Diese Befunde weisen auf eine mehrphasige Deformation in diesem Areal hin, wobei die Kinematik und die zeitliche Abfolge nicht klar erkennbar sind.

Etwa 400 m nordöstlich dieser Störung ist der Kontakt zwischen dem geschichteten Wettersteinkalk und den Nordalpinen Raibler Schichten ebenfalls gestört. Der in seiner Mächtigkeit stark reduzierte erste Schieferton-Horizont im Norden grenzt in einem spitzen Winkel an die Lagunensedimente im Süden. Die Störung ist vertikal und streicht etwa in WNW–ESE-Richtung.

Zwischen den Kalken und Tonen der basalen Nordalpinen Raibler Schichten und den Bänken des obersten Wettersteinkalkes ist ein deutlicher Unterschied im Streichen feststellbar. Während die Raibler Schichten generell in ENE-Richtung streichen, streichen die Lagunensedimente in SW- bis SSW-Richtung.

Literatur

Ampferer, O. & Hammer, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.

Brandner, R. & Resch, W. (1981): Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – SEPM Special Publication, **30**, 203–231, Tulsa.

Jerz, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn [Nördliche Kalkalpen]. – Geologica Bavarica, **56**, 3–100, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

Kerschner, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – In: Petermüller-Strobl, M. & Stötter, J. (Hrsg.): Der Geograph im Hochgebirge. Beiträge zu Theorie und Praxis geographischer Forschung (Festschrift für Helmut Heuberger). – Innsbrucker Geographische Studien, **20**, 47–55, Innsbruck.

Mutschlechner, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **93**, 155–206, Wien.

Nittel, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria. – Geo.Alp, **3**, „Festschrift Rainer Brandner, 93–145, Innsbruck–Bozen.

Blatt NL 32-03-29 Fulpmes

Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters

Franz Mayringer

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Mayringer, F. (2016): Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters. – Unveröffentlichter Bericht, 76 S., Bibliotheksarchiv der GBA (A 18740-R).

Die Zielsetzung der Bearbeitung war es, die in der GEOFAST-Karte 149 Lanersbach (Kreuss, 2005) ausgewiesenen unterschiedlichen Orthogneis- bzw. Granitoidareale (= „Zentralgneise“), falls möglich, typologisch zu gliedern und zu genetisch zusammengehörigen Zentralgneis- bzw. Granitoidtypen zusammenzufassen. Zu diesem Zweck wurden auf Basis der vorliegenden GEOFAST-Karte Blatt 149 (Kