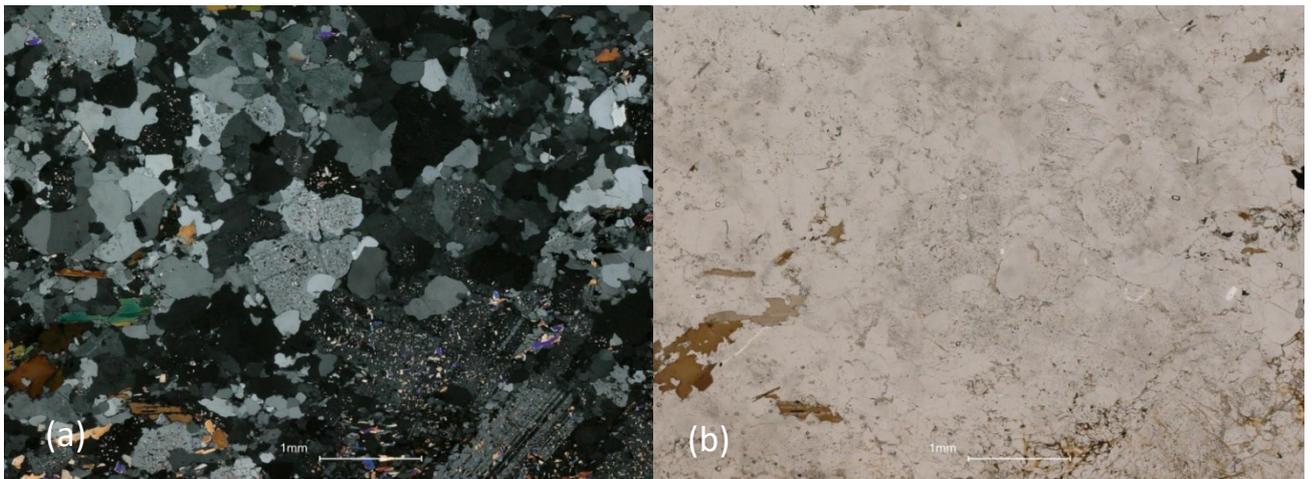


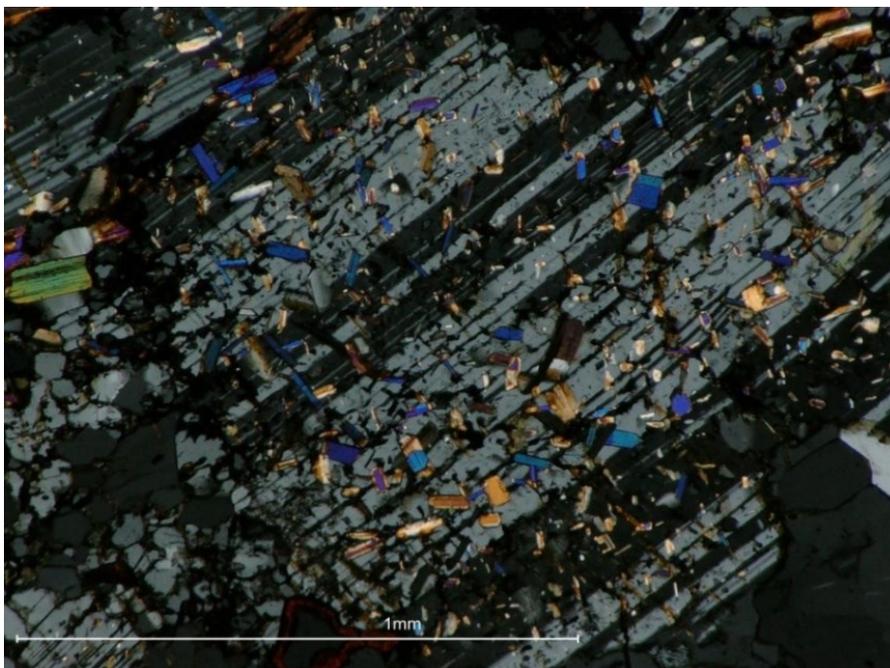
Abbildung 20: Durchlichtmikroskopische Bilder aus 20PH01 mit einem optischen Digitalmikroskop; (a) X N; (b) II N

Die großen Kristalle in Abbildung 20 a sind Quarzkristalle und zwei verschiedene Kalifeldspatphasen. Die Feldspäte sind entweder Orthoklase oder Albite, ohne Mischkristalle aus der Kalifeldspat-Reihe. Granite in denen zwei Kalifeldspatphasen parallel auftreten werden auch als Subsolvus Granite bezeichnet. Kalziumreiche Feldspäte aus der Plagioklas-Reihe kommen nicht vor. Der Albit zeigt die für Plagioklas typischen polysynthetischen Zwillingslamellen. Die bräunlichen Minerale in Abbildung 20 b sind Biotit und es ist auch Epidot mit einer hohen türkisen Interferenzfarbe (Abbildung 20 a) sichtbar.

Im Wesentlichen herrscht ein granoblastisches, feinkörniges Gefüge vor wie es für aplitische Gesteine zu erwarten ist. Die schwach erkennbare Einregelung der Glimmer (Abbildung 20) deutet auf eine Foliation hin.

### **Saussuritisierung**

Augenscheinlich sind die bei gekreuzten Polarisatoren bunt schimmernden Einschlüsse in den Albiten (Abbildung 21). Diese bunten, nadeligen, teils auch prismatischen Kristalle sind Hellglimmer und Apatite. Eine derartige Textur wird als Saussuritisierung bezeichnet und entsteht durch Alteration von Feldspäten.



*Abbildung 21: Durchlichtmikroskopisches Bild bei X N; Einschlüsse im Albit mit hohen Interferenzfarben*

## 4.3 Mineralogie

Eine ausführliche mineralogische Beschreibung des molybdänitführenden Reichenspitzgranits wurde bereits von Steiner (2018) durchgeführt. In der vorliegenden Arbeit werden nicht alle auftretenden Minerale ausführlich beschrieben, da der Fokus auf der Altersdatierung liegt. Die hier beschriebenen Minerale sind besonders für die Erzmineralogie und die Altersdatierung von Bedeutung.

### 4.3.1 Zirkon

Zirkone treten in allen untersuchten Schliffen sowohl idiomorph (Abbildung 22), als auch alteriert (Abbildung 23) auf. Im BSE Bild fallen sie als helle Phasen schnell ins Auge. In dem idiomorphen Zirkon in Abbildung 22 ist ein Apatit Einschluss erkennbar. Der Großteil der Zirkone hat nadelige Einschlüsse, die mittels EDX eindeutig als Apatite identifiziert wurden. In Abbildung 23 wurde ein Element Mapping eines alterierten Zirkons durchgeführt. Hier heben sich die Apatite durch ihren hohen Phosphorgehalt von den umliegenden Mineralen ab. Bevorzugt an den Rändern der Zirkone bildet Thorit (  $[\text{Th,U}]\text{SiO}_4$  ) eine häufige Alterationsphase (Rot in Abbildung 23). Vereinzelt konnten im Durchlicht Flüssigkeits- bzw. Gas Einschlüsse in den Zirkonen beobachtet werden, die nicht näher identifiziert wurden.

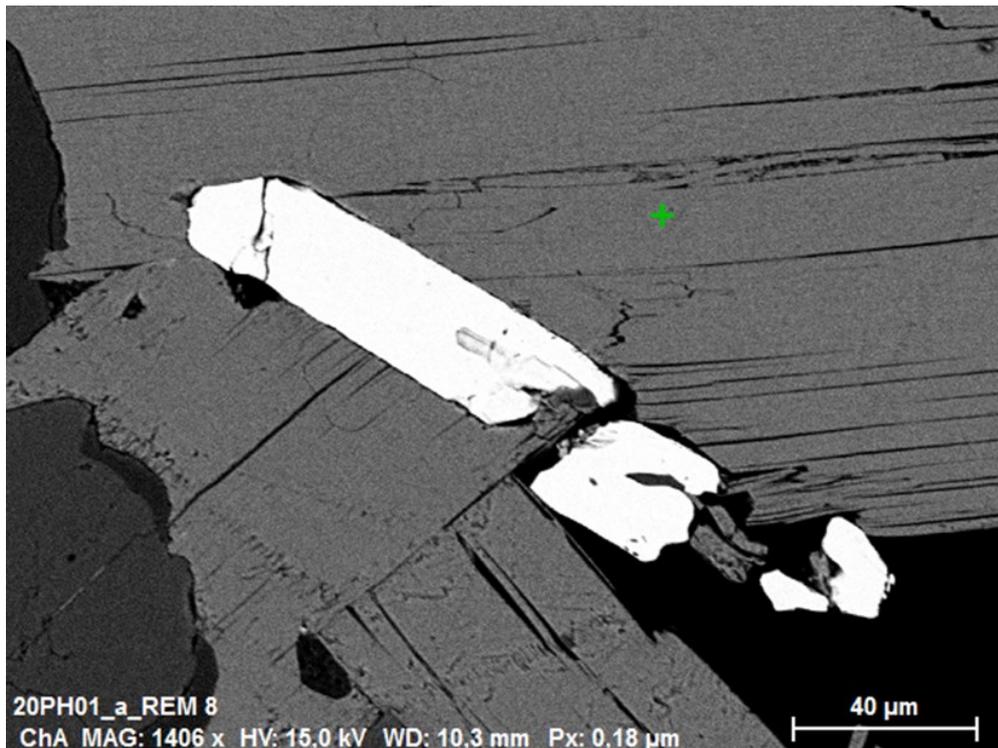


Abbildung 22: BSE Bild eines idiomorphen Zirkons in Epidot. Der Apatit Einschluss ist in Bildmitte schwach zu erkennen

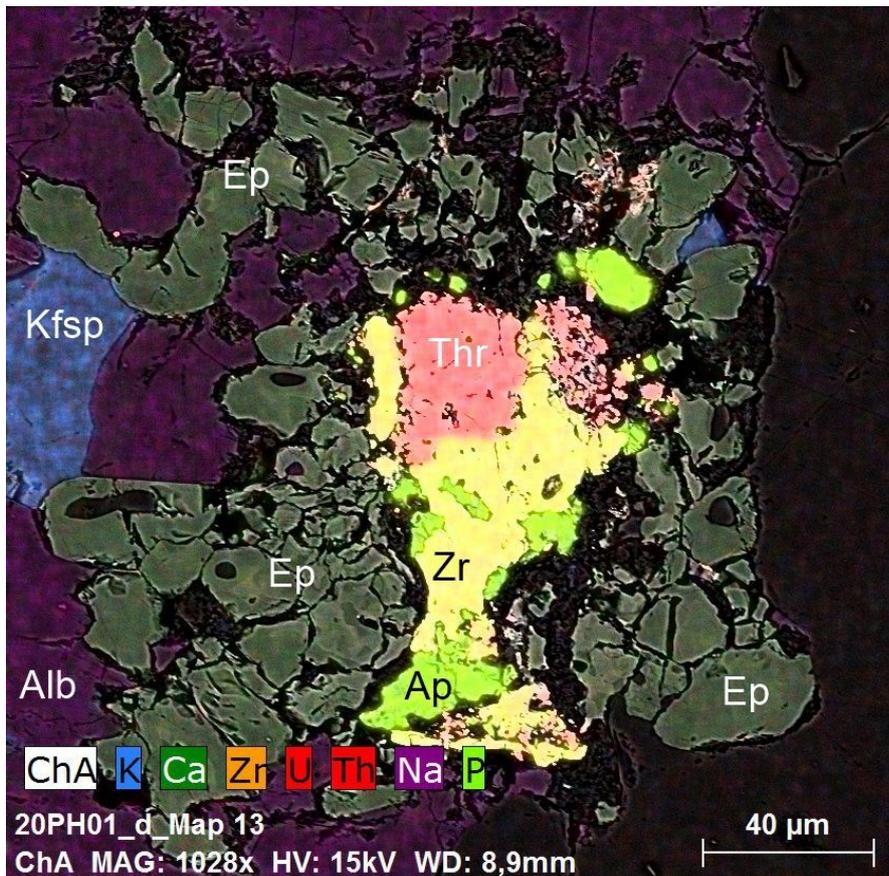


Abbildung 23: Element Mapping von K, Ca, Zr, U, Th, Na und P;  
Zr = Zirkon; Ap = Apatit; Thr = Thorit; Ep = Epidot; Kfsp = Kalifeldspat; Alb = Albit

Eine Besonderheit an den untersuchten Zirkonen sind yttriumreiche, silikatische Phasen, die in unterschiedlichsten molaren Zusammensetzungen auftreten. In Tabelle 2 sind einige EDX Messungen an den yttriumhaltigen Mineralen zusammengestellt. Diese Phasen sind wohl am ehesten als Y-Allanite zu bezeichnen. Sie treten bevorzugt an Zirkonen in Kontakt mit Epidot auf (Abbildung 24). Die roten Bereiche in Abbildung 24 sind thorium- und uranreiche Zonen. Erhöhte Phosphorgehalte sind auf Apatit Einschlüsse in den primären Zirkonen zurückzuführen. Unklar ist, woher das Yttrium kommt. Da in den untersuchten Proben keine Xenotime auftreten, Phosphate allerdings häufig sind ist zu vermuten, dass das Yttrium aus bereits zersetzten Xenotimen stammt.

| Y - Allanit, $\text{CaY}(\text{Al}_2\text{Fe}^{2+})[\text{O} \text{OH} \text{SiO}_4 \text{Si}_2\text{O}_7]$ |  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |            |      |
|---|--|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------------|------|
| Spektrum  | Atome pro Formeleinheit (gerundet auf 1 Kommastelle) |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     | Σ Kationen | U+Th |
|   | Al   | Si  | P   | Ca  | Fe  | Y   | Ce  | Nd  | Pb  | Th  | U   |     |            |      |
| 20PH01_b_REM 5  | 0,9  | 3,1 | 0,3 | 0,7 | 0,4 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 7,9 | 1,8        |      |
| 20PH01_a 101  | 0,5  | 1,8 | 1,1 | 2,0 | 0,2 | 0,8 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 0,7 | 8,1 | 1,8        |      |
| 20PH01_c2_13  | 0,6  | 2,3 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | 1,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,3 | 0,8 | 7,5 | 2,2        |      |
| 20PH01_c2_12  | 0,7  | 2,3 | 1,3 | 0,4 | 0,6 | 0,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,8 | 0,7 | 7,7 | 1,5        |      |

Tabelle 2: EDX Messungen an Y-Allaniten, dargestellt in Atomen pro Formeleinheit.

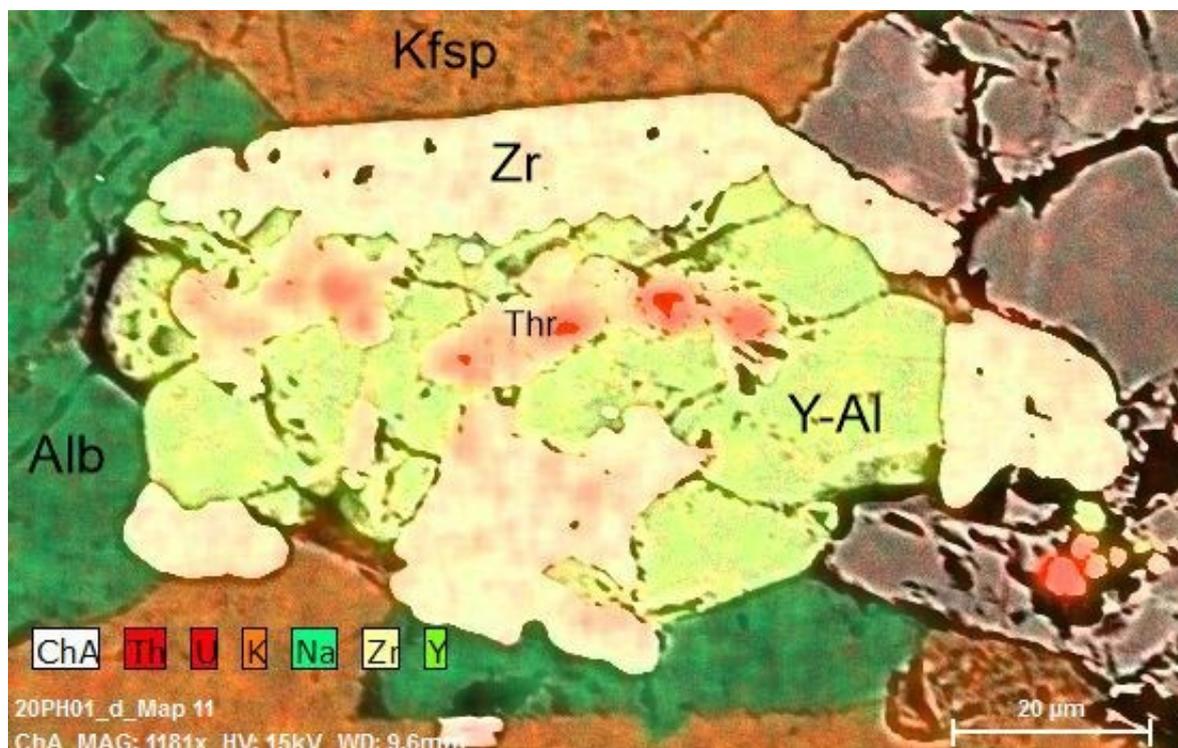


Abbildung 24: Element Mapping eines alterierten Zirkons mit Y-Phasen; Zr = Zirkon, Thr = Thorit, Y-Al = Y-Allanit, Kfsp = Kalifeldspat, Alb = Albit

### 4.3.2 Epidot-Allanit-Phosphat Mineralvergesellschaftungen

Epidot bildet mit Allanit und diversen Phosphaten eine häufige Mineralvergesellschaftung. Die Phosphate können Monazite (Abbildung 25) oder Apatite (Abbildung 26) sein. Allanit bildet sich in dieser Vergesellschaftung hydrothermal durch Verdrängung des Kalziums aus dem Epidot. Anstatt des Kalziums werden je nach Verfügbarkeit SEE (Seltene Erd Elemente) oder Yttrium eingebaut (Kapitel 4.3.1 Y-Phasen). Da in Abbildung 26 SEE-Allanit und Monazitreste auch im Apatit eingeschlossen sind, ist davon auszugehen, dass das primäre Mineral ein Monazit war. Der Monazit wurde unter der Bildung von SEE-Allanit zu Apatit umgewandelt. In der Mineralvergesellschaftung in Abbildung 25 ist noch wesentlich mehr von dem primären Monazit erhalten. Aus den Umrissen der Allanit Phase in Abbildung 25 ist die ursprüngliche Größe des Monazits abzuleiten.

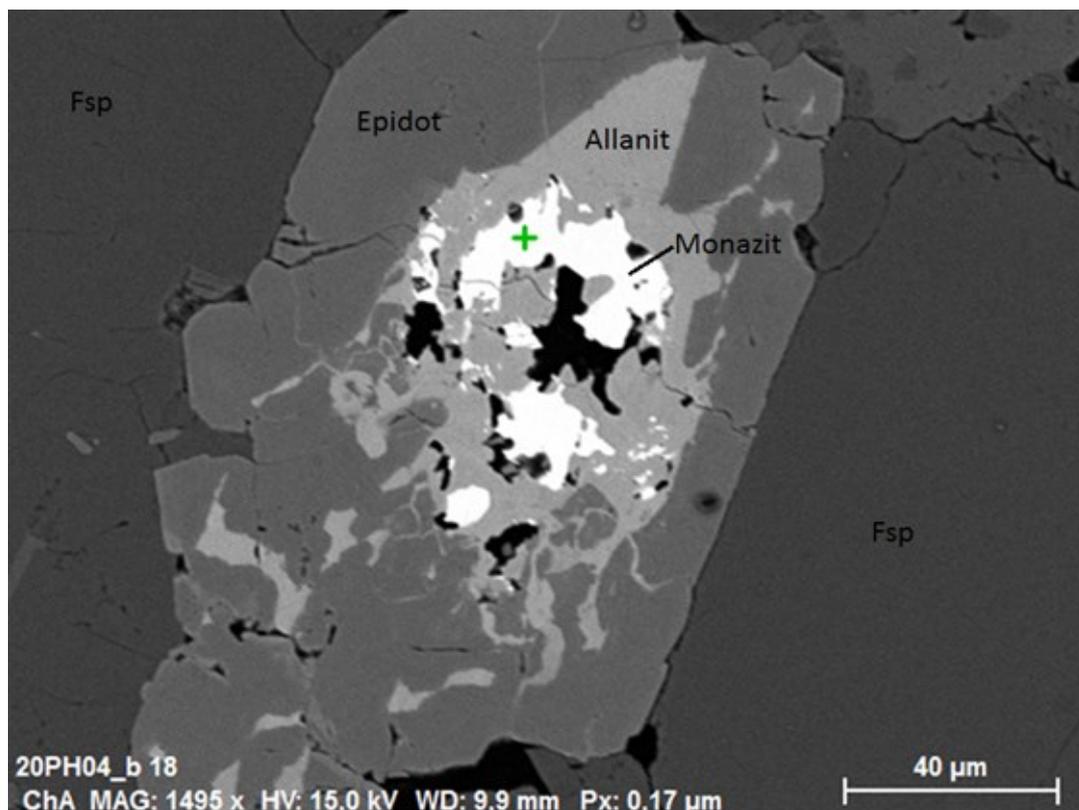


Abbildung 25: BSE Bild einer Epidot-Allanit-Monazit Mineralvergesellschaftung

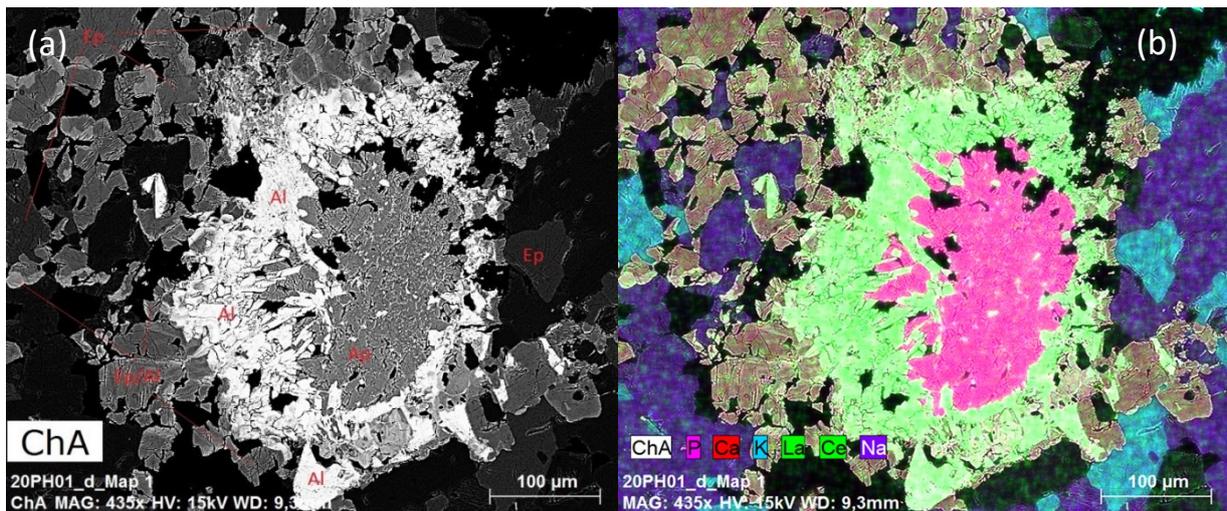


Abbildung 26: (a) BSE Bild einer Epidot-Allanit-Apatit Mineralvergesellschaftung mit Element Mapping (b); Ep = Epidot, Al = Allanit, Ap = Apatit, Ep/Al = Mischphase aus Epidot und Allanit; die dunkelblauen Bereiche im rechten Bild sind Albite, die hellblauen sind Kalifeldspäte.

### 4.3.3 Molybdänphasen

Molybdänit ist makroskopisch sowohl in den Schliffen als auch in den Handstücken zu erkennen. Der Molybdänglanz zeichnet sich durch einen graublauen metallischen Glanz aus und bildet oft strahlige Rosetten aus. Diese strahligen Formen sind auch unter dem Mikroskop zu erkennen (Abbildung 27). Eine chemische Analyse des Molybdänits mittels EDX ist problematisch, da der Molybdän  $L\alpha$ -Peak mit dem Schwefel  $K\alpha$ -Peak überlappt und die errechneten Elementzusammensetzungen oft falsche Ergebnisse liefern. Die gemessenen Werte für Molybdän und Schwefel werden daher nicht angegeben.

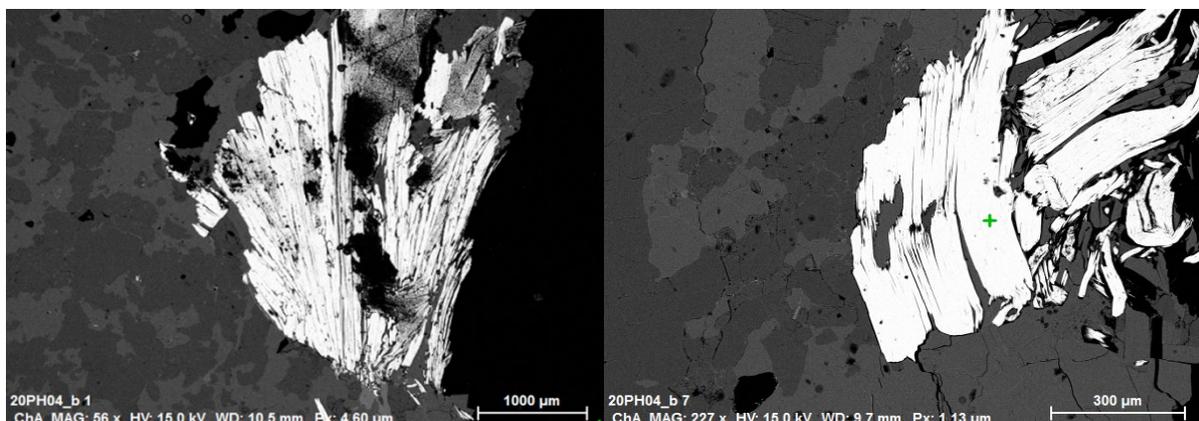


Abbildung 27: Molybdänite im BSE Bild; links ist der Molybdänit strahlig ausgebildet.

Eisen-Molybdän Oxide treten ausschließlich in feinen Rissen auf (Abbildung 28). Diese Phasen kommen bevorzugt im Nahbereich von größeren Molybdänit Aggregaten vor. Mineralogisch können diese Phasen als molybdänführende Hämatite bezeichnet werden mit bis zu 11 wt.% Molybdän.

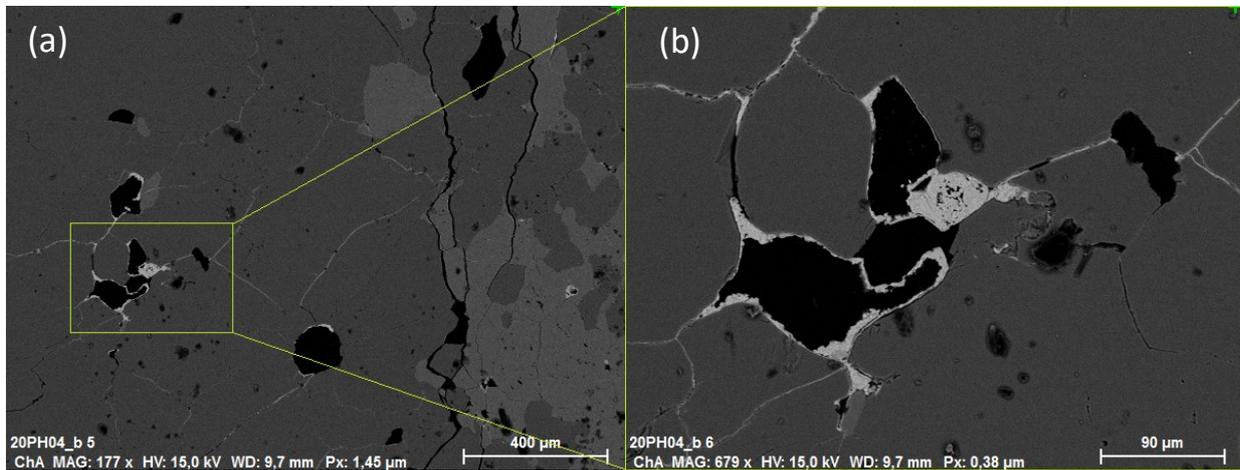


Abbildung 28: BSE Bilder der Mo-Hämatite als Füllungen in den Rissen; Bild (b) ist ein vergrößerter Ausschnitt aus Bild (a).

## 4.4 Zirkontypologie

Insgesamt wurden 128 Zirkone in den Einzelkornpräparaten analysiert (Anhang Abbildung 50, 51). Eine repräsentative Auswahl an Zirkonen ist in Abbildung 30 dargestellt. Die Kristalle weisen Längen von 150 bis 400  $\mu\text{m}$  auf, wobei der Großteil bei 250  $\mu\text{m}$  liegt. Es ist anzunehmen, dass sowohl kleinere, als auch größere Exemplare in den nicht analysierten Kornfraktionen existieren.

Die Kerne der Zirkone sind teilweise metamikt (Abbildung 30 i,p,u). Nadelige Einschlüsse mit einer hohen Lichtbrechung treten in den meisten Zirkonen auf. Diese Minerale wurden mit einer EDX Analyse als Apatite identifiziert. Diverse Flüssigkeitseinschlüsse wurden ebenso beobachtet, jedoch nicht näher identifiziert. Die Ränder der Zirkone sind meist alteriert und gehen teilweise in die in Kapitel 4.3 beschriebenen Alterationsphasen über. Generell treten in den Einzelkornpräparaten im Gegensatz zu den Dünnschliffen jedoch weniger alterierte Zirkone auf. Dies ist auf den Selektionsprozess im Zuge der Schwermineralkonzentrat-Herstellung zurückzuführen. Alterierte Exemplare werden aufgrund ihrer geringeren Dichte abgetrennt und werden auch bei der optischen Auswahl der Zirkone weniger berücksichtigt.

Die Kristalle in den Einzelkornpräparaten sind meist idiomorph und vereinzelt gebrochen. Die (101) Pyramidenflächen dominieren, während die (211) Pyramidenfläche eher untergeordnet bis gar nicht auftreten. In Abbildung 30 (l,o) sind die (211) Pyramidenflächen zu erahnen. Bei den Prismenflächen sind die (110) Flächen großteils stärker gegenüber den (100) Flächen ausgebildet (Abbildung 30 b,d,f,g,h,j,k,i,m,n,p,q,t,v,w). 100 Flächen treten vereinzelt auf (Abbildung 30 a,c,r,s).

### **Zirkonwachstum**

Mit Kathodolumineszenz Aufnahmen (CL – engl. Cathodoluminescence) können einzelne Phasen des Kristallwachstums untersucht werden. Unterschiede in den Konzentrationen von inkompatiblen Elementen führen zu Lumineszenz Kontrasten an den Grenzen von Wachstumsphasen. Die Kathodolumineszenz Bilder der untersuchten Zirkone zeigen einen ausgeprägten, fein oszillierenden Zonarbau (Abbildung 29). Daraus ist zu schließen, dass es sich um magmatische Zirkone handelt. Nachträgliches metamorphogenes Wachstum ist aus der Zirkontypologie nicht abzuleiten. Die Kerne weisen mancherorts radiogen bedingte

Beschädigungen der Kristallstruktur auf, welche mittels CL Bilder deutlich erkennbar sind. Während die (211) Pyramidenflächen in der Endphase des Kristallwachstums kaum ausgebildet sind, treten sie in den ersten Wachstumsphasen sehr wohl auf. Vor allem in den Kernhüllen sind die (211) Flächen dominant, werden aber in der finalen Wachstumsphase von den (101) Flächen zurückgedrängt (Abbildung 29). Dieser Effekt ist auf die rasche Abkühlung der Schmelze zurückzuführen. Eine starke Abkühlung verursacht ein rasches Kristallwachstum exponierter Flächen und somit ein Zurückdrängen der (211) Flächen durch die (101) Flächen (Sonntag et al. 1997; Vavra und Hansen 1991).

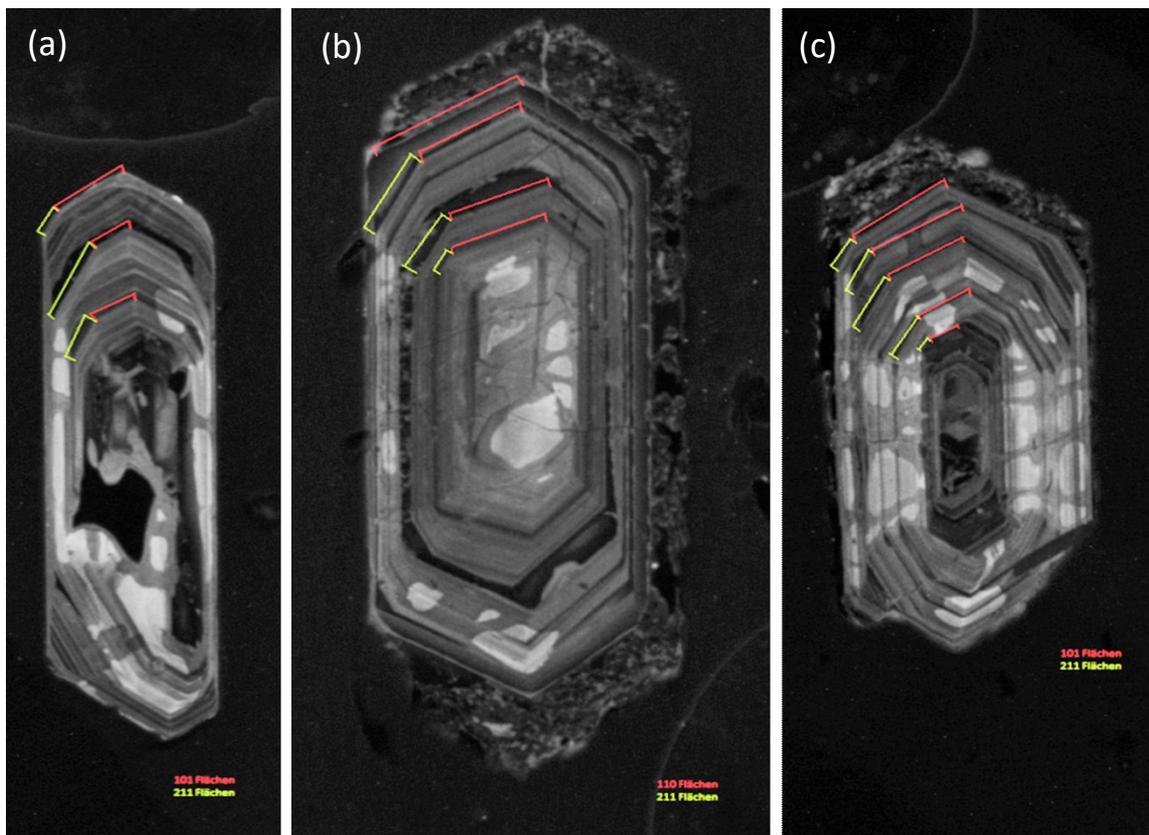


Abbildung 29: CL Bilder ausgewählter Zirkone; (a) 20PH01 (b) 20PH02 (c) 20PH04/05; Die (101) Flächen in den Wachstumsphasen sind rot markiert, die (211) Flächen gelb.

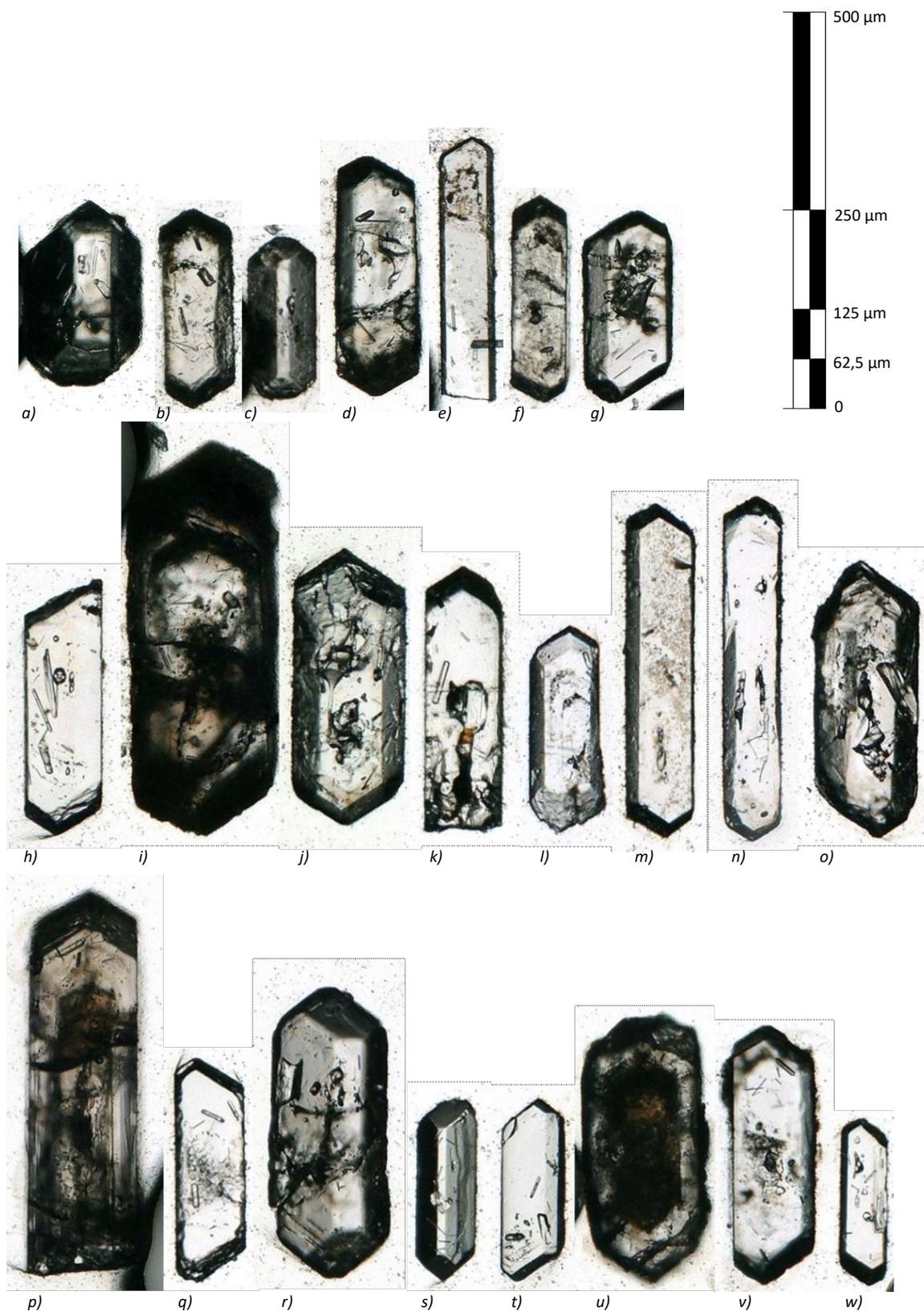


Abbildung 30: Untersuchte Zirkone im Durchlicht. Der Maßstab rechts oben gilt für alle Zirkone auf dieser Seite.  
 a) – g) 20PH01  
 h) – o) 20PH02  
 p) – w) 20PH04/05

## 4.5 Zirkondatierung

Die LA-ICP-MS Daten für die Zirkondatierung wurden mit der Software Lolite © ausgewertet (Paton et al. 2011; Paton et al. 2010). Damit wurden die Integrationsbereiche für die Signale definiert, das Untergrundsignal festgelegt und die Tagesdrift korrigiert. Bei Messungen von Uran Isotopen ist häufig eine vom Laser induzierte Fraktionierung („downhole fractionation“) zu beobachten. Diese Fraktionierung entsteht indem  $^{238}\text{U}$  im Laufe eines Messintervalls tendenziell weniger gut mobilisiert wird als das volatile  $^{206}\text{Pb}$ . Diese Laser induzierte Fraktionierung wurde mittels einer exponentiellen Kurve korrigiert. Die  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  Alter der Standards sind Tabelle 3 zu entnehmen. Der GJ1 Standard wurde als primäres Referenzmaterial verwendet, die Standards M257, Plesovice und 91500 als sekundäres Referenzmaterial. Für M257 und Plesovice konnten an beiden Messtagen sehr gute Messungen mit Fehlern innerhalb des 2 % Toleranzbereiches (Tabelle 3 Offset) erzielt werden. Der 91500-Standard zeigte moderate Abweichungen von 1,9 % bei den errechneten Altern, was jedoch noch innerhalb des Toleranzbereiches ist.

| Standard  | Datum      | Weighted Mean Alter (Ma) | 2 SE Fehler (+-Ma) | Standard Alter (Ma) | Offset (%) |
|-----------|------------|--------------------------|--------------------|---------------------|------------|
| Plesovice | 23.02.2021 | 342,46                   | 1,28               | 337                 | -1,6       |
| Plesovice | 24.02.2021 | 334,21                   | 0,97               | 337                 | 0,8        |
| M257      | 23.02.2021 | 566,12                   | 2,27               | 561,3               | -0,9       |
| M257      | 24.02.2021 | 558,28                   | 1,39               | 561,3               | 0,5        |
| GJ1       | 23.02.2021 | 601,86                   | 0,82               | 601,86              | 0,0        |
| GJ1       | 24.02.2021 | 601,86                   | 0,7                | 601,86              | 0,0        |
| 91500     | 23.02.2021 | 1082,41                  | 9,71               | 1062                | -1,9       |
| 91500     | 24.02.2021 | 1042,72                  | 3,22               | 1062                | 1,8        |

Tabelle 3: Gemessene Alter der Standards (Weighted Mean Alter) im Vergleich zum veröffentlichten Standard Alter; Der Offset gibt die Abweichung des gemessenen Alters vom veröffentlichten Standard Alter an.

Die Konkordia Diagramme und Weighted-Mean Alter der untersuchten Proben wurden mit dem Programm Isoplot R (Vermeesch 2018) ausgewertet. Dieses Programm ist eine open-source Toolbox für Geochronologie. Für die Berechnung der Alter wurden die  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  und die  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$  Verhältnisse verwendet. Der interne 2SE Fehler wurde für die Berechnung herangezogen. Die Langzeit-Varianz der sekundären Standards wurde mit 1,3 % angenommen. Dieser externe Fehler wurde zu den internen 2SE Fehlern hinzugerechnet. Es wurde keine „common lead“ Korrektur angewandt. Die Weighted-Mean Auswertungen der gemessenen Proben sind in Abbildung 31 abgebildet.

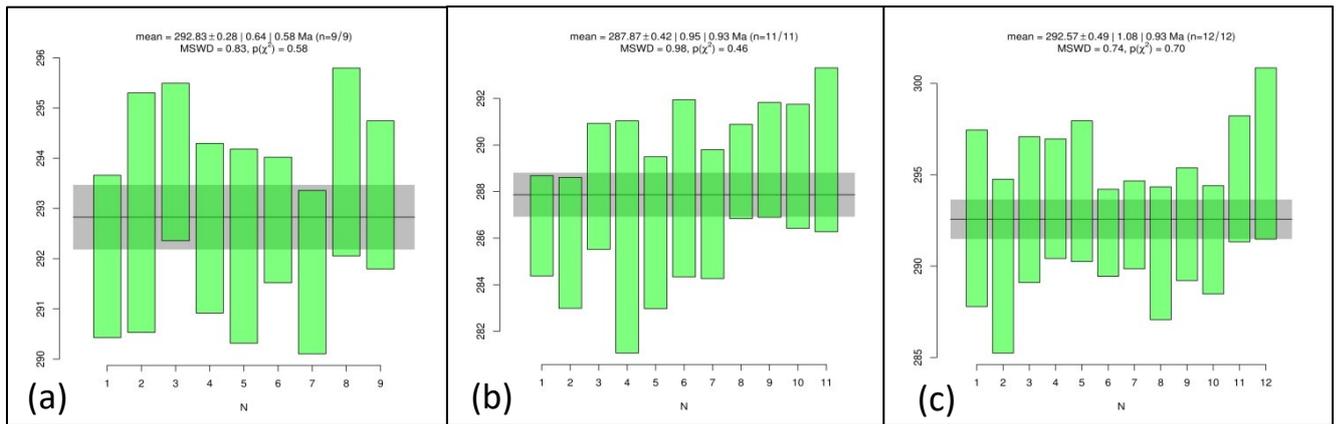


Abbildung 31: Weighted-Mean Auswertungen der Proben (a) 20PH01, (b) 20PH02 und (c) 20PH04/05; Vertikale Achse = Alter in Ma; horizontale Achse = Anzahl der Messungen (N).

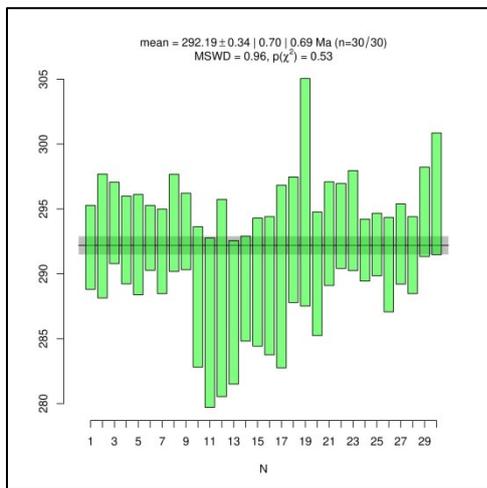


Abbildung 32: Weighted-Mean Auswertung aus allen Proben; Dieses Alter wurde aus 30 Messungen berechnet.

Folgende Weighted-Mean Alter wurden berechnet: (Alter  $\pm$  interner 2SE Fehler | interner + externer Fehler)

- 20PH01:  $292,8 \pm 0,56$  | 3,9 Ma (MSWD: 0,83)
- 20PH02:  $287,9 \pm 0,84$  | 3,9 Ma (MSWD: 0,98)
- 20PH04/20PH05:  $292,6 \pm 0,98$  | 4,0 Ma (MSWD: 0,74)

Die errechneten Alter überlappen innerhalb des gesamten Fehlers. Eine gemeinsame Auswertung der 3 Proben ergibt ein Alter von  $292,2 \pm 0,68$  | 3,9 Ma (Abbildung 32). Dieses Alter basiert auf 30 Zirkonen und wird für die Diskussion und Schlussfolgerung herangezogen. Die gesammelten Messergebnisse sind im Anhang (Tabelle 7, 8, 9) dargestellt. Der MSWD Wert lag bei allen angegebenen Altern zwischen 0,74 und 0,98.

Der Großteil der insgesamt 95 gemessenen Zirkone liegt auf der Konkordia Linie, ein Teil liegt diskordant (Abbildung 33). Die Farbskala bezieht sich auf den Urangehalt der Proben. Es zeigt sich, dass vor allem uranreiche Zirkone (Rot) diskordant liegen. Dies ist auf den höheren Bleiverlust bei den uranreichen Proben zurückzuführen, der sich in einem niedrigeren  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  Verhältnis widerspiegelt. In Abbildung 34 ist der totale Urangehalt gegen das  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  Verhältnis aufgetragen. Hier zeigt sich, dass das  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  Verhältnis mit steigendem Urangehalt abnimmt.

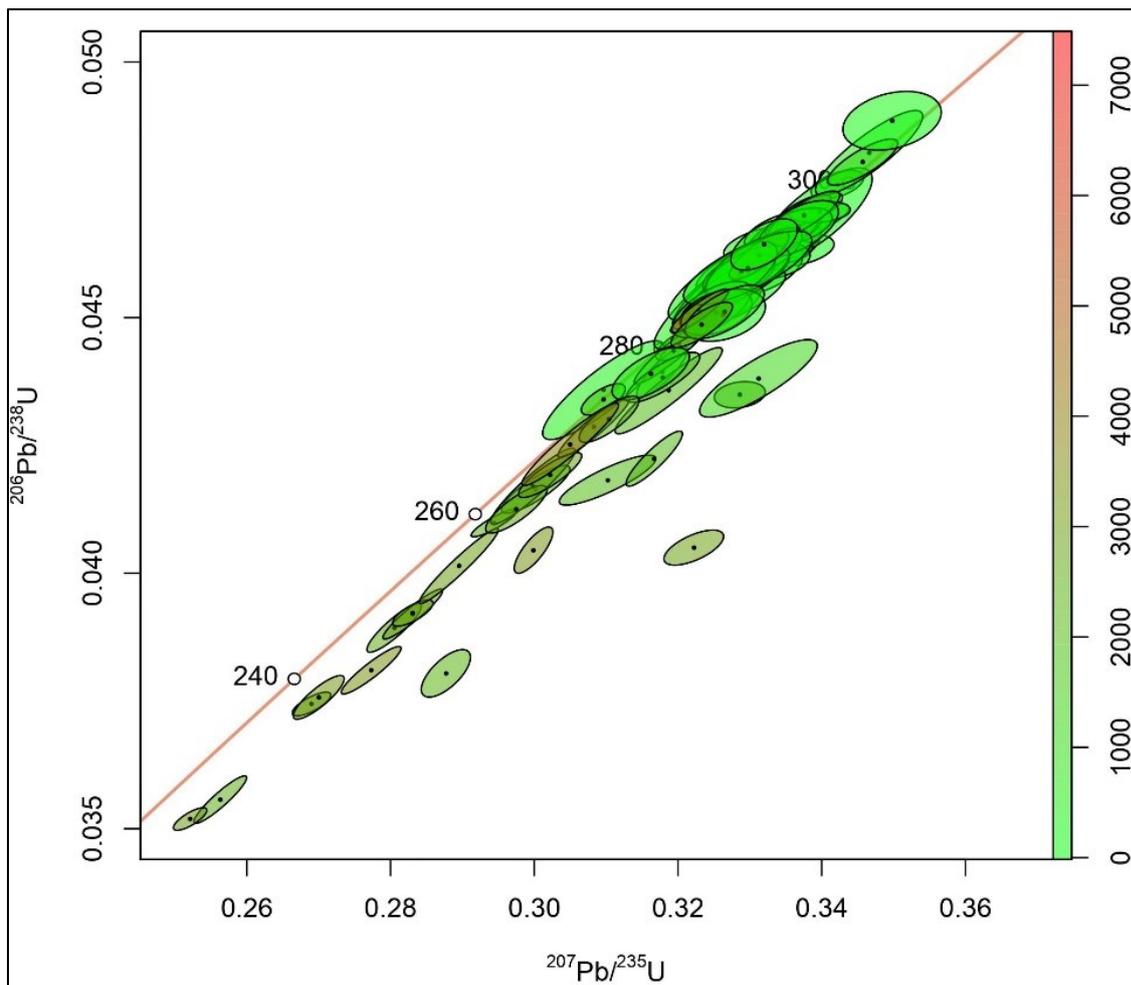


Abbildung 33: Konkordia Diagramm aus allen Messpunkten; die Farbskala rechts zeigt den Urangehalt in  $\mu\text{g/g}$ .

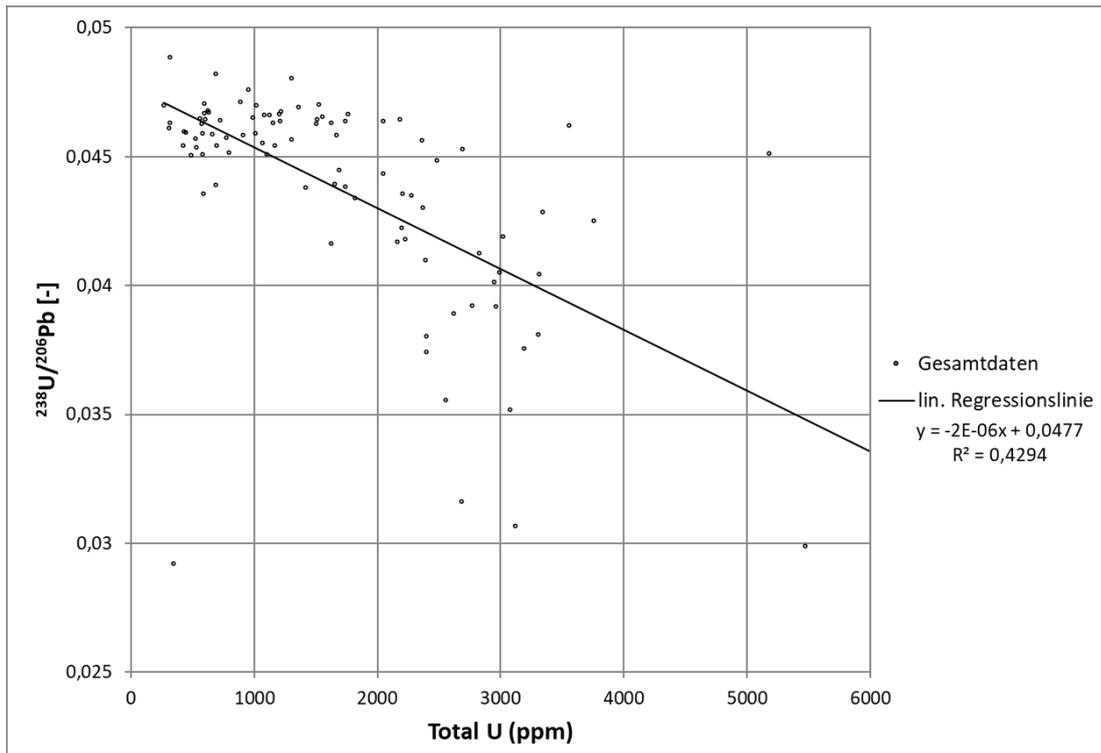


Abbildung 34: Totaler Urangehalt gegen das  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  Verhältnis mit linearer Trendlinie in schwarz.

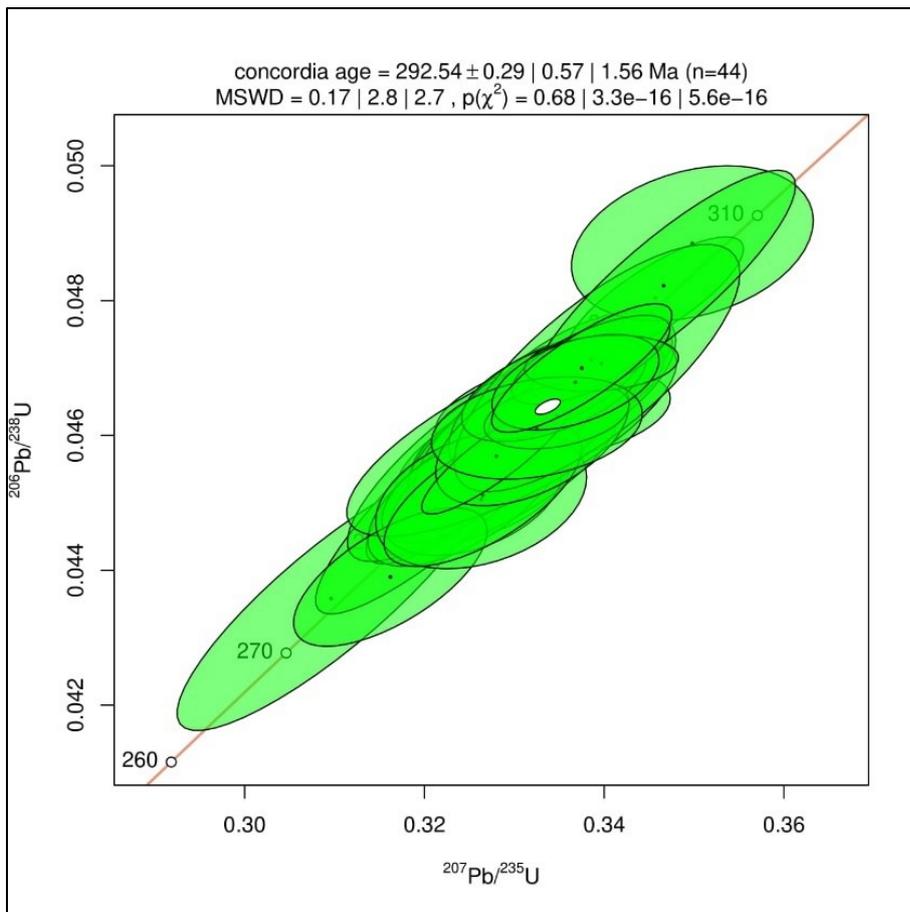


Abbildung 35: Konkordia Diagramm der konkordanten, uranarmen Proben mit dem Konkordia Alter von  $292,54 \pm 0,57 \text{ Ma}$ .

Im Konkordia Diagramm in Abbildung 35 wurden die diskordanten (>2% Diskordanz) und die uranreichen Messungen (>1500 ppm Uran) herausgefiltert. Die restlichen Datenpunkte sind konkordant und geben ein Konkordia Alter von  $292,54 \pm 0,57$  Ma, das gut zu den Weighted-Mean Altern passt.

Da keine großen Altersunterschiede zwischen Kern und Rand der Zirkone festgestellt werden können, handelt es sich um magmatisch gebildete Zirkone ohne wesentliches metamorphogenes Wachstum. Bleiverluste sind vermehrt in Randbereichen (Abbildung 36 a, rechter Zirkon) und metamikten Zonen (Abbildung 36 b, rechter Zirkon) zu beobachten, die hier zu junge Alter geben.

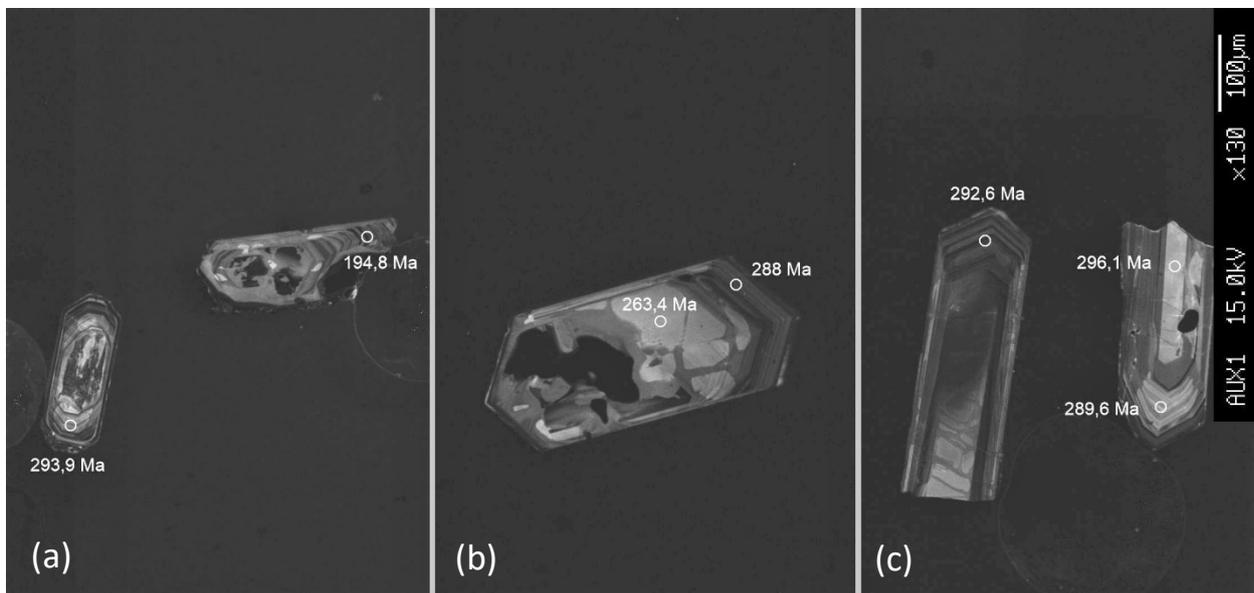


Abbildung 36: CL Bilder mit Messpunkten und den zugehörigen Altern; (a) 20PH01, (b) 20PH02, (c) 20PH04/05

## 4.6 Uraninitdatierung

Im Untersuchungsgebiet wurden im Laufe der jahrelangen Forschungstätigkeiten der Montanuniversität Leoben zahlreiche Proben entnommen. In Schlifflen der Proben 18PH5, 18ZT2 und FM099 wurden Uraninite detektiert. Die Probe 18PH5 stammt aus dem Hohenaukar, 18ZT2 stammt aus dem Mannlkar und FM099 wurde in der Nähe der Richterhütte entnommen (Abbildung 8).

Dominik Sorger führte an der Universität Graz eine Altersdatierung der Uraninite mittels Mikrosonde durch. In Abbildung 37 ist ein Uraninit aus FM099 mit den gemessenen Altern abgebildet. Das farbige visualisierte Element Mapping gibt Auskunft über die schwankenden Bleigehalte im Uraninit Kristall. Hier ist zu sehen, dass im Kern höhere Bleigehalte (Rot) auftreten als am Rand (Blau). An den Messpunkten 17,2,22,21,20,19,18 wird deutlich, dass die Alter vom Kern zum Rand sukzessive abnehmen. Es handelt sich hierbei eindeutig um einen polygenetischen Uraninit Kristall. Der Kern gibt ein durchschnittliches Alter von 219 Ma, der Rand 141 Ma.

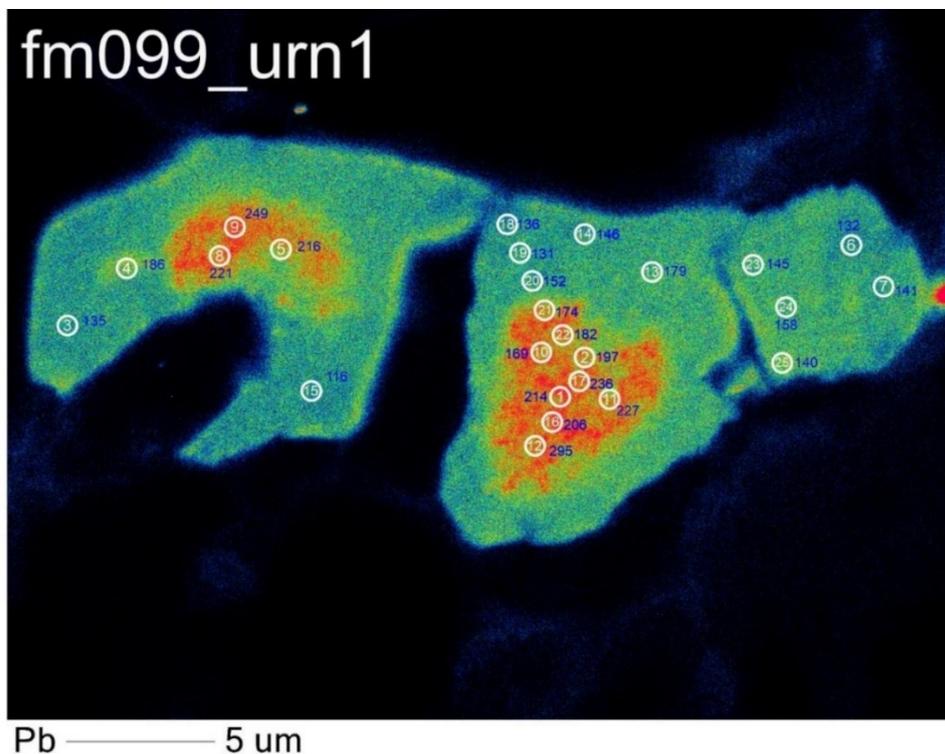
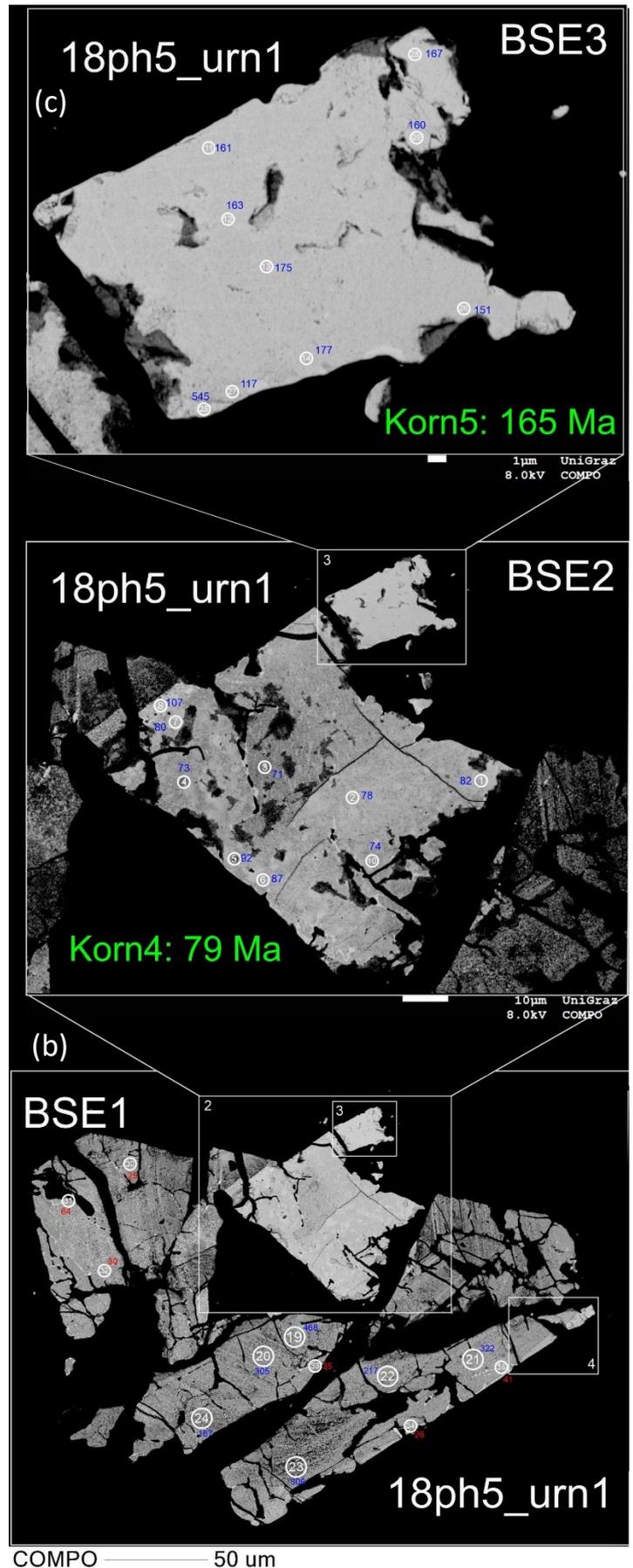


Abbildung 37: Blei Element Mapping von FM099 Korn 1. Rote Bereiche haben einen hohen Pb-Gehalt, blaue Bereiche einen niedrigeren. Die Messpunkte sind die weißen Kreise und die dazugehörigen Alter sind blau markiert.

Abbildung 38 zeigt mehrere Uraninitkristalle aus 18PH5, die im BSE Bild unterschiedliche Helligkeiten aufweisen. Es handelt sich hierbei eindeutig um mehrere Uraninitgenerationen. Das belegen auch die verschiedenen Alter der einzelnen Körner (Korn 4 – 79 Ma; Korn 5 - 165 Ma). Auch innerhalb der einzelnen Körner ist eine Schwankung des Alters zu beobachten. Die Uraninitkristalle sind somit als polygenetisch zu interpretieren. Die Messpunkte 19 bis 24 sollten nicht zu stark interpretiert werden, da hier mit einem Spot von 10µm versucht wurde die Bleiverluste auszugleichen. Innerhalb der Körner sind mancherorts Entmischungen und Alterationsphasen zu beobachten.

Bemerkenswert ist das konsistente Alter der hellsten Phasen in den Schlifften. Diese treten entlang von Rissen oder an Kornrändern auf (Abbildung 38: Messpunkte 30,31,32,33,34,35) und geben ein durchschnittliches Alter von  $29 \pm 5$  Ma ( $\pm$  Gesamtfehler). Sie sind somit deutlich jünger als die restlichen Körner und stellen die jüngste Uraninitgeneration innerhalb der gemessenen Proben dar.

Abbildung 38. BSE Bilder der untersuchten Uraninite in 18PH5. Die Bilder (b) und (c) sind vergrößerte Ausschnitte aus dem unteren Übersichtsbild (a). Messpunkte sind die weißen Kreise und die dazugehörigen Alter (in Ma) sind blau bzw. rot markiert.



In Abbildung 39 sind die gemessenen Uraninalter nach untersuchten Körnern gereiht. Der Standard vom Mitterberg (Paar und Koepfel 1978) wurde mit  $90 \pm 5$  Ma ( $\pm$  Gesamtfehler) sehr genau gemessen. Die meisten untersuchten Uraninite sind aufgrund der starken Altersvariation als polygenetisch zu interpretieren, was die geochronologische Interpretation erschwert. Festzuhalten ist, dass die gemessenen Alter mit Ausnahme einzelner Ausreißer jünger sind als 300 Ma. Die hellen Phasen wurden in FM099, sowie 18PH5 gemessen und zeigen konsistente Alter von  $29 \pm 5$  Ma.

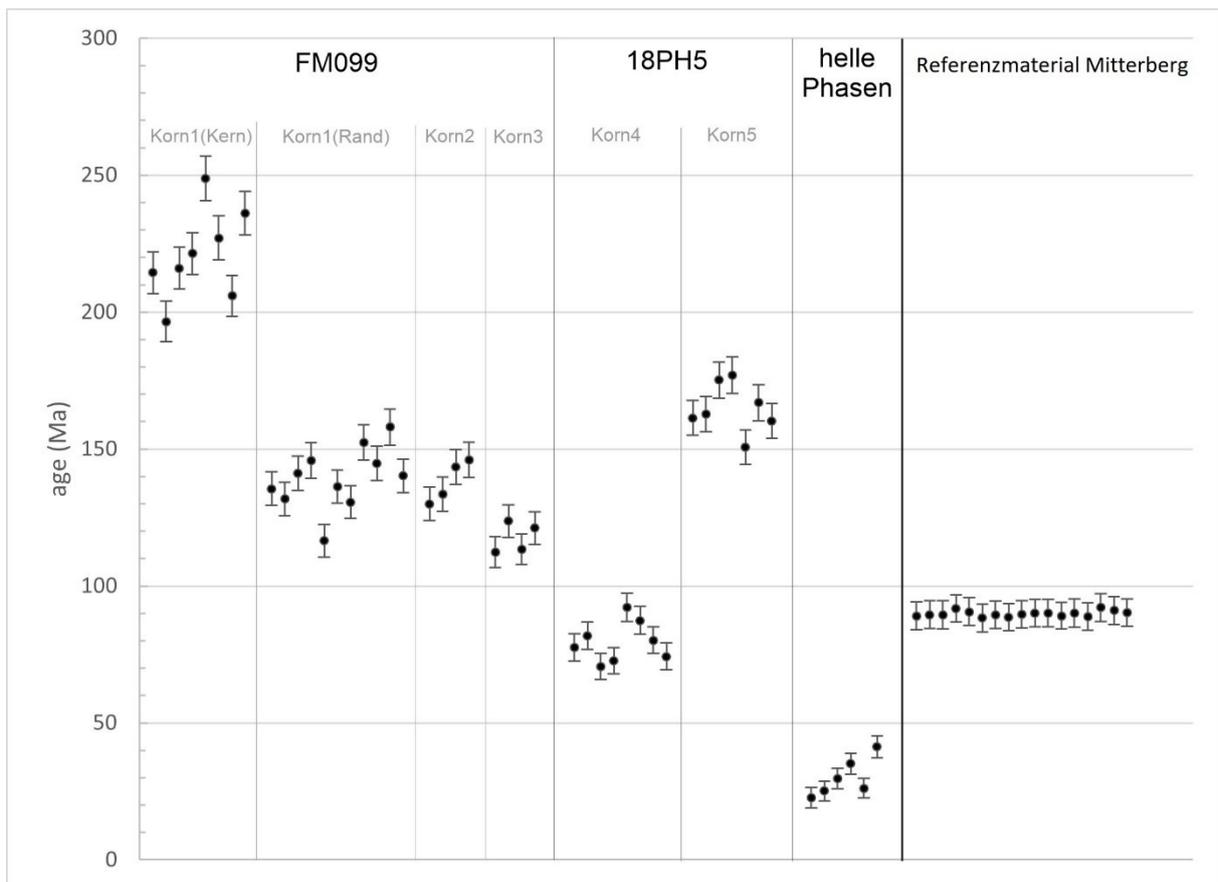


Abbildung 39: Alter der gemessenen Körner mit dazugehörigen Fehlern. Die hellen Phasen wurden in 18PH5 und FM099 beobachtet. Rechts der Standard (Paar und Koepfel 1978).

## 5 Diskussion

### 5.1 Geochemie

Steiner (2018) beschreibt die Problematik der Zuordnung des Albits zum Kalifeldspat im originalen Streckeisendiagramm (1976). In Steiners Berechnungen (2018) wird der gesamte Albit mit dem Orthoklas der Kalifeldspat-Komponente zugeordnet, weshalb die Analysen von Steiner (2018) im Streckeisendiagramm auch im Feld für Alkalifeldspatgranite liegen. Das Streckeisendiagramm wurde für modale Mineralbestände entwickelt auf Basis des optischen Auszählens von Dünnschliffen. Bei der optischen Analyse des Albits ist sein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zum Orthoklas die polysynthetische Verwilligung, die charakteristisch für die Plagioklas-Mischkristallreihe ist. Im Streckeisendiagramm in Abbildung 18 wird der Albit in der vorliegenden Arbeit also der Plagioklas Komponente zugeordnet. Dadurch liegen die analysierten Proben des Reichenspitze Granits wie zu erwarten im Feld für Granite.

Die Frage nach der Herkunft der Magmen des Reichenspitze Granits ist noch nicht restlos geklärt. Schermaier (1993) klassifiziert den Reichenspitze Granit als A-Typ Granit. Als Anhaltspunkte dafür werden hohe SiO<sub>2</sub>-Gehalte, geringe CaO-Gehalte (< 1,65 wt.%), eine negative Barium Anomalie (Abbildung 40 a) und hohe Rb-Gehalte bzw. Rb/Sr Verhältnisse genannt. Hohe Rb/Sr Verhältnisse zwischen 1,05 und 5,93 gelten als wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu den I-Typ Graniten des Tuxer Kerns (Schermaier 1993). Auch die in dieser Arbeit analysierten Proben zeigen vergleichbar hohe SiO<sub>2</sub>-Gehalte (77 bis 79 wt.%), geringe CaO-Gehalte (< 0,8 wt.%) und hohe Rb/Sr Verhältnisse (bis zu 4,25). Die Ba-Gehalte liegen bei 141 bis 233 µg/g In Abbildung 40 sind Spurenelementdiagramme (Rock/ORG nach Pearce et al. (1984)) von (a) A-Typ Zentralgneisen (Schermaier 1993), (b) des Reichenspitze Granits (Steiner 2018) und (c) des Tuxer Kerns (Schermaier 1993) dargestellt. Die für A-Typen charakteristische negative Barium Anomalie ist beim Reichenspitze Granit (Abbildung 40 b) ebenso erkennbar, jedoch weniger stark ausgeprägt als in den analysierten A-Typen (Abbildung 40 a). In den Spurenelementmustern stellt diese negative Barium Anomalie des Reichenspitze Granits den wesentlichen Unterschied zum Tuxer Kern dar (Abbildung 40 c).

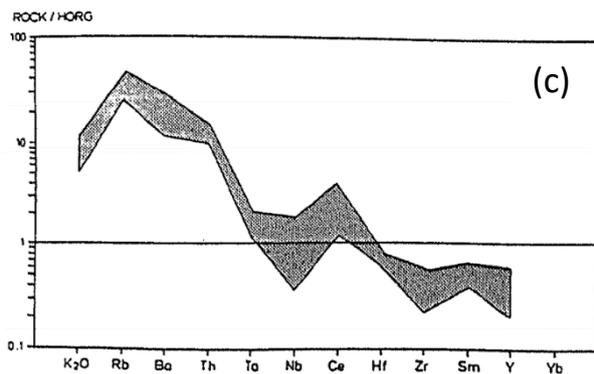
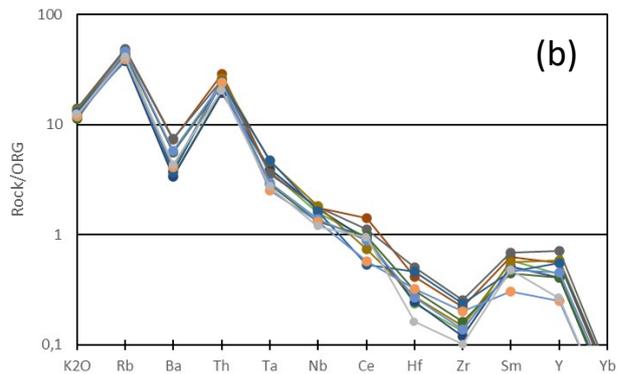
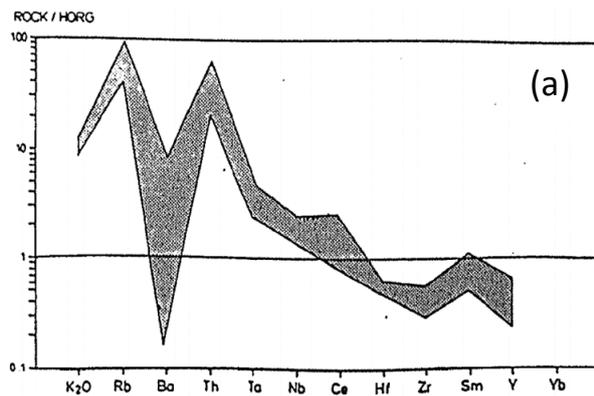


Abbildung 40: Charakteristische Spurenelementmuster (Rock/ORG) nach Pearce et al. (1984); Der graue Bereich in Abbildung (a) und (c) stellt die Streubreite der Daten dar; (a) A-Typ Zentralgneise (Schermaier 1993); darunter fallen auch Analysen des Reichenspitze Granits (b) Reichenspitze Granit aus Daten von Steiner (2018) (c) kalkalkalische Zentralgneise des Tuxer Kerns (Schermaier 1993)

In Abbildung 41 a hebt sich der Reichenspitze Granit auf Basis des Rb/Sr Verhältnisses deutlich von den Graniten des Tuxer- und Zillertal-Venediger Kerns ab. Der hohe Rb-Gehalt des Reichenspitze Granits ist auch in Gesamtgesteinsanalysen von Schermaier (1993) und Steiner (2018) zu beobachten. Kalium und Rubidium wird in Kalifeldspat und Muskovit eingebaut. Im Laufe der Fraktionierung in einer Magmenkammer wird in diesen kaliumhaltigen Mineralen zunehmend mehr Rubidium statt Kalium eingebaut. Eine Folge daraus ist ein niedriges K/Rb Verhältnis in höher differenzierten Granitoiden. Auch der Reichenspitze Granit zeigt niedrige K/Rb Verhältnisse im Gegensatz zum Tuxer und Zillertal-Venediger Kern. Bemerkenswert ist, dass die Datenpunkte vom Tuxer Kern und von der Reichenspitze (Abbildung 41 b) einem Differentiationstrend folgen. Das Kalifeldspat zu Muskovit Verhältnis des Tuxer Kerns ist sehr gut mit dem der Reichenspitze vergleichbar (Schermaier 1993). Muskovit kommt in beiden Lokalitäten nur akzessorisch vor und der Großteil des Kaliums wird im Kalifeldspat eingebaut. Dieser Differentiationstrend an Gesamtgesteinsanalysen hat somit seine Validität. Die Datenpunkte vom Zillertal-Venediger Kern weichen von diesem Trend ab, was auf die abweichende Mineralzusammensetzung der Venediger Tonalite zurückzuführen ist.

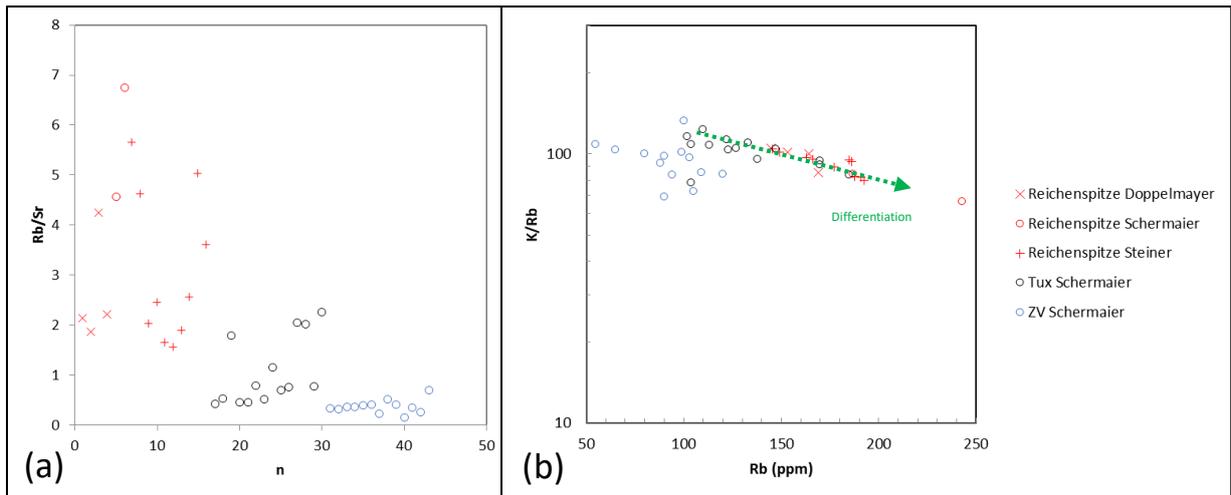


Abbildung 41: Rb/Sr Verhältnisse (a) und K/Rb gegen Rb (b) der untersuchten Proben im Vergleich zu Schermaier (1993) und Steiner (2018); Der grüne Pfeil im rechten Diagramm indiziert den Differentiationstrend; ZV = Zillertal-Venediger Kern; Tux = Tuxer Kern

Um Granitoide nach ihrer Herkunft zu klassifizieren, werden eine Reihe von weiteren Diskriminationsdiagrammen verwendet. Pearce et al. (1984) diskriminiert Granitoide unter anderem nach Nb/Y und Rb/(Nb+Y). In diesen Diagrammen plotten die analysierten Granitoide mit Ausnahme von 20PH05 im Feld für Intraplatten Granite (Abbildung 42). Anzumerken ist allerdings, dass die Datenpunkte im Nahbereich der Abgrenzung zu synkollisionalen Graniten bzw. Inselbogensgraniten liegen. Eine Tendenz zum Intraplatten Magmatismus ist gegeben, jedoch ist eine eindeutige Zuordnung nicht zulässig.

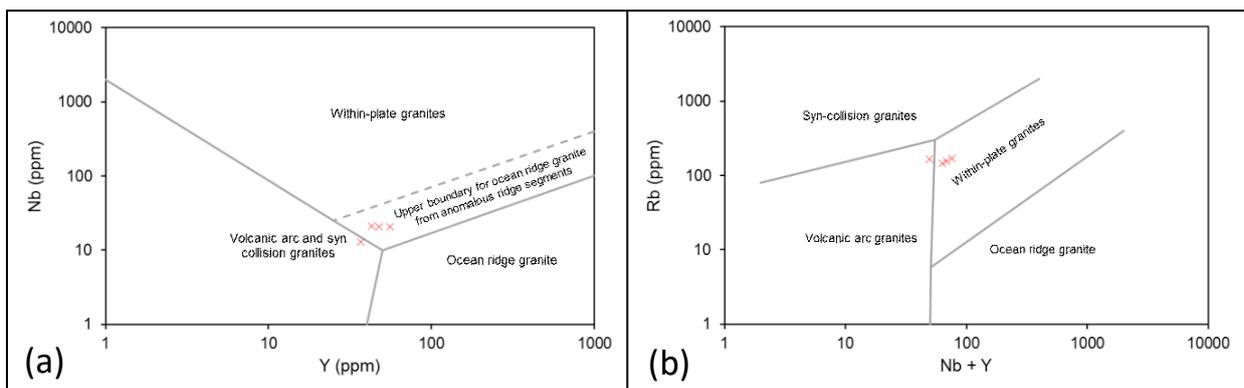


Abbildung 42: Diskriminationsdiagramme für Granitoide nach Pearce et al. (1984) für Nb gegen Y (a) und (Nb+Y) gegen Rb (b); In rot die analysierten Proben von der Nördlichen Zillerscharte.

Whalen et al. (1987) beschreibt auf Basis von 131 chemischen Analysen eine weitere Reihe von Diskriminationsdiagrammen für A-Typ Granite. Hohe Werte für  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}/\text{Mg}$ ,  $\text{Ga}/\text{Al}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Ce}$  und niedrige Werte für  $\text{CaO}$  und  $\text{Sr}$  erlauben eine Abgrenzung zu S,I und M-Typ Graniten. Die untersuchten Proben plotten meist genau an der Grenze der verschiedenen Felder (Abbildung 43). Lediglich bei den hohen Alkaligehalten in Kombination mit niedrigen  $\text{CaO}$ -Gehalten ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ ) zeigt sich eine Abweichung von S,I und M Typen.

Zusammenfassend lässt sich aus den Diskriminationsdiagrammen nach Pearce et al. (1984) und Whalen et al. (1987) trotz den Tendenzen zu A-Typen keine eindeutige Zuordnung des Reichenspitzgranits zu A-Typ Graniten feststellen. Aus den Unterschieden in den  $\text{Rb}/\text{Sr}$  Verhältnissen zum Tuxer Kern, lässt sich ein magmengenetischer Zusammenhang nicht ausschließen. Die hohen  $\text{Rb}$ -Gehalte, geringen  $\text{K}/\text{Rb}$  Verhältnisse, geringen  $\text{CaO}$ -Gehalte und die negative Barium Anomalie sind vielmehr Ausdruck einer Magmenfraktionierung im Zillertal-Venediger-Tuxer Magmensystem.

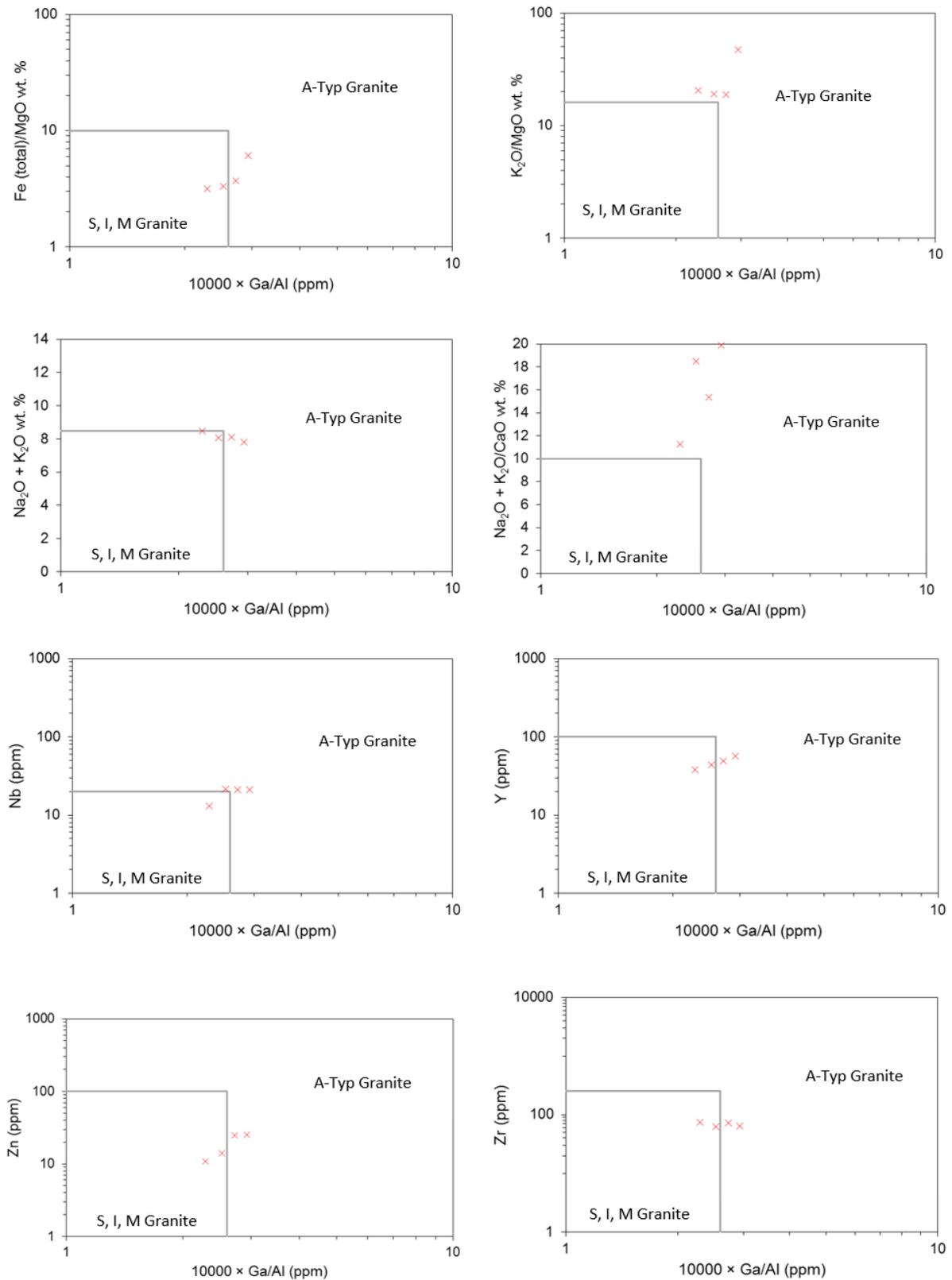


Abbildung 43: Diskriminationsdiagramme für Granitoide nach Whalen et al. (1987); In rot die analysierten Proben von der Nördlichen Zillerscharte.

## 5.2 Mineralogie und Petrographie

In der ausführlichen mineralogischen und petrologischen Beschreibung des Reichenspitze-Granits von Steiner (2018) wurden unter anderem EDX Messungen an einer Reihe von Zirkonen durchgeführt um die Zr- und Hf-Gehalte zu messen. Die Zr/Hf Verhältnisse sprechen für eine magmatische Bildung der Zirkone mit einem Trend zur spätmagmatischen Fraktionierung. Dies stimmt mit den zirkontypologischen Beobachtungen in Kapitel 4.4 überein.

Steiner beschreibt ebenso eine Epidot-Allanit-Zirkon-Thorit Mineralvergesellschaftung die oft Phosphate inkludiert und interpretiert sie als Neubildung während der Tauernkristallisation. Diese Vermutung wird von den in Kapitel 4.3.2 beschriebenen mineralogischen Untersuchungen bekräftigt. Es ist anzunehmen, dass es zu einer alpidischen, hydrothermal bedingten Reaktion des Epidots mit primären Monaziten unter der Bildung von sekundärem Allanit und Apatit kam. Unklar ist, in welchem Bezug die Zirkone mitsamt ihren Alterationsphasen zu dieser Mineralvergesellschaftung stehen. Auffallend ist, dass die Epidot-Allanit-Phosphat und die Zirkon-Y-Allanit Vergesellschaftungen immer in Verbindung mit Phosphaten auftreten. Nachdem die Zirkone häufig Apatit Einschlüsse aufweisen wird vermutet, dass in diesem Fall die feinen Apatitnadeln die Phosphatquelle für den Verdrängungsprozess darstellen.

Die Uraninite konnten im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht genauer mineralogisch untersucht werden. Aufgrund der erahnbaren Kristallflächen des Uraninits in 18PH5 (Abbildung 38) ist anzunehmen, dass es sich hierbei um einen primär magmatisch gebildeten, idiomorphen Uraninitkristall handelte, der durch Alterationsprozesse verändert wurde.

## 5.3 Zirkontypologie

Pupin (1980) versuchte die Zirkontypologie mit der Genese bzw. dem Typ der granitischen Muttergesteine zu korrelieren. Er beobachtete dabei, dass die „Alkalinität“ und die Temperatur der Schmelzen die wesentlichen Faktoren sind, welche die Ausbildung der verschiedenen Kristallflächen bestimmen. Bei hoch alkalischen Magmen sind die (101) Pyramidenflächen stärker ausgeprägt als die (211) Pyramidenflächen. Bei höheren Kristallisationstemperaturen dominieren die (100) Prismenflächen gegenüber den (110) Prismenflächen. Alkalinität und Temperatur werden durch Index A bzw. Index T beschrieben und sind die Achsen in einem Pupin Diagramm (Abbildung 44). Die unterschiedliche Ausprägung der Pyramiden- bzw. Prismenflächen bestimmt die Position in dem Diagramm mit den zugehörigen Indizes. Da oft mehrere Zirkontypen in einer Probe auftreten ist es sinnvoll eine Häufigkeitsverteilung darzustellen. Pupin zieht aus diesen Verteilungen in einem weiteren Schritt petrogenetische Schlüsse über die Herkunft der Magmen. Er unterscheidet zwischen (1) „granites of crustal origin“, (2) „granites of crustal and mantle origin“ (Hybride) und (3) „granites of mantle origin“. Unter die Gruppe (1) fallen hauptsächlich aluminiumreiche S-Typ Granite. Gruppe (2) beinhaltet kalkalkalische Granite, sowie subalkalische Granite und Gruppe (3) alkalische Granite. Diese Zusammenhänge sind ausschließlich empirisch abgeleitet und konnten bisher nicht experimentell bestätigt werden.

In Abbildung 45 ist eine Pupin Auswertung der untersuchten Zirkone dargestellt. Der Großteil der untersuchten Zirkone (Abbildung 45 ; 41 %) entspricht dem G-Typ in Pupins Klassifikation (Pupin 1980), gefolgt vom P-Typ (Abbildung 45; 29 %). Gegen Ende der magmatischen Differentiation konvergieren kalkalkalische bis alkalische Magmentypen zum G-Typ (Abbildung 46). Aus der Zirkontypologie ist demnach ebenso ein Trend zur hochgradigen magmatischen Differentiation abzuleiten. In der Pupin Klassifikation fallen die untersuchten Zirkone in die kalkalkalische Serie der Granitoide bei Kristallisationstemperaturen von 600°C bis 650°C. Die Magmen dieser Serie haben ihren Ursprung im Mantel und werden mit aufgeschmolzener Kruste kontaminiert.

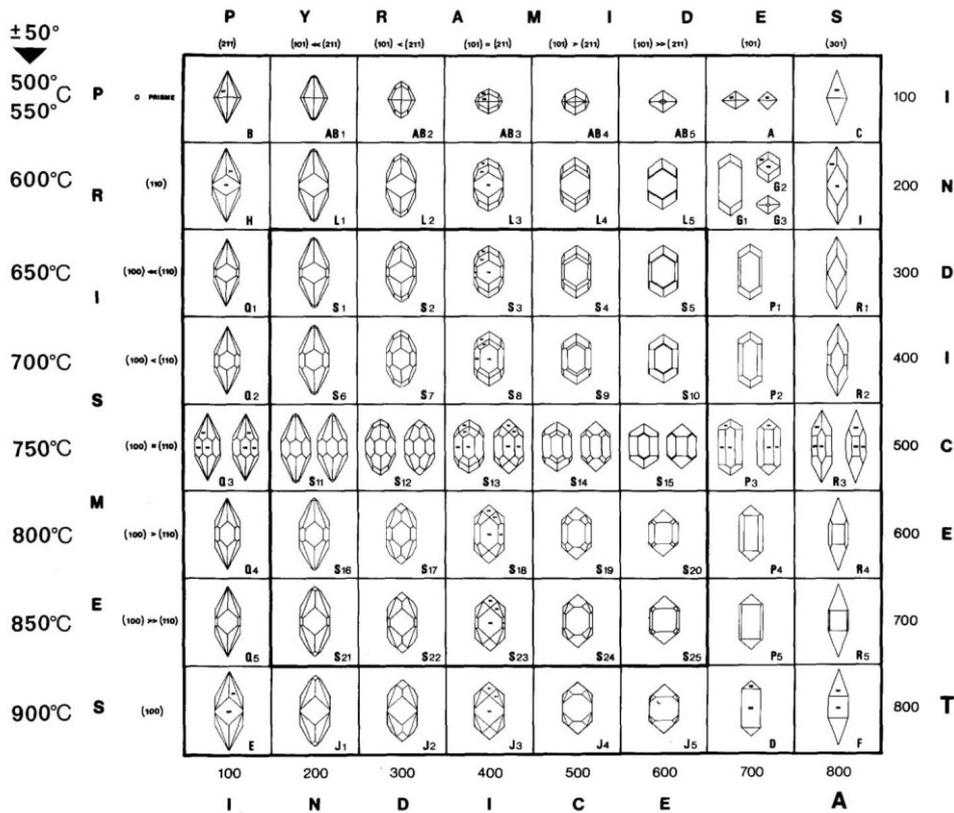


Abbildung 44 Pupin Diagramm mit Kristalltypen;  
 Indice A ist ein Maß für die Alkalinität einer Schmelze; Indice T ist ein Maß für die Temperatur;  
 Links sind die zugehörigen Kristallisationstemperaturen aufgetragen

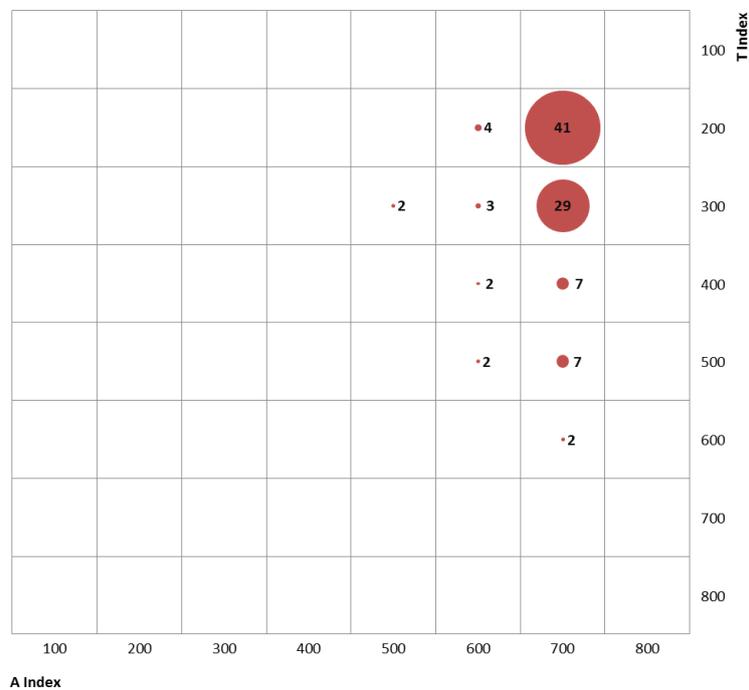


Abbildung 45: Pupin Diagramm der untersuchten Zirkone; T Index = Temperatur Index; A Index = Alkalinität Index;  
 Die roten Kreise symbolisieren die Häufigkeiten der einzelnen Kristallformen, die Zahlen daneben die relativen Häufigkeiten in Prozent.

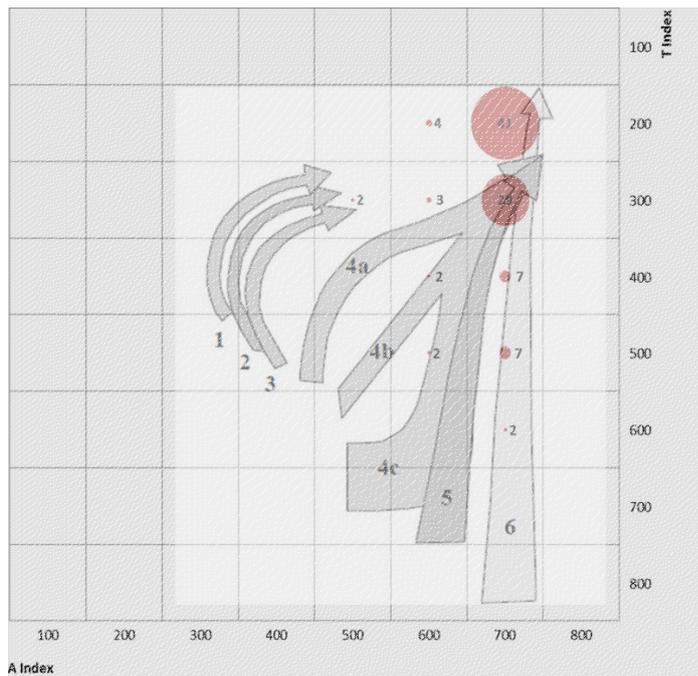


Abbildung 46: Pupin Diagramm mit magmengenetischer Einteilung; T=Temperatur Index; A = Alkalinität Index; 1,2,3 = S-Typ Granite (Aluminiumreich); 4a, 4b, 4c = kalkalkalische Granite; 5 = subalkalische Granite; 6= alkalische Granite; Die roten Kreise stellen die Häufigkeiten in Abbildung 45 dar.

Schermaier (1993) kommt bei seinen Untersuchungen an Zirkonen aus dem Tauernfenster auf ähnliche Ergebnisse. Der Reichenspitzgranit fällt nach seinen zirkontypologischen Untersuchungen unter die Gruppe C (Abbildung 47). Die in dieser Arbeit untersuchten Zirkone würden eher in die Gruppe D fallen. Gruppe D sind porphyrische high-K Granitoide aus dem östlichen Teil der Habachzunge und dem Felbertauern Augengneis.

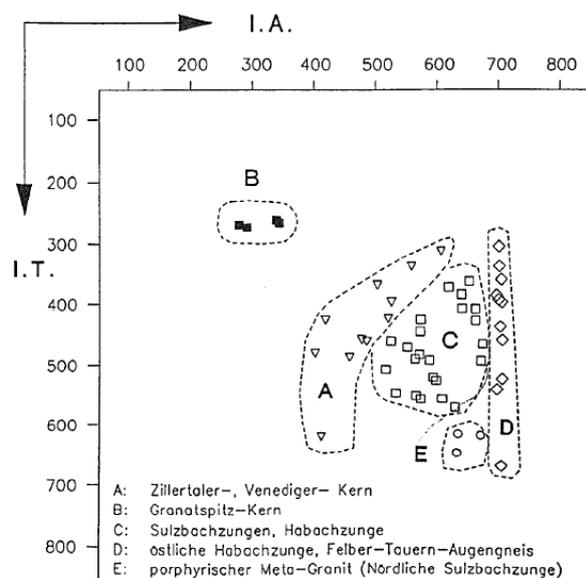


Abbildung 47: Pupin Auswertung von Zirkonen aus dem Tauernfenster (Schermaier 1993); Hier wird eine Einteilung in 5 Gruppen vorgenommen (A bis E).

## 5.4 Altersdatierung

Das berechnete Zirkonalter von  $292,2 \pm 0,68 \mid 3,9$  Ma hat eine gute statistische Grundlage und ist als Intrusionsalter des Reichenspitzgranits anzunehmen. Das von Besang et al. (1968) postulierte Alter von  $282 \pm 6$  Ma ist somit zehn Millionen Jahre zu jung. Dies liegt höchstwahrscheinlich am Ausdiffundieren von Argon, das zu systematisch jüngeren Altern nach der K-Ar Methode führt. Aus den Daten von Besang et al. (1968) wurde von Finger et al. (1993) eine Rb-Sr „whole rock“ Isochrone rekalkuliert, die ein Alter von  $292 \pm 6$  Ma gibt. Dieses Alter stimmt mit dem berechneten Zirkonalter überein und untermauert die Datierung des Reichenspitzgranits.

Im Tauernfenster wurden bereits zahlreiche radiometrische Datierungen an Zirkonen durchgeführt (Anhang Tabelle 6). Wie im geologischen Überblick (Kapitel 2.1 Intrusionsabfolge der Zentralgneise) beschrieben, wurden dabei vier magmatische Phasen im Zusammenhang mit der variszischen Orogenese unterschieden. Eine starke magmatische Aktivität im Unterperm mit großen Magmenvolumen wird dabei ebenso definiert. Darunter fallen der Tux Gneis mit  $292 \pm 2$  Ma (Veselá et al. 2011), der Zillertal Gneis mit  $295 \pm 3$  Ma (Cesare et al. 2002) und der Venediger Tonalit mit  $296 \pm 4$  Ma (Eichhorn et al. 2000), die allesamt kalkalkaline I-Typ Granitoide sind. Der Reichenspitzgranit ist somit magmengenetisch in Verbindung mit diesen kalkalkalinen I-Typ Granitoiden zu setzen. Insbesondere der Tux Gneis passt mit seinem Alter sehr gut zum gemessenen Alter des Reichenspitzgranits. Schermaier (1993) spricht sich noch gegen einen genetischen Zusammenhang der beiden Granite aus und begründet dies mit diskordanten Intrusionen des Reichenspitzgranits im Tux Gneis, die er an der Rosskarscharte beobachtete. Dies ist jedoch kein hinreichendes Argument, um einen magmengenetischen Zusammenhang auszuschließen. Anhand von eigenen Beobachtungen an der, direkt neben der Rosskarscharte gelegenen, Mannlkarscharte zeigen die aplitischen Gesteine oft unscharfe Kontakte zum Nebengestein und sind meist nicht eindeutig abgrenzbar (Abbildung 48).

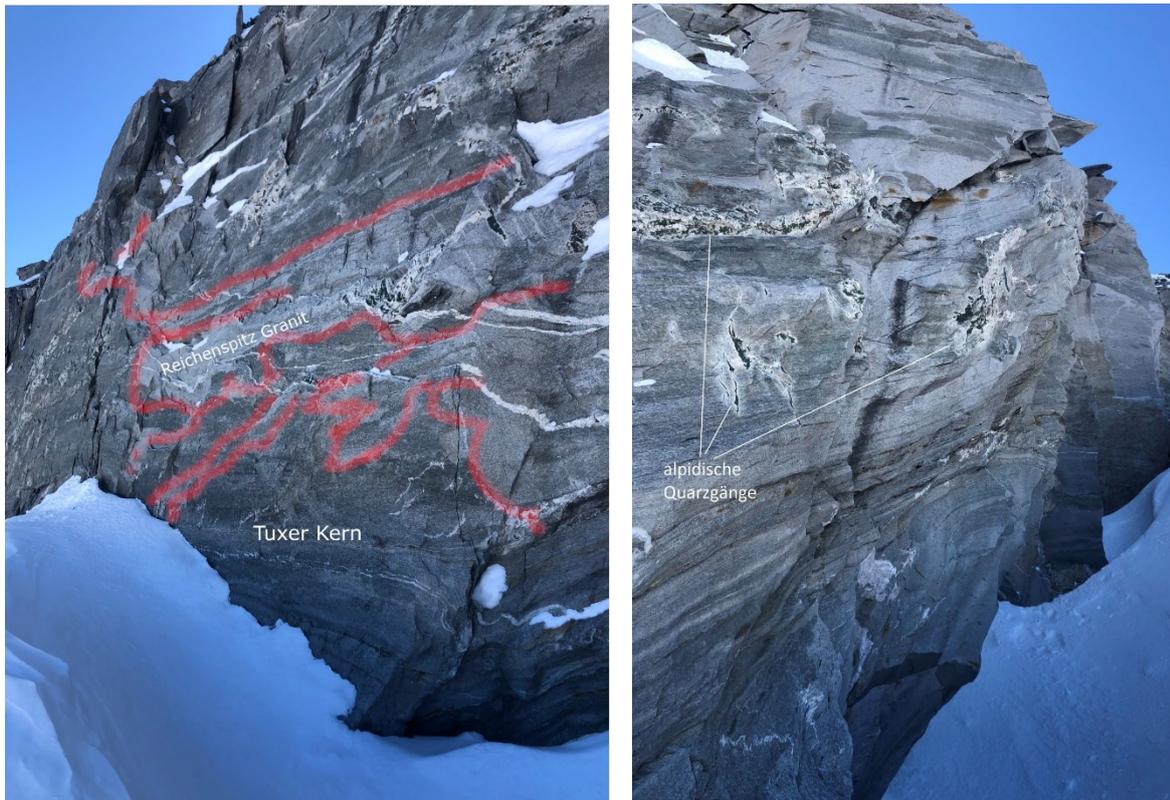


Abbildung 48: Aufschluss des Intrusionskontaktes zwischen Reichenspitzgranit (hell) und Tuxer Gneis (dunkel) an der Mannlkarscharte;  
 Links: Unscharfer Kontakt des Reichenspitzgranits zum Tuxer Kern (in rot angedeutet);  
 Rechts: Reichenspitzgranit mit Xenolithen, durchschlagen von alpidischen Quarzgängen;  
 Die rostbraunen Flecken sind hier ebenso zu erkennen.

Es ist daher anzunehmen, dass die Aplite von der Reichenspitze höher differenzierte Granitoide des Tuxer Magmensystems darstellen. Der Reichenspitzgranit ist als jüngste Intrusion im Dachbereich des Tuxer Kerns anzusehen. Finger et al. (1993) bezeichnet den Reichenspitzgranit ebenso als „high-level“ Pluton und interpretiert ihn als letzte Intrusion der intensiven frühpermischen magmatischen Phase im westlichen Tauernfenster. Die großen Magmenvolumen im Zillertal-Venediger und Tuxer Kern könnten auf eine Ablösung des lithosphärischen Mantels zurückzuführen sein (Finger et al. 1993; Veselá et al. 2011).

Die größtenteils polygenetischen Uraninite sind geochronologisch schwierig zu interpretieren, da bei diesen Uraniniten von keinem geschlossenen U-Th-Pb System auszugehen ist. Immerhin sind alle gemessenen Uraninitalter jünger als das vorgeschlagene unterpermische Kristallisationsalter des Muttergranitoids. Finger et al. (2017) unterscheidet, anhand von Untersuchungen an Uraniniten aus dem Tauernfenster, drei Uraninitgenerationen im Bereich von 265 Ma, 215 Ma und 29 Ma. Die polygenetischen Körner in der vorliegenden Arbeit sind jünger und können diesen Altersgruppen nicht zugeordnet werden. Lediglich an einem

Uraninitkorn (FM099) konnte im Kern ein durchschnittliches Alter von 219 Ma analysiert werden. Dieses Alter würde in den Bereich der vorgeschlagenen obertriassischen Phase von 215 Ma (Finger et al. 2017) fallen, die mit der Zerteilung Pangäas korreliert wird. Die jüngste Uraninitgeneration von 29 Ma (Finger et al. 2017) die mit der „Tauernkristallisation“ (Neoalpine Regionalmetamorphose) in Verbindung gebracht wird, konnte auch in dieser Arbeit bestätigt werden. Die hellen Rissfüllungen sind alpidische Rekristallisationen und zeigen konsistente Alter von  $29 \pm 5$  Ma. Die Epidot-Allanit-Phosphat Verdrängungsreaktion ist ebenso der Neoalpinen Regionalmetamorphose zuzuordnen. Das primäre Bildungsalter der Uraninite geht aus den bisherigen Untersuchungen nicht eindeutig hervor. Es wird jedoch eine primär syngenetische Bildung mit der Intrusion des Reichenspitzgranits vorgeschlagen.

## 5.5 Erzmineralogie und Lagerstättenmodell

Steiner (2018) beschreibt in seiner Arbeit zwei Typen von Molybdänitmineralisationen. Molybdänit liegt entweder disseminiert vor, oder ist an Quarzklüfte gebunden. Der disseminierte Typ konnte in dieser Arbeit bestätigt werden und wurde genauer untersucht. Ein Beispiel für diesen Mineralisationsstil ist in Abbildung 49 (links) zu sehen, wo Molybdänit fein verteilt im Gestein auftritt. Während Molybdänit häufig in rostbraunen Oxidationszonen in Form von Aggregaten vorkommt (Abbildung 49 rechts), liegt er hier unabhängig von einer derartigen Alteration vor. Dies spricht für eine primäre magmatische Bildung und eine spätere Remobilisierung der Metallsulfide.

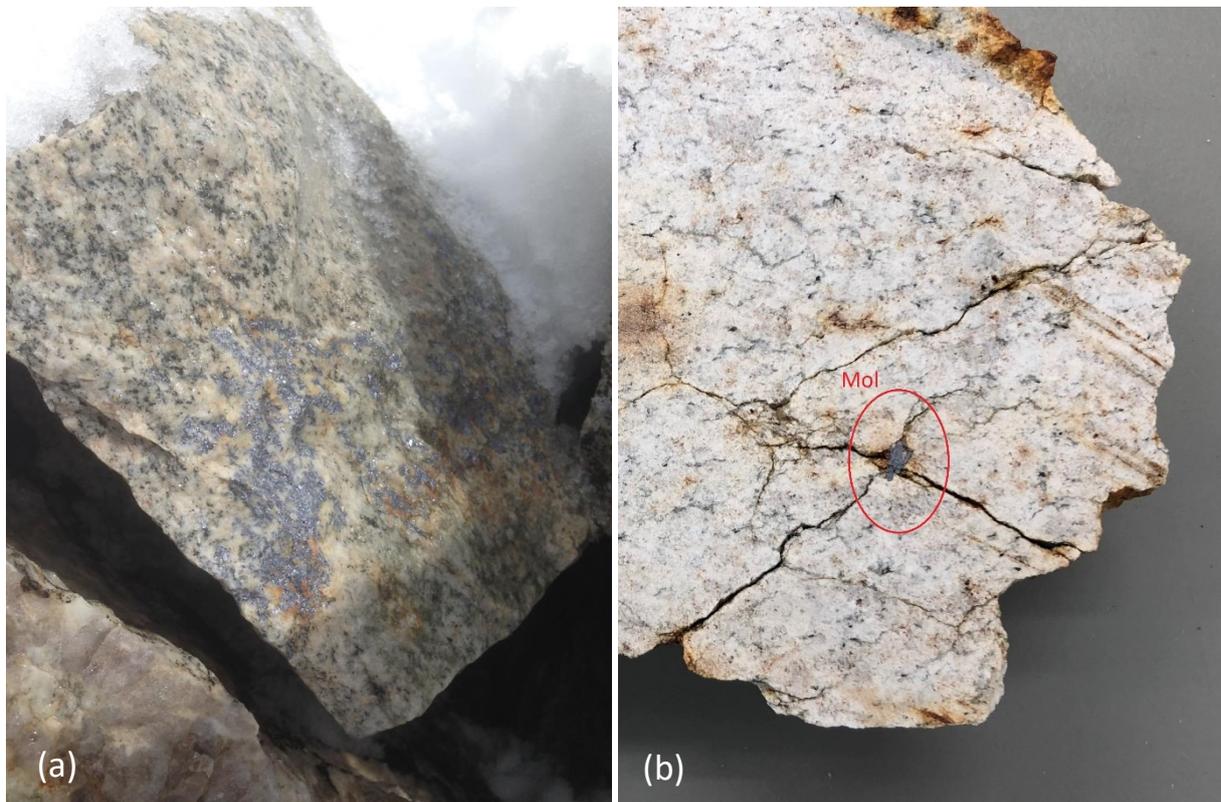


Abbildung 49: (a) Block mit disseminiertem Molybdänit; (b) Remobilisierte Molybdänit Aggregate

Steiner (2018) interpretiert das Molybdänvorkommen der Reichenspitze als polymetamorphe kalkalkaline porphyrische Molybdänlagerstätte, die mit einem ähnlichen Vorkommen namens Su Seinargiu in Sardinien vergleichbar ist. Als Anhaltspunkte dafür werden eine ähnliche Erzmineralogie und vergleichbare geochemische Signaturen genannt. Die für porphyrische Lagerstätten üblichen Alterationszonen können beim Molybdänvorkommen Reichenspitze

allerdings nicht beobachtet werden. Die mancherorts auftretende Chloritisierung ist vielmehr eine Folge der Neoalpinen grünschieferfaziellen Regionalmetamorphose.

Es ist allgemein bekannt, dass Molybdänit häufig an leukokrate Granitoide und aplitische Intrusionen gebunden ist. Solche Granite werden aufgrund ihrer geochemischen Signaturen oft für A-Typ Granite gehalten, obwohl sie manchmal nachweislich keine A-Typen sind (Whalen et al. 1987). Das Molybdänvorkommen Ackley in Neufundland ist ein solcher Fall. Hier ist Molybdänit an Aplite innerhalb des Ackley Batholiths gebunden (White 1940), die geochemisch als Granite oder Alaskite (analog zu Alkalifeldspatgranit) zu bezeichnen sind. Die Aplite sind dort aber keine A-Typen, sondern Spätkristallisationen im Dachbereich einer großen Magmenkammer (Kerr et al. 2009; Lynch et al. 2009). Diese Interpretation wird von einer Zirkonatdatierung der Aplite ( $377 \pm 3$  Ma; R. Tucker, 2008, nicht publiziert) in Verbindung mit einer Re-Os Molybdänitdatierung ( $379.6 \pm 1.7$  Ma; Lynch et al. 2009) gestützt, die eine syngenetische Lagerstättenbildung nahelegen. Die Lagerstättenbildung in Ackley ist jedoch noch nicht vollständig geklärt. Fraktionierte Kristallisation wird als wesentlicher Anreicherungsprozess für Molybdän angenommen. Auch der Beitrag einer Gasphase bei der Erzbildung wird diskutiert. Bei dieser Art von Lagerstättenbildung wird von pneumatolytischen Lagerstätten gesprochen. In der Abkühlungsphase eines Plutons entsteht im Dachbereich eine Restschmelze die an Metallen wie Zinn, Wolfram und Molybdän angereichert ist. Der Anteil an leichtflüchtigen Bestandteilen (F,Cl) steigt und es kommt zur Ausbildung aggressiver überkritischer Fluide, die das Ausgangsgestein metasomatisch überprägen. Die angereicherten Metalle fallen durch diesen metasomatischen Prozess aus. Höhere F- bzw. Cl-Gehalte und Gaseinschlüsse sind für pneumatolytische Lagerstätten charakteristisch.

Das Molybdänvorkommen Reichenspitze zeigt große Ähnlichkeiten zum Molybdänvorkommen Ackley. Beide Vorkommen sind an aplitische Intrusionen in großen Batholithen gebunden und zeigen geochemische Tendenzen zu A-Typ Graniten, die jedoch in beiden Fällen auf magmatische Fraktionierung zurückzuführen sind. Geochemische Analysen der aplitischen Intrusionen in Ackley zeigen eine Abreicherung der LREE (engl. light rare-earth elements), insbesondere Eu, relativ zu den umliegenden Graniten (Whalen 1983). Eine negative Europium Anomalie wurde auch an mineralisierten Apliten der Reichenspitze beschrieben (Steiner 2018). Es gibt aber auch mineralogische Ähnlichkeiten der beiden Molybdänvorkommen. In Ackley wurden genauso wie auf der Reichenspitze Allanit, Monazit

und zahlreiche andere Phosphatphasen in den Erzen beschrieben (Whalen 1983). In der erwähnten Publikation wird ebenso eine Anreicherung an Thorium relativ zum Ausgangsgestein erwähnt.

Die Anwesenheit von Fluorapatit und Fluorit (Schermaier 1993) in den Aplitgraniten der Reichenspitze spricht für den Beitrag einer fluorreichen Phase bei der Erzbildung. Die vereinzelt auftretenden Flüssigkeits- bzw. Gaseinschlüsse in den untersuchten Zirkonen könnten auf pneumatolytische Fluide hinweisen. Eine Analyse dieser Einschlüsse mittels Raman Sonde würde weitere Erkenntnisse über die Beschaffenheit der Fluide bzw. Gasphasen liefern.

Ein weiteres vergleichbares Molybdänvorkommen befindet sich im Schweizer Kanton Wallis im Baltschiedertal. Molybdänit kommt hier in Apliten und porphyrischen Gesteinen vor und ist häufig in braun-gelblichen Oxidationszonen zu finden. In den Erzen wurden unter anderem Fluorit, Epidot, Serizit und Granat beschrieben. Schon von Koenigsberger (1914) wurde der Molybdänglanz dort als pneumatolytisches Mineral interpretiert. Steck und Hügi (1970) setzen die Erzbildung in einen direkten Zusammenhang mit der spätmagmatischen Kristallisation der Aplite im Aargranit. Laut Steck und Hügi (1970) fiel der Molybdänit aus „Restlösungen“ der granitischen Schmelze aus.

Wie in der Einleitung erwähnt finden sich auch im Tauernfenster eine Reihe von Molybdänvorkommen. Der Molybdänit an der Alpeinerscharte (Melcher et al. 1996) im westlichen Tauernfenster ist an Quarzgänge gebunden und wurde mittels Re-Os Datierung (Langthaler et al. 2004) auf  $306,8 \pm 3,1$  Ma datiert. Dieses Alter entspricht in dem Intrusionsalter der umliegenden Granite von  $306,8 \pm 3,8$  Ma, weswegen hier eine granitische Lagerstättenbildung anzunehmen ist. An der Reichenspitze wurde noch keine Re-Os Datierung an Molybdänit vorgenommen die für weiterführende Untersuchungen unbedingt notwendig ist. Wenn das Molybdänvorkommen Reichenspitze wie angenommen ebenso syngenetischen Ursprungs ist, ist es 10 Ma jünger als die Alpeinerscharte. Ein genetischer Zusammenhang der beiden Molybdänvorkommen ist zu vermuten und wäre Gegenstand von weiterführenden Untersuchungen. Aufgrund der vorliegenden Daten kann eine Mineralisationsphase für Molybdän im Oberkarbon/Unterperm definiert werden, welche die Vorkommen auf der Alpeinerscharte und Reichenspitze umfasst. Festzuhalten ist, dass Molybdänit im Tauernfenster häufig in Verbindung mit leukokraten granitischen Gesteinen vorkommt.

Derartige geologische Verhältnisse werden in Schellgaden (Wieser et al. 2010), im Felbertal (Raith und Stein 2006) und in alten geologischen Aufnahmen in Ginzling im Zillertal (Kittl 1914) beschrieben. Um die Zusammenhänge in dem gesamten Molybdän-Erzbezirk Zentralgneis Supersuite im Tauernfenster zu verstehen, müssten die erwähnten Molybdänvorkommen genauer unter lagerstättenkundlichen Aspekten untersucht werden.

## 6 Schlussfolgerungen

Die Zirkondatierung ergibt ein Bildungsalter des Reichenspitzegranits von  $292,2 \pm 0,68$  | 3,9 Ma. Der Reichenspitzegranit ist somit kein A-Typ Granit, sondern magmengenetisch mit den kalkalkalinen I-Typ Graniten des Zillertal-Venediger-Tuxer Kerns in Verbindung zu setzen. Die Aplite sind hoch fraktionierte Phasen aus dem Dachbereich der Magmenkammer. Mit fortschreitender fraktionierter Kristallisation wurden leichtflüchtige Elemente (F,Cl) und Molybdän in der Schmelze angereichert. Während des variszischen Aufstiegs des Tauern-Batholiths, kam es zur Kristallisation der Aplite und zur syngenetischen Lagerstättenbildung durch die Ausfällung von Molybdänit aus metallführenden, möglicherweise pneumatolytischen Fluiden. Im Zuge der Neoalpidischen Regionalmetamorphose kam es zur Remobilisierung des disseminierten Molybdänits, der schließlich als sekundäre Mineralisation in Form von Aggregaten entlang von Scherzonen ausfiel. Indizien für alpidische hydrothermale Aktivität geben die jüngsten analysierten Uraninitphasen ( $29 \pm 5$  Ma) und die damit verbundene Epidot-Allanit-Phosphat Verdrängungsreaktion.

Das Molybdänvorkommen Reichenspitze wird als polymetamorphes pneumatolytisches Molybdänvorkommen interpretiert und zeigt große Ähnlichkeiten zum Molybdänvorkommen Ackley in Neufundland. Für die Bestätigung der vorgeschlagenen Metallogenese ist eine Re-Os Datierung des Molybdänits notwendig. Darüber hinaus sollten im Zuge weiterführender Untersuchungen die Fortsetzungen der Molybdänitmineralisation im Westen der Reichenspitze, aber auch im Osten verfolgt werden. Mineraliensammler berichten zum Beispiel von Molybdänitfunden am Seebachsee im Obersulzbachtal, der in direkter Verlängerung des Molybdän-Erz-Zuges steht.

## 7 Literaturverzeichnis

- Besang, C.; Harre, W.; Karl, F.; Kreuzer, H.; Lenz, H.; Müller, R.; Wendt, I. (1968): Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). In: *Geol. JB.* 68, S. 835–844.
- Cesare, B.; Rubatto, D.; Hermann, J.; Barzi, L. (2002): Evidence for Late Carboniferous subduction-type magmatism in mafic-ultramafic cumulates of the SW Tauern window (Eastern Alps). In: *Contrib Mineral Petrol* 142 (4), S. 449–464. DOI: 10.1007/s004100100302.
- Eichhorn, R.; Loth, G.; Höll, R.; Finger, F.; Schermaier, A.; Kennedy, Allen (2000): Multistage Variscan magmatism in the central Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data. In: *Contrib Mineral Petrol* 139 (4), S. 418–435. DOI: 10.1007/s004100000145.
- Finger, F.; Frasl, G.; Haunschmid, B.; Lettner, H.; v. Quadt, A.; Schermaier, A. et al. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith. In: J. F. Raumer und Franz Neubauer (Hg.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 375–391.
- Finger, F.; Waitzinger, M.; Förster, H. J.; Kozlik, M.; Raith, J. G. (2017): Identification of discrete low-temperature thermal events in polymetamorphic basement rocks using high spatial resolution FE-SEM-EDX U-Th-Pb dating of uraninite microcrystals. In: *Geology* 45 (11), S. 991–994. DOI: 10.1130/G39370.1.
- Heinisch, H.; Pestal, G.; Reitner, J. M.; Ahl, A. (2015): *Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel*. Wien: Geologische Bundesanstalt (GBA).
- Johannsen, A. (1931): *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*. In: *Chicago University Press* Vol. 1, 267 ff. DOI: 10.1038/129636a0.
- Karl, F. (1962): *Geologische Aufnahmen 1962 auf Blatt Zell. a. z. (150) und Krimml (151)*. Geologische Bundesanstalt.
- Karl, F.; Schmidegg, O. (1979): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Kartenblatt 151 Krimml*.
- Kebede, Tesfaye; Klötzli, Urs; Kosler, Jan; Skiöld, Torbjörn (2005): Understanding the pre-Variscan and Variscan basement components of the central Tauern Window, Eastern Alps (Austria): constraints from single zircon U-Pb geochronology. In: *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 94 (3), S. 336–353. DOI: 10.1007/s00531-005-0487-y.
- Kerr, A.; Nostrand, T.; Dickson, W., L.; Lynch, E., P. (2009): Molybdenum and tungsten in Newfoundland: A geological overview and a summary of recent exploration developments. In: *Current Research (2009) Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources Report 09-1*, S. 43–80.
- Kittl, E. (1914): Über das Vorkommen von Molybdänglanz in Ginzling in Tirol (Zillertal). In: *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, S. 143–148.

Koenigsberger, J. (1914): Molybdänglanz im Aaregranit. In: *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, S. 493–494.

Langthaler, K. J.; Raith, J. G.; Cornell, D. H.; Stein, H. J.; Melcher, F. (2004): Molybdenum mineralization at Alpeiner Scharte, Tyrol (Austria): results of in-situ U/Pb zircon and Re/Os molybdenite dating. In: *Mineralogy and Petrology* 82 (1-2), S. 33–64. DOI: 10.1007/s00710-004-0048-2.

Lynch, E. P.; Feely, M.; Wilton, D., H., C.; Selby, D. (2009): New constraints on the timing of molybdenite mineralization in the Devonian Ackley Granite Suite, southeastern Newfoundland: preliminary results of Re-Os geochronology. In: *Current Research (2009) Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources Report 09-1*, S. 225–234.

Melcher, F.; Prochaska, W.; Raith, J. G.; Saini-Eidukat, B. (1996): The metamorphosed molybdenum vein-type deposit of the Alpeinerscharte, Tyrol (Austria) and its relation to Variscan granitoids. In: *Mineral. Deposita* 31 (4), S. 277–289. DOI: 10.1007/BF02280792.

Middlemost, Eric A.K. (1994): Naming materials in the magma/igneous rock system. In: *Earth-Science Reviews* 37 (3-4), S. 215–224. DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9.

Paar, W.; Koepfel, V. (1978): The 'pitchblende-nodule-assemblage' of Mitterberg (Salzburg, Austria). In: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 131(3), S. 254–271.

Paton, Chad; Hellstrom, John; Paul, Bence; Woodhead, Jon; Hergt, Janet (2011): lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. In: *J. Anal. At. Spectrom.* 26 (12), S. 2508. DOI: 10.1039/c1ja10172b.

Paton, Chad; Woodhead, Jon D.; Hellstrom, John C.; Hergt, Janet M.; Greig, Alan; Maas, Roland (2010): Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. In: *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11 (3), n/a-n/a. DOI: 10.1029/2009GC002618.

Pearce, JULIAN A.; Harris, NIGEL B. W.; Tindle, ANDREW G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. In: *J Petrology* 25 (4), S. 956–983. DOI: 10.1093/petrology/25.4.956.

Pollington, Anthony D.; Baxter, Ethan F. (2010): High resolution Sm–Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. In: *Earth and Planetary Science Letters* 293 (1-2), S. 63–71. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.02.019.

Pupin, J. P. (1980): Zircon and granite petrology. In: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, S. 207–220.

Raith, Johann G.; Stein, Holly J. (2006): Variscan ore formation and metamorphism at the Felbertal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralisation from Re–Os dating of molybdenite. In: *Contrib Mineral Petrol* 152 (4), S. 505–521. DOI: 10.1007/s00410-006-0118-z.

Reimink, Jesse R.; Davies, Joshua H. F. L.; Waldron, John W. F.; Rojas, Xavier (2016): Dealing with discordance: a novel approach for analysing U–Pb detrital zircon datasets. In: *Journal of the Geological Society* 173 (4), S. 577–585. DOI: 10.1144/jgs2015-114.

Schermaier, A. (1993): Gliederung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster. Geologie - Petrographie - Zirkontypologie - Geochemie. Dissertation. Universität Salzburg, Salzburg. Naturwissenschaftlichen Fakultät.

- Schmid, Stefan M.; Fgenschuh, Bernhard; Kissling, Eduard; Schuster, Ralf (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. In: *Eclogae geol. Helv.* 97 (1), S. 93–117. DOI: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- Schmid, Stefan M.; Scharf, Andreas; Handy, Mark R.; Rosenberg, Claudio L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. In: *Swiss J Geosci* 106 (1), S. 1–32. DOI: 10.1007/s00015-013-0123-y.
- Smye, A. J.; Bickle, M. J.; Holland, T. J. B.; Parrish, R. R. & Condon, D. J. (2011): Rapid formation and exhumation of youngest Alpine eclogites: A thermal conundrum to Barrovian metamorphism. In: *Earth and Planetary Science Letters* 306, S. 193–204.
- Sonntag, Andreas; Bracke, Guido; Loeschke, Gerd; Satir, Muharrem (1997): Untersuchungen an Zirkonen aus dem Fylsch der Karawanken: Ihre Bedeutung für potentielle Liefergebiete und paläogeographische Fragen. In: *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt* 140, S. 251–273.
- Steck, A.; Hügi, T. (1970): Das Auftreten des Molybdänglanzes im westlichen Aarmassiv und Molybdängehalte von Gesteinen der gleichen Region. In: *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, S. 257–276.
- Steiner, T. M. C. (2018): Aplite Hosted Reichenspitz-Type Molybdenite Mineralization in the Central Tauern Window, Salzburg/Tyrol. Masterarbeit. Montanuniversität Leoben, Leoben. Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre.
- Suzuki, Kazuhiro; Adachi, Mamoru; Tanaka, Tsuyoshi (1991): Middle precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. In: *Sedimentary Geology* 75 (1-2), S. 141–147. DOI: 10.1016/0037-0738(91)90055-I.
- Vavra, G.; Hansen, B. T. (1991): Cathodoluminescence studies and U/Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: Implications for the Penninic basement evolution. In: *Geologische Rundschau* 68, S. 703–715.
- Vermeesch, Pieter (2018): IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. In: *Geoscience Frontiers* 9 (5), S. 1479–1493. DOI: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.
- Veselá, Petra; Söllner, Frank; Finger, Friedrich; Gerdes, Axel (2011): Magmato-sedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zircon dating and geochemistry). In: *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 100 (5), S. 993–1027. DOI: 10.1007/s00531-010-0596-0.
- Weber, L.; Lipiarski, P.; Schedl, A.; Heger, H.; Reischer, J. (2019): IRIS Online – Interaktives Rohstoffinformationssystem für Österreich. Geologische Bundesanstalt. Online verfügbar unter <https://geolba.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=ef8095943a714d7893d41f02ec9c156d>.
- Wetherill, George W. (1956): Discordant uranium-lead ages, I. In: *Trans. AGU* 37 (3), S. 320. DOI: 10.1029/TR037i003p00320.
- Whalen, J. B. (1983): The Ackley City Batholith, southeastern Newfoundland: Evidence for crystal versus liquid-state fractionation. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47 (8), S. 1443–1457. DOI: 10.1016/0016-7037(83)90303-4.

Whalen, Joseph B.; Currie, Kenneth L.; Chappell, Bruce W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. In: *Contrib Mineral Petrol* 95 (4), S. 407–419. DOI: 10.1007/BF00402202.

White, Donald Edward (1940): The molybdenite deposits of the Rencontre East area, Newfoundland. In: *Economic Geology* 35 (8), S. 967–995. DOI: 10.2113/gsecongeo.35.8.967.

Wieser, B.; Raith, J. G.; Thöni, M.; Cornell, D. H.; Stein, H. J.; Paar, W. (2010): In-situ trace element and ID-TIMS Sm-Nd analysis of scheelite and Re-Os dating of molybdenite at Schellgaden, a Au-(W) deposit in the Eastern Alps, Austria. (Abstract). In: *Pangeo Austria 2010 Geowissenschaften - Grundlagen und Anwendung*, S. 253–254.

## 8 Anhang

### Probenliste

| Zirkondatierung   |                      |           |                |                 |                               |                     |
|-------------------|----------------------|-----------|----------------|-----------------|-------------------------------|---------------------|
| Probenbezeichnung | Koordinaten (WGS 84) |           | Schliffe       | Zirkonpräparate | Aufbereitete Probenmenge (kg) | Probennehmer        |
|                   | x                    | y         |                |                 |                               |                     |
| 20PH01            | 47.117242            | 12.119836 | 20PH01 a,b,c,d | x               | 2,67                          | Melcher/Doppelmayer |
| 20PH02            | 47.117233            | 12.119704 | 20PH02 a,b     | x               | 1,90                          | Melcher/Doppelmayer |
| 20PH03            | 47.117222            | 12.119645 | -              | -               | -                             | Melcher/Doppelmayer |
| 20PH04            | 47.116171            | 12.118754 | 20PH04 a,b,c   | x               | 2,29                          | Melcher/Doppelmayer |
| 20PH05            | 47.116107            | 12.118740 | 20PH05 a,b     | x               | 0,92                          | Melcher/Doppelmayer |

| Uraninitdatierung |                      |            |          |                   |                 |
|-------------------|----------------------|------------|----------|-------------------|-----------------|
| Probenbezeichnung | Koordinaten (WGS 84) |            | Schliffe | Uraninitdatierung | Probennehmer    |
|                   | x                    | y          |          |                   |                 |
| 18PH5             | 47.111975            | 12.112997  | 18PH5    | x                 | Melcher/Steiner |
| 18ZT2             | 47.1362167           | 12.1331162 | 18ZT2    | x                 | Steiner         |
| FM099             | 47.122955            | 12.128956  | FM099    | x                 | Melcher         |

### RFA Analysen

| Probe                          | -   | 20PH01      | 20PH02      | 20PH04      | 20PH05      |
|--------------------------------|-----|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Gestein                        | -   | RG          | RG          | RG          | RG          |
| Alter                          | Ma  | 292,8 ± 3,9 | 287,9 ± 3,9 | 292,6 ± 4,0 | 292,6 ± 4,0 |
| SiO <sub>2</sub>               | %   | 77,9        | 79,0        | 79,4        | 77,0        |
| TiO <sub>2</sub>               | %   | 0,1         | 0,1         | 0,1         | 0,1         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | %   | 12,9        | 12,7        | 12,2        | 13,5        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | %   | 1,3         | 1,1         | 0,8         | 1,1         |
| MnO                            | %   | 0,0         | 0,0         | 0,0         | 0,0         |
| CaO                            | %   | 0,5         | 0,4         | 0,4         | 0,8         |
| MgO                            | %   | 0,3         | 0,2         | 0,1         | 0,2         |
| Na <sub>2</sub> O              | %   | 3,5         | 3,6         | 3,6         | 3,6         |
| K <sub>2</sub> O               | %   | 4,6         | 4,6         | 4,3         | 4,9         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | %   | 0,0         | 0,0         | 0,0         | 0,1         |
| LOI                            | %   | 0,6         | 0,5         | 0,3         | 0,3         |
| Summe                          | %   | 101,8       | 102,4       | 101,2       | 101,7       |
| Ba                             | ppm | 182         | 204         | 141         | 233         |
| Ce                             | ppm | <51         | <51         | <51         | <51         |
| Co                             | ppm | 4           | <3          | 4           | <3          |
| Cr                             | ppm | <7          | 9           | <7          | <7          |
| Cu                             | ppm | 33          | 75          | 10          | 42          |
| Ga                             | ppm | 19          | 17          | 19          | 16          |
| La                             | ppm | <35         | <35         | <35         | <35         |
| Nb                             | ppm | 21          | 21          | 21          | 13          |
| Ni                             | ppm | <3          | <3          | <3          | <3          |
| Pb                             | ppm | 172         | 90          | 65          | 49          |
| Rb                             | ppm | 155         | 147         | 171         | 167         |
| Sr                             | ppm | 73          | 79          | 40          | 75          |
| Th                             | ppm | 18          | 15          | 20          | 17          |
| V                              | ppm | 6           | 7           | <6          | <6          |
| Y                              | ppm | 48          | 44          | 56          | 37          |
| Zn                             | ppm | 25          | 14          | 25          | 11          |
| Zr                             | ppm | 71          | 63          | 64          | 74          |
| Rb/Sr                          | -   | 2,1         | 1,9         | 4,3         | 2,2         |

Tabelle 4: RFA Analysen der Proben von der nördlichen Zillerscharte; RG = Reichenspitze Granit; < x steht für unter der Nachweisgrenze x.

| Probe              | 20PH01       |               | 20PH02       |               | 20PH04       |               | 20PH05       |               |
|--------------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|---------------|
|                    | wt. (%) norm | vol. (%) norm |
| Einheit            |              |               |              |               |              |               |              |               |
| <b>Quartz</b>      | 37,6         | 37,6          | 38,5         | 38,5          | 40,9         | 40,7          | 34,7         | 34,7          |
| <b>Plagioclase</b> | 32,1         | 32,3          | 32,1         | 32,4          | 31,8         | 32,0          | 33,8         | 33,9          |
| <b>Orthoclase</b>  | 27,1         | 28,1          | 26,4         | 27,3          | 25,2         | 26,0          | 28,7         | 29,6          |
| <b>Corundum</b>    | 1,1          | 0,7           | 1,0          | 0,7           | 1,0          | 0,7           | 0,9          | 0,6           |
| <b>Hypersthene</b> | 0,6          | 0,5           | 0,6          | 0,5           | 0,2          | 0,2           | 0,6          | 0,5           |
| <b>Rutile</b>      | 0,1          | 0,0           | 0,1          | 0,1           | 0,1          | 0,1           | 0,1          | 0,1           |
| <b>Ilmenite</b>    | 0,0          | 0,0           | 0,1          | 0,0           | 0,0          | 0,0           | 0,0          | 0,0           |
| <b>Hematite</b>    | 1,3          | 0,7           | 1,1          | 0,6           | 0,8          | 0,4           | 1,1          | 0,5           |
| <b>Apatite</b>     | 0,1          | 0,1           | 0,1          | 0,1           | 0,1          | 0,0           | 0,1          | 0,1           |
| <b>Total</b>       | 100,0        | 100,0         | 100,0        | 100,0         | 100,0        | 100,0         | 100,0        | 100,0         |

*Tabelle 5: Normativer Mineralbestand der Proben von der Nördlichen Zillerscharte. Die Berechnung erfolgte laut CIPW Norm. Es wurden die Rechenschritte nach Johannsen (1931) angewandt. Der Albit wird dem Plagioklas zugerechnet.*

| Nr | Fundort  | Gestein   | Magmatisches Protolithalter [Methode]                                | Referenz                 |
|----|--|---|--|--------------------------|
| 1  | Sandeben südlich<br>Abretterkopf                 | Migmatitgneis (in situ Anatexit)                            | 343 ± 5 Ma 207Pb/235U; 342 ± 5 Ma 206Pb/238U<br>[SHRIMP U-Pb Zirkon] | EICHHORN et al., 2000    |
| 2  | Meßlingkogel Augengneis                          | A-Typ (Felbertauerneis)                                     | 341 ± 5 Ma 207Pb/235U; 340 ± 4 Ma 206Pb/238U<br>[SHRIMP U-Pb Zirkon] | EICHHORN et al., 2000    |
| 3  | Zemmgrund  | Hochsteg Orthogneis / Durbachit-Typ<br>(Ahorn-Kern)         | 335 ± 1,5 Ma [LA-ICP-MS U-Pb Zirkon]                                 | VESELÁ et al., 2011      |
| 4  | Matreier Tauerntal                               | Raneburg Knorrkogelgneis, I-Typ                             | 334 ± 8 Ma [U-Pb Zirkon, oberer Schnittpunkt]                        | FINGER & VON QUADT, 1993 |
| 5  | Amertal  | nahe Tauerntunnel Granitgneis, S-Typ<br>(Granatspitz-Kern)  | 314 ± 1 Ma [ID-TIMS U-Pb Zirkon]                                     | KEBEDE et al., 2005      |
| 6  | Hornspitze,<br>Trattenbachgletscher,<br>Südtirol | Ultramafitit, kalkalkalisches Kumulat<br>(Zillertaler-Kern) | 309 ± 5 Ma [U-Pb Zirkon]   | CESARE et al., 2002      |
| 7  | Habachtal, bei 1.960 m                           | Tonalitgneis, I-Typ (Zillertaler-Kern)                      | 296 ± 4 Ma [SHRIMP U-Pb Zirkon]                                      | EICHHORN et al., 2000    |
| 8  | Hornspitze,<br>Trattenbachgletscher,<br>Südtirol | Granodioritgneis, I-Typ (Zillertaler-<br>Kern)              | 295 ± 3 Ma [U-Pb Zirkon]   | CESARE et al., 2002      |
| 9  | Schlegeisspeicher<br>Granodioritgneis            | I-Typ (Tuxer-Kern)  | 292 ± 2 Ma [LA-ICP-MS U-Pb Zirkon]                                   | VESELÁ et al., 2011      |

Tabelle 6: Durchgeführte Altersdatierungen an Zentralgneisen in den Hohen Tauern aus Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Kitzbühel (Heinisch et al. 2015).

| Probe  | Messpunkt | Zirkon            | Zone | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 2SE Fehler | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 2SE Fehler | Alter ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) [Ma] | Alter 2SE Fehler [Ma] | Diskordanz (%) | Total U ( $\mu\text{g/g}$ ) |
|--------|-----------|-------------------|------|----------------------------------|---|----------------------------------|---|---|-----------------------|----------------|-----------------------------|
| 20PH01 | DD01_1    | 21DD01_gr_01_zr1  | K    | 0,310                            | 0,0069                                      | 0,044                            | 0,0008                                      | 275   | 4,9                   | -0,4           | 587                         |
| 20PH01 | DD01_2    | 21DD01_gr_01_zr3  | R    | 0,327                            | 0,0036                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 289   | 2,1                   | -0,7           | 660                         |
| 20PH01 | DD01_3    | 21DD01_gr_01_zr4  | R    | 0,336                            | 0,0046                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 292   | 1,7                   | 0,7            | 318                         |
| 20PH01 | DD01_4    | 21DD01_gr_01_zr5  | R    | 0,335                            | 0,0043                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 293   | 2,5                   | 0,1            | 559                         |
| 20PH01 | DD01_5    | 21DD01_gr_01_zr6  | R    | 0,327                            | 0,0029                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 289   | 1,9                   | -0,5           | 1664                        |
| 20PH01 | DD01_6    | 21DD01_gr_01_zr8  | R    | 0,294                            | 0,0026                                      | 0,041                            | 0,0002                                      | 259   | 1,4                   | 1,2            | 2388                        |
| 20PH01 | DD01_7    | 21DD01_gr_01_zr9  | R    | 0,334                            | 0,0030                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 294   | 1,6                   | -0,4           | 1761                        |
| 20PH01 | DD01_8    | 21DD01_gr_01_zr10 | R    | 0,223                            | 0,0046                                      | 0,031                            | 0,0006                                      | 195   | 3,7                   | 4,5            | 3120                        |
| 20PH01 | DD01_9    | 21DD01_gr_01_zr12 | R    | 0,332                            | 0,0042                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 293   | 1,7                   | -0,7           | 602                         |
| 20PH01 | DD01_10   | 21DD01_gr_01_zr15 | R    | 0,300                            | 0,0039                                      | 0,042                            | 0,0004                                      | 263   | 2,4                   | 1,3            | 1626                        |
| 20PH01 | DD01_11   | 21DD01_gr_01_zr16 | R    | 0,310                            | 0,0025                                      | 0,043                            | 0,0003                                      | 274   | 1,5                   | 0,0            | 1817                        |
| 20PH01 | DD01_12   | 21DD01_gr_01_zr17 | R    | 0,256                            | 0,0030                                      | 0,036                            | 0,0004                                      | 225   | 2,3                   | 2,8            | 2556                        |
| 20PH01 | DD01_13   | 21DD01_gr_01_zr18 | R    | 0,269                            | 0,0022                                      | 0,037                            | 0,0002                                      | 237   | 1,2                   | 2,1            | 2395                        |
| 20PH01 | DD01_14   | 21DD01_gr_01_zr19 | K    | 0,335                            | 0,0036                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 292   | 2,0                   | 0,5            | 1212                        |
| 20PH01 | DD01_15   | 21DD01_gr_01_zr21 | R    | 0,252                            | 0,0019                                      | 0,035                            | 0,0002                                      | 223   | 1,1                   | 2,3            | 3075                        |
| 20PH01 | DD01_16   | 21DD01_gr_01_zr24 | R    | 0,342                            | 0,0030                                      | 0,048                            | 0,0002                                      | 300   | 1,4                   | -0,3           | 954                         |
| 20PH01 | DD01_17   | 21DD01_gr_01_zr25 | R    | 0,340                            | 0,0031                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 296   | 1,6                   | 0,5            | 1359                        |
| 20PH01 | DD01_18   | 21DD01_gr_01_zr26 | R    | 0,334                            | 0,0027                                      | 0,047                            | 0,0002                                      | 294   | 0,9                   | -0,3           | 1082                        |
| 20PH01 | DD01_19   | 21DD01_gr_01_zr28 | R    | 0,335                            | 0,0029                                      | 0,046                            | 0,0002                                      | 293   | 1,3                   | 0,1            | 1510                        |
| 20PH01 | DD01_20   | 21DD01_gr_01_zr29 | R    | 0,335                            | 0,0035                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 292   | 1,7                   | 0,6            | 1153                        |
| 20PH01 | DD01_21   | 21DD01_gr_01_zr30 | R    | 0,337                            | 0,0030                                      | 0,047                            | 0,0001                                      | 295   | 0,9                   | 0,1            | 1215                        |
| 20PH01 | DD01_22   | 21DD02_gr_01_zr31 | R    | 0,318                            | 0,0029                                      | 0,044                            | 0,0004                                      | 277   | 2,5                   | 1,1            | 1653                        |
| 20PH01 | DD01_23   | 21DD02_kl_01_zr1  | R    | 0,300                            | 0,0022                                      | 0,040                            | 0,0004                                      | 256   | 2,3                   | 4,0            | 3313                        |
| 20PH01 | DD01_24   | 21DD02_kl_01_zr4  | R    | 0,277                            | 0,0034                                      | 0,038                            | 0,0004                                      | 241   | 2,4                   | 3,0            | 3302                        |
| 20PH01 | DD01_25   | 21DD02_kl_01_zr6  | R    | 0,328                            | 0,0022                                      | 0,046                            | 0,0002                                      | 288   | 1,0                   | 0,1            | 2358                        |
| 20PH01 | DD01_26   | 21DD02_kl_01_zr9  | R    | 0,329                            | 0,0029                                      | 0,043                            | 0,0002                                      | 274   | 1,3                   | 4,9            | 2275                        |
| 20PH01 | DD01_27   | 21DD02_kl_01_zr10 | R    | 0,310                            | 0,0055                                      | 0,042                            | 0,0004                                      | 264   | 2,5                   | 3,7            | 2224                        |
| 20PH01 | DD01_28   | 21DD02_kl_01_zr11 | R    | 0,337                            | 0,0041                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 294   | 1,9                   | 0,2            | 1201                        |
| 20PH01 | DD01_29   | 21DD02_kl_01_zr14 | R    | 0,281                            | 0,0031                                      | 0,039                            | 0,0004                                      | 246   | 2,4                   | 1,9            | 2617                        |
| 20PH01 | DD01_30   | 21DD02_kl_01_zr16 | R    | 0,336                            | 0,0030                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 293   | 1,6                   | 0,4            | 988                         |

Tabelle 7: Messergebnisse der LAICPMS Messungen an den analysierten Zirkonen; Probe 20PH01 ; Zone: K = Kern; R = Rand

| Probe  | Messpunkt | Zirkon            | Zone | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 2SE Fehler | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 2SE Fehler | Alter ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) [Ma] | Alter 2SE Fehler [Ma] | Diskordanz (%) | Total U ( $\mu\text{g/g}$ ) |
|--------|-----------|-------------------|------|----------------------------------|---|----------------------------------|---|---|-----------------------|----------------|-----------------------------|
| 20PH02 | DD02_1    | 21DD01_gr_02_zr1  | K    | 0,327                            | 0,0041                                      | 0,045                            | 0,0004                                      | 286   | 2,4                   | 0,2            | 420                         |
| 20PH02 | DD02_2    | 21DD01_gr_02_zr2  | K    | 0,328                            | 0,0057                                      | 0,045                            | 0,0005                                      | 286   | 2,9                   | 0,6            | 533                         |
| 20PH02 | DD02_3    | 21DD01_gr_02_zr3  | R    | 0,329                            | 0,0050                                      | 0,046                            | 0,0005                                      | 288   | 2,8                   | 0,2            | 771                         |
| 20PH02 | DD02_4    | 21DD01_gr_02_zr4  | K    | 0,325                            | 0,0068                                      | 0,045                            | 0,0009                                      | 286   | 5,2                   | -0,2           | 695                         |
| 20PH02 | DD02_5    | 21DD01_gr_02_zr5  | K    | 0,325                            | 0,0047                                      | 0,045                            | 0,0006                                      | 286   | 3,4                   | -0,2           | 1167                        |
| 20PH02 | DD02_6    | 21DD01_gr_02_zr6  | R    | 0,333                            | 0,0035                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 292   | 2,2                   | 0,0            | 1623                        |
| 20PH02 | DD02_7    | 21DD01_gr_02_zr7  | R    | 0,195                            | 0,0029                                      | 0,027                            | 0,0003                                      | 173   | 2,2                   | 4,4            | 7210                        |
| 20PH02 | DD02_8    | 21DD01_gr_02_zr8  | K    | 0,300                            | 0,0048                                      | 0,042                            | 0,0006                                      | 263   | 3,8                   | 1,1            | 2159                        |
| 20PH02 | DD02_9    | 21DD01_gr_02_zr8  | R    | 0,326                            | 0,0061                                      | 0,046                            | 0,0006                                      | 288   | 3,9                   | -0,6           | 524                         |
| 20PH02 | DD02_10   | 21DD01_gr_02_zr9  | R    | 0,337                            | 0,0046                                      | 0,047                            | 0,0005                                      | 295   | 2,8                   | 0,0            | 631                         |
| 20PH02 | DD02_11   | 21DD01_gr_02_zr10 | R    | 0,319                            | 0,0061                                      | 0,044                            | 0,0007                                      | 275   | 4,2                   | 2,1            | 2204                        |
| 20PH02 | DD02_12   | 21DD01_gr_02_zr13 | R    | 0,327                            | 0,0044                                      | 0,046                            | 0,0005                                      | 287   | 2,9                   | 0,0            | 1065                        |
| 20PH02 | DD02_13   | 21DD01_gr_02_zr16 | R    | 0,308                            | 0,0041                                      | 0,043                            | 0,0005                                      | 271   | 3,0                   | 0,8            | 3337                        |
| 20PH02 | DD02_14   | 21DD01_gr_02_zr17 | R    | 0,329                            | 0,0041                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 289   | 2,1                   | -0,2           | 912                         |
| 20PH02 | DD02_15   | 21DD01_gr_02_zr18 | R    | 0,330                            | 0,0047                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 289   | 2,5                   | 0,0            | 584                         |
| 20PH02 | DD02_16   | 21DD01_gr_02_zr19 | R    | 0,331                            | 0,0034                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 291   | 2,4                   | -0,2           | 3555                        |
| 20PH02 | DD02_17   | 21DD01_gr_02_zr20 | K    | 0,329                            | 0,0041                                      | 0,046                            | 0,0005                                      | 289   | 2,9                   | -0,3           | 1011                        |
| 20PH02 | DD02_18   | 21DD01_gr_02_zr22 | K    | 0,325                            | 0,0045                                      | 0,045                            | 0,0005                                      | 285   | 2,7                   | 0,2            | 798                         |
| 20PH02 | DD02_19   | 21DD01_gr_02_zr23 | R    | 0,325                            | 0,0041                                      | 0,045                            | 0,0004                                      | 284   | 2,3                   | 0,6            | 579                         |
| 20PH02 | DD02_20   | 21DD01_gr_02_zr24 | K    | 0,330                            | 0,0073                                      | 0,046                            | 0,0006                                      | 290   | 3,7                   | -0,2           | 431                         |
| 20PH02 | DD02_21   | 21DD01_gr_02_zr25 | R    | 0,298                            | 0,0035                                      | 0,041                            | 0,0004                                      | 261   | 2,3                   | 1,5            | 2827                        |
| 20PH02 | DD02_22   | 21DD01_gr_02_zr27 | R    | 0,318                            | 0,0042                                      | 0,044                            | 0,0004                                      | 277   | 2,5                   | 1,3            | 1742                        |
| 20PH02 | DD02_23   | 21DD01_gr_02_zr28 | R    | 0,302                            | 0,0036                                      | 0,042                            | 0,0004                                      | 265   | 2,2                   | 1,2            | 3017                        |
| 20PH02 | DD02_24   | 21DD01_gr_02_zr31 | R    | 0,316                            | 0,0044                                      | 0,044                            | 0,0004                                      | 277   | 2,6                   | 0,7            | 690                         |
| 20PH02 | DD02_25   | 21DD02_kl_02_zr1  | R    | 0,310                            | 0,0034                                      | 0,043                            | 0,0004                                      | 272   | 2,3                   | 1,1            | 2368                        |
| 20PH02 | DD02_26   | 21DD02_kl_02_zr2  | R    | 0,332                            | 0,0038                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 293   | 2,5                   | -0,5           | 721                         |
| 20PH02 | DD02_27   | 21DD02_kl_02_zr3  | R    | 0,326                            | 0,0048                                      | 0,045                            | 0,0004                                      | 284   | 2,6                   | 0,9            | 484                         |
| 20PH02 | DD02_28   | 21DD02_kl_02_zr4  | K    | 0,346                            | 0,0040                                      | 0,048                            | 0,0004                                      | 303   | 2,3                   | -0,3           | 1300                        |
| 20PH02 | DD02_29   | 21DD02_kl_02_zr5  | R    | 0,323                            | 0,0033                                      | 0,045                            | 0,0004                                      | 285   | 2,2                   | -0,1           | 5180                        |
| 20PH02 | DD02_30   | 21DD02_kl_02_zr6  | R    | 0,327                            | 0,0045                                      | 0,045                            | 0,0004                                      | 284   | 2,7                   | 1,0            | 1104                        |
| 20PH02 | DD02_31   | 21DD02_kl_02_zr7  | R    | 0,350                            | 0,0056                                      | 0,049                            | 0,0005                                      | 307   | 2,9                   | -1,0           | 312                         |
| 20PH02 | DD02_32   | 21DD02_kl_02_zr8  | K    | 0,331                            | 0,0067                                      | 0,044                            | 0,0006                                      | 276   | 3,9                   | 4,8            | 1420                        |
| 20PH02 | DD02_33   | 21DD02_kl_02_zr8  | R    | 0,322                            | 0,0034                                      | 0,041                            | 0,0003                                      | 256   | 1,7                   | 9,7            | 2990                        |
| 20PH02 | DD02_34   | 21DD02_kl_02_zr9  | K    | 0,305                            | 0,0055                                      | 0,043                            | 0,0007                                      | 268   | 4,1                   | 0,7            | 3757                        |
| 20PH02 | DD02_35   | 21DD02_kl_02_zr9  | R    | 0,323                            | 0,0035                                      | 0,045                            | 0,0004                                      | 283   | 2,2                   | 0,5            | 2479                        |

Tabelle 8: Messergebnisse der LAICPMS Messungen an den analysierten Zirkonen; Probe 20PH02 ; Zone: K = Kern; R = Rand

| Probe    | Messpunkt | Zirkon              | Zone | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 2SE Fehler | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 2SE Fehler | Alter ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) [Ma] | Alter 2SE Fehler [Ma] | Diskordanz (%) | Total U ( $\mu\text{g/g}$ ) |
|----------|-----------|---------------------|------|----------------------------------|---|----------------------------------|---|---|-----------------------|----------------|-----------------------------|
| 20PH0405 | DD0405_1  | 21DD01_gr_0405_zr1  | R    | 0,335                            | 0,0036                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 293   | 2,4                   | 0,1            | 2180                        |
| 20PH0405 | DD0405_2  | 21DD01_gr_0405_zr2  | K    | 0,339                            | 0,0064                                      | 0,047                            | 0,0008                                      | 296   | 4,7                   | 0,1            | 262                         |
| 20PH0405 | DD0405_3  | 21DD01_gr_0405_zr2  | R    | 0,332                            | 0,0044                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 290   | 2,5                   | 0,5            | 441                         |
| 20PH0405 | DD0405_4  | 21DD01_gr_0405_zr3  | R    | 0,333                            | 0,0032                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 293   | 2,1                   | -0,4           | 1554                        |
| 20PH0405 | DD0405_5  | 21DD01_gr_0405_zr4  | R    | 0,336                            | 0,0035                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 294   | 1,7                   | 0,1            | 1124                        |
| 20PH0405 | DD0405_6  | 21DD01_gr_0405_zr5  | R    | 0,328                            | 0,0034                                      | 0,046                            | 0,0004                                      | 288   | 2,1                   | 0,0            | 1302                        |
| 20PH0405 | DD0405_7  | 21DD01_gr_0405_zr6  | R    | 0,283                            | 0,0034                                      | 0,039                            | 0,0004                                      | 248   | 2,5                   | 2,1            | 2963                        |
| 20PH0405 | DD0405_8  | 21DD01_gr_0405_zr7  | R    | 0,320                            | 0,0026                                      | 0,044                            | 0,0003                                      | 281   | 1,6                   | 0,5            | 1691                        |
| 20PH0405 | DD0405_9  | 21DD01_gr_0405_zr10 | R    | 0,325                            | 0,0030                                      | 0,045                            | 0,0003                                      | 286   | 2,1                   | 0,1            | 2687                        |
| 20PH0405 | DD0405_10 | 21DD01_gr_0405_zr11 | R    | 0,334                            | 0,0042                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 294   | 2,0                   | -0,4           | 594                         |
| 20PH0405 | DD0405_11 | 21DD01_gr_0405_zr12 | R    | 0,319                            | 0,0045                                      | 0,044                            | 0,0005                                      | 280   | 3,2                   | 0,6            | 2046                        |
| 20PH0405 | DD0405_12 | 21DD01_gr_0405_zr13 | K    | 0,347                            | 0,0061                                      | 0,048                            | 0,0007                                      | 304   | 4,2                   | -0,5           | 685                         |
| 20PH0405 | DD0405_13 | 21DD01_gr_0405_zr15 | R    | 0,227                            | 0,0030                                      | 0,032                            | 0,0004                                      | 201   | 2,3                   | 3,5            | 2682                        |
| 20PH0405 | DD0405_14 | 21DD01_gr_0405_zr16 | R    | 0,335                            | 0,0033                                      | 0,046                            | 0,0002                                      | 292   | 1,2                   | 0,5            | 572                         |
| 20PH0405 | DD0405_15 | 21DD01_gr_0405_zr17 | R    | 0,283                            | 0,0023                                      | 0,039                            | 0,0002                                      | 248   | 1,3                   | 2,0            | 2765                        |
| 20PH0405 | DD0405_16 | 21DD01_gr_0405_zr18 | R    | 0,338                            | 0,0031                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 296   | 1,8                   | -0,3           | 1521                        |
| 20PH0405 | DD0405_17 | 21DD01_gr_0405_zr19 | R    | 0,339                            | 0,0036                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 297   | 1,7                   | -0,3           | 885                         |
| 20PH0405 | DD0405_18 | 21DD01_gr_0405_zr20 | R    | 0,334                            | 0,0026                                      | 0,046                            | 0,0002                                      | 292   | 1,2                   | 0,0            | 2043                        |
| 20PH0405 | DD0405_19 | 21DD01_gr_0405_zr21 | R    | 0,317                            | 0,0032                                      | 0,042                            | 0,0004                                      | 267   | 2,7                   | 4,5            | 2195                        |
| 20PH0405 | DD0405_20 | 21DD01_gr_0405_zr22 | R    | 0,340                            | 0,0035                                      | 0,047                            | 0,0002                                      | 297   | 1,0                   | 0,1            | 597                         |
| 20PH0405 | DD0405_21 | 21DD01_gr_0405_zr23 | R    | 0,333                            | 0,0048                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 291   | 1,9                   | 0,3            | 307                         |
| 20PH0405 | DD0405_22 | 21DD01_gr_0405_zr24 | R    | 0,215                            | 0,0022                                      | 0,030                            | 0,0003                                      | 190   | 1,6                   | 4,0            | 5470                        |
| 20PH0405 | DD0405_23 | 21DD01_gr_0405_zr25 | K    | 0,270                            | 0,0029                                      | 0,038                            | 0,0004                                      | 238   | 2,2                   | 2,1            | 3190                        |
| 20PH0405 | DD0405_24 | 21DD01_gr_0405_zr26 | R    | 0,334                            | 0,0030                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 292   | 1,6                   | 0,1            | 1738                        |
| 20PH0405 | DD0405_25 | 21DD02_kl_0405_zr2  | R    | 0,331                            | 0,0028                                      | 0,046                            | 0,0003                                      | 292   | 1,5                   | -0,4           | 1504                        |
| 20PH0405 | DD0405_26 | 21DD02_kl_0405_zr4  | R    | 0,290                            | 0,0045                                      | 0,040                            | 0,0006                                      | 254   | 3,7                   | 1,7            | 2950                        |
| 20PH0405 | DD0405_27 | 21DD02_kl_0405_zr6  | K    | 0,226                            | 0,0056                                      | 0,029                            | 0,0007                                      | 186   | 4,2                   | 10,1           | 347                         |
| 20PH0405 | DD0405_28 | 21DD02_kl_0405_zr7  | R    | 0,288                            | 0,0028                                      | 0,038                            | 0,0004                                      | 241   | 2,4                   | 6,2            | 2393                        |
| 20PH0405 | DD0405_29 | 21DD02_kl_0405_zr8  | K    | 0,337                            | 0,0038                                      | 0,047                            | 0,0003                                      | 295   | 1,8                   | 0,0            | 624                         |
| 20PH0405 | DD0405_30 | 21DD02_kl_0405_zr12 | R    | 0,338                            | 0,0041                                      | 0,047                            | 0,0004                                      | 296   | 2,4                   | -0,3           | 1015                        |

Tabelle 9: Messergebnisse der LAICPMS Messungen an den analysierten Zirkonen; Probe 20PH04/20PH05 ; Zone: K = Kern; R = Rand

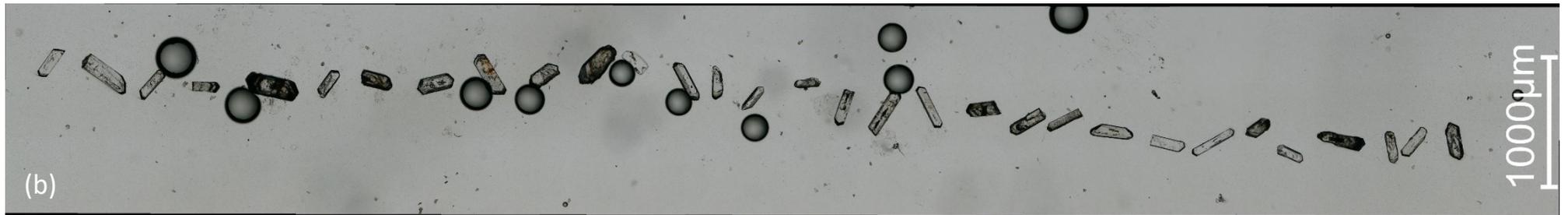
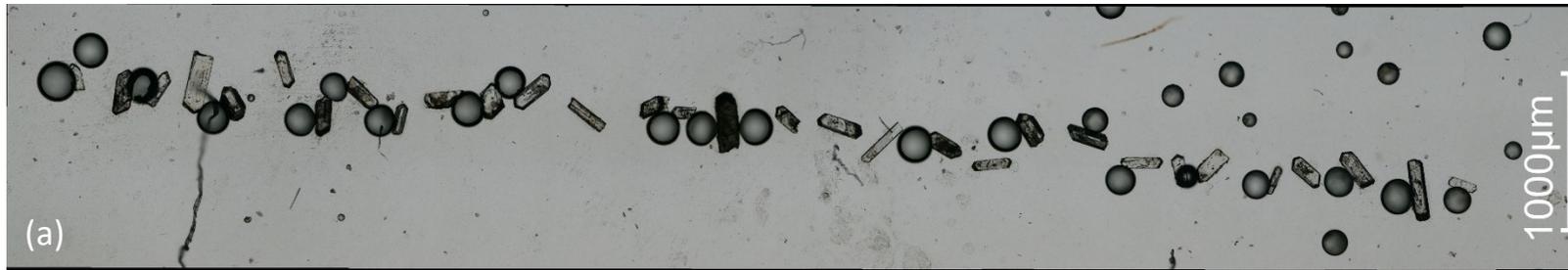


Abbildung 50: Durchlicht Bilder der analysierten Zirkone im Präparat 21DD01; a) 20PH01, b) 20PH02, c) 20PH04/20PH05

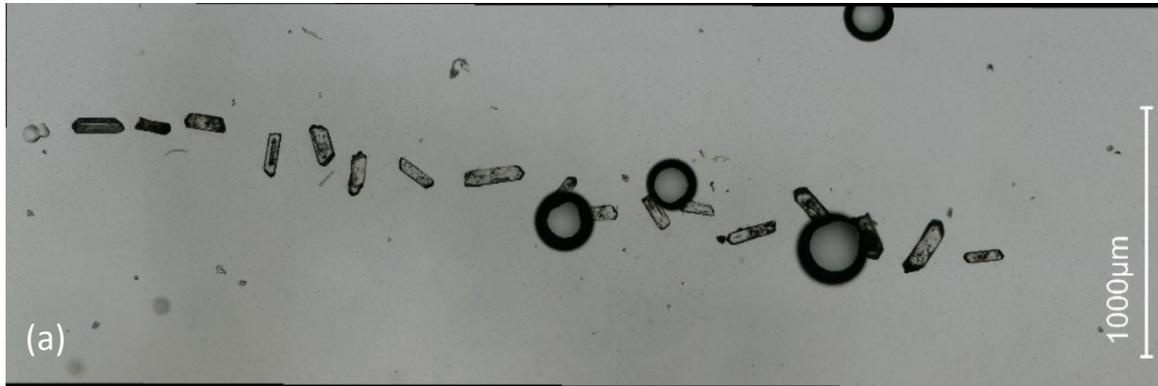


Abbildung 51: Durchlicht Bilder der analysierten Zirkone im Präparat 21DD02; a) 20PH01, b) 20PH02, c) 20PH04/20PH05

# Abbildungsverzeichnis

| <i>Abbildung Nr.</i>  | <i>Seite</i> |
|---|--------------|
| <i>Abbildung 1: Molybdän Vorkommen in den Hohen Tauern; Quelle: <a href="https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem">https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem</a> .....</i>   | <i>1</i>     |
| <i>Abbildung 2: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes im Bereich der Nördlichen Zillerscharte (rot). Der Weg von der Plauener Hütte (rot) ins Hohenaukar ist gepunktet markiert. Ausschnitt aus ÖK Karte 1:50.0000; <a href="https://maps.tirol.gv.at">https://maps.tirol.gv.at</a>.....</i>                                 | <i>2</i>     |
| <i>Abbildung 3: schematisches N-S Profil durch das westliche Tauernfenster aus dem TRANSALP Projekt (Gebrande et al. 2006); In Bildmitte ist die Domstruktur des Tauernfensters mit dem Venediger Duplex zu sehen. Violett = Gesteine der ehemaligen europäischen Kruste; Orange = Gesteine der adriatisch-apulischen Platte.....</i> | <i>5</i>     |
| <i>Abbildung 4: geologische Übersichtskarte des Tauernfensters nach tektonostratigraphischer Einteilung von Schmid et al. (2013).....</i>   | <i>5</i>     |
| <i>Abbildung 5: Bild vom Weg 502 in Richtung Hohenaukar und nördlicher Zillerscharte.....</i>   | <i>10</i>    |
| <i>Abbildung 6: Links: Anstehende Aplite an der Nördlichen Zillerscharte; Rechts: Blick vom oberen Bereich des Kars zur Scharte; In Rot sind die jeweiligen Probennahmeorte markiert. ....</i>  | <i>11</i>    |
| <i>Abbildung 7: Orthofoto im Bereich Nördlicher Zillerscharte; die Probennahmeorte sind in rot markiert; Quelle Orthofoto: <a href="http://www.basemap.at">www.basemap.at</a>.....</i>  | <i>11</i>    |
| <i>Abbildung 8: Orthofoto des Untersuchungsgebietes mit Lage der analysierten Proben (inkl. Uraninitproben - Grün); Quelle Orthofoto: <a href="http://www.basemap.at">www.basemap.at</a>.....</i>   | <i>12</i>    |
| <i>Abbildung 9: SELFRAG Apparat am Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredlung an der Montanuniversität Leoben .....</i>   | <i>13</i>    |
| <i>Abbildung 10: Waschpfanne für die Vorsortierung nach der Dichte.....</i>   | <i>14</i>    |
| <i>Abbildung 11: Frantz Magnetscheider am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre an der Montanuniversität Leoben; In den Trichter rechts oben wird die Probe eingeführt. ....</i>   | <i>15</i>    |
| <i>Abbildung 12: Kolben mit Ablass für das Schwermineralkonzentrat und Auffangtrichtern; Rechts das Natriumpolywolframat .....</i>  | <i>15</i>    |
| <i>Abbildung 13: Links: Epofix Harz mit Härter; Rechts: Glasplatte mit Teflonringen für die Zirkonpräparate; die Zirkone wurden mithilfe einer Vorlage entlang von Spalten angeordnet .....</i>   | <i>16</i>    |
| <i>Abbildung 14: Automatisches Gießen der Schmelzpille nach Schmelzen bei 1200°C im Ofen. ....</i>  | <i>18</i>    |
| <i>Abbildung 15: Massenspektrometer (MS) im NAWI Graz Central Lab Water, Minerals and Rocks; ESA = Electrostatic Analyzer.....</i>  | <i>21</i>    |
| <i>Abbildung 16: Konkordia Diagramm illustriert nach Reimink et al. (2016). Die Zahlen sind die jeweiligen Alter auf der Konkordia Linie in Ma. ....</i>  | <i>23</i>    |
| <i>Abbildung 17: modifiziertes TAS Diagramm zur Klassifikation von Plutoniten; Abgrenzungen und Bezeichnungen nach Middlemost (1994); In rot die analysierten Proben von der nördlichen Zillerscharte. ....</i>   | <i>25</i>    |
| <i>Abbildung 18: Streckeisen Diagramm zur Klassifikation von Granitoiden nach normativem Mineralbestand; In rot die analysierten Proben von der Nördlichen Zillerscharte. ....</i>  | <i>26</i>    |
| <i>Abbildung 19: Handstück mit rosettenförmiger Molybdänitmineralisation in rostbrauner Oxidationszone von der Nördlichen Zillerscharte (Probe 20PH04). ....</i>  | <i>27</i>    |
| <i>Abbildung 20: Durchlichtmikroskopische Bilder aus 20PH01 mit einem optischen Digitalmikroskop; (a) X N; (b) II N.....</i>  | <i>28</i>    |
| <i>Abbildung 21: Durchlichtmikroskopisches Bild bei X N; Einschlüsse im Albit mit hohen Interferenzfarben .....</i>   | <i>29</i>    |
| <i>Abbildung 22: BSE Bild eines idiomorphen Zirkons in Epidot. Der Apatit Einschluss ist in Bildmitte schwach zu erkennen .....</i>   | <i>31</i>    |
| <i>Abbildung 23: Element Mapping von K, Ca, Zr, U, Th, Na und P; Zr = Zirkon; Ap = Apatit; Thr = Thorit; Ep = Epidot; Kfsp = Kalifeldspat; Alb = Albit .....</i>  | <i>31</i>    |

|   |    |
|---|----|
| Abbildung 24: Element Mapping eines alterierten Zirkons mit Y-Phasen; Zr = Zirkon, Thr = Thorit, Y-Al = Y-Allanit, Kfsp = Kalifeldspat, Alb = Albit .....   | 32 |
| Abbildung 25: BSE Bild einer Epidot-Allanit-Monazit Mineralvergesellschaftung .....   | 33 |
| Abbildung 26: (a) BSE Bild einer Epidot-Allanit-Apatit Mineralvergesellschaftung mit Element Mapping (b); Ep = Epidot, Al = Allanit, Ap = Apatit, Ep/Al = Mischphase aus Epidot und Allanit; die dunkelblauen Bereiche im rechten Bild sind Albite, die hellblauen sind Kalifeldspäte. ....   | 34 |
| Abbildung 27: Molybdänite im BSE Bild; links ist der Molybdänit strahlig ausgebildet. ....  | 34 |
| Abbildung 28: BSE Bilder der Mo-Hämatite als Füllungen in den Rissen; (b) ist ein vergrößerter Ausschnitt aus Bild (a). ....  | 35 |
| Abbildung 29: CL Bilder ausgewählter Zirkone; (a) 20PH01 (b) 20PH02 (c) 20PH04/05; die (101) Flächen in den Wachstumsphasen sind rot markiert, die (211) Flächen gelb. ....   | 37 |
| Abbildung 30: untersuchte Zirkone im Durchlicht. Der Maßstab rechts oben gilt für alle Zirkone auf dieser Seite. a) – g) 20PH01 h) – o) 20PH02 p) – w) 20PH04/05 .....  | 38 |
| Abbildung 31: Weighted Mean Plots der Proben (a) 20PH01, (b) 20PH02 und (c) 20PH04/05; vertikale Achse = Alter in Ma; horizontale Achse = Anzahl der Messungen (N). ....  | 40 |
| Abbildung 32: Weighted Mean Plot aus allen Proben; dieses Alter wurde aus 30 Messungen berechnet. ....  | 40 |
| Abbildung 33: Konkordia Diagramm aus allen Messpunkten; die Farbskala rechts zeigt den Urangehalt in µg/g. ....   | 41 |
| Abbildung 34: Totaler Urangehalt gegen das $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ Verhältnis mit linearer Trendlinie in schwarz. ....   | 42 |
| Abbildung 35: Konkordia Diagramm der konkordanten, uranarmen Proben mit dem Konkordia Alter von $292,54 \pm 0,57$ Ma. ....  | 42 |
| Abbildung 36: CL Bilder mit Messpunkten und den zugehörigen Altern; (a) 20PH01, (b) 20PH02, (c) 20PH04/05   | 43 |
| Abbildung 37: Blei Element Mapping von FM099 Korn 1. Rote Bereiche haben einen hohen Bleigehalt, blaue Bereiche einen niedrigeren. Die Messpunkte sind die weißen Kreise und die dazugehörigen Alter sind blau markiert. ....   | 44 |
| Abbildung 38. BSE Bilder der untersuchten Uraninite in 18PH5. Die Bilder (b) und (c) sind vergrößerte Ausschnitte aus dem unteren Übersichtsbild (a). Messpunkte sind die weißen Kreise und die dazugehörigen Alter (in Ma) sind blau bzw. rot markiert. ....   | 45 |
| Abbildung 39: Alter der gemessenen Körner mit dazugehörigen Fehlern. Die hellen Phasen wurden in 18PH5 und FM099 beobachtet. Rechts der Standard (Paar und Koeppl 1978). ....   | 46 |
| Abbildung 40: Charakteristische Spurenelementmuster (Rock/ORG) nach Pearce et al. (1984); Der graue Bereich in Abbildung (a) und (c) stellt die Streubreite der Daten dar; (a) A-Typ Zentralgneise (Schermaier 1993); darunter fallen auch Analysen des Reichenspitz Granits (b) Reichenspitzgranit aus Daten von Steiner (2018) (c) kalkalkalische Zentralgneise des Tuxer Kerns (Schermaier 1993) ..... | 48 |
| Abbildung 41: Rb/Sr Verhältnisse (a) und K/Rb gegen Rb (b) der untersuchten Proben im Vergleich zu Schermaier (1993) und Steiner (2018); der grüne Pfeil im rechten Diagramm gibt den Differentiationstrend an; ZV = Zillertal-Venediger Kern .....   | 49 |
| Abbildung 42: Diskriminationsdiagramme für Granitoide nach Pearce et al. (1984) für Nb gegen Y (a) und (Nb+Y) gegen Rb (b); In rot die analysierten Proben von der N-Zillerscharte. ....  | 49 |
| Abbildung 43: Diskriminationsdiagramme für Granitoide nach Whalen et al. (1987); In rot die analysierten Proben von der N-Zillerscharte. ....   | 51 |
| Abbildung 44 Pupin Diagramm mit Kristalltypen; Indice A ist ein Maß für die Alkalinität einer Schmelze; Indice T ist ein Maß für die Temperatur; links sind die zugehörigen Kristallisationstemperaturen aufgetragen. ....  | 54 |
| Abbildung 45: Pupin Diagramm der untersuchten Zirkone; T Index = Temperatur Index; A Index = Alkalinität Index; Die roten Kreise symbolisieren die Häufigkeiten der einzelnen Kristallformen, die Zahlen daneben die relativen Häufigkeiten in Prozent. ....  | 54 |
| Abbildung 46: Pupin Diagramm mit magmengenetischer Einteilung; T=Temperatur Index; A = Alkalinität Index; 1,2,3 = S-Typ Granite (Aluminiumreich); 4a, 4b, 4c = kalkalkalische Granite; 5 = subalkalische Granite; 6= alkalische Granite; die roten Kreise stellen die Häufigkeiten in Abbildung 45 dar. ....  | 55 |

|  |    |
|--|----|
| Abbildung 47: Pupin Auswertung von Zirkonen aus dem Tauernfenster (Schermaier 1993). Hier wird eine magmagenetische Einteilung in 5 Gruppen vorgenommen (A bis E) .....  | 55 |
| Abbildung 48: Aufschluss des Intrusionskontaktes zwischen hellem Reichenspitzgranit und dunklem Tuxer Gneis an der Mannlkarscharte; links: unscharfer Kontakt des Reichenspitz Granits zum Tuxer Kern (in Rot angedeutet); rechts: Reichenspitz Granit mit Xenolithen, durchschlagen von alpidischen Quarzgängen, die rostbraunen Flecken sind hier ebenso zu erkennen ..... | 57 |
| Abbildung 49: (a) Block mit disseminiertem Molybdänit; (b) remobilisierte Molybdänit Aggregate .....   | 59 |
| Abbildung 50: Durchlicht Bilder der analysierten Zirkone im Präparat 21DD01; a) 20PH01, b) 20PH02, c) 20PH04/20PH05.....   | 73 |
| Abbildung 51: Durchlicht Bilder der analysierten Zirkone im Präparat 21DD02; a) 20PH01, b) 20PH02, c) 20PH04/20PH05.....   | 74 |

## Tabellenverzeichnis

| Tabelle Nr.  | Seite |
|--|-------|
| Tabelle 1: links: errechneter normativer Mineralbestand nach CIPW Norm; rechts: optisch abgeschätzter Mineralbestand .....   | 28    |
| Tabelle 2: EDX Messungen an Y-Allaniten, dargestellt in Atomen pro Formeleinheit.....  | 32    |
| Tabelle 3: gemessene Alter der Standards (Weighted Mean Alter) im Vergleich zum veröffentlichten Standard Alter; der Offset gibt die Abweichung des gemessenen Alters vom veröffentlichten Standard Alter an. ....                     | 39    |
| Tabelle 4: RFA Analysen der Proben von der nördlichen Zillerscharte; RG = Reichenspitz Granit; < x steht für unter der Nachweisgrenze x.....   | 67    |
| Tabelle 5: Normativer Mineralbestand der Proben von der Nördlichen Zillerscharte. Die Berechnung erfolgte laut CIPW Norm. Es wurden die Rechenschritte nach Johannsen (1931) angewandt. Der Albit wird dem Plagioklas zugerechnet..... | 68    |
| Tabelle 6: Durchgeführte Altersdatierungen an Zentralgneisen in den Hohen Tauern aus Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Kitzbühel (Heinisch et al. 2015).....  | 69    |
| Tabelle 7: Messergebnisse der LAICPMS Messungen an den analysierten Zirkonen; Probe 20PH01 ; Zone: K = Kern; R = Rand.....   | 70    |
| Tabelle 8: Messergebnisse der LAICPMS Messungen an den analysierten Zirkonen; Probe 20PH02 ; Zone: K = Kern; R = Rand.....   | 71    |
| Tabelle 9: Messergebnisse der LAICPMS Messungen an den analysierten Zirkonen; Probe 20PH04/20PH05 ; Zone: K = Kern; R = Rand .....   | 72    |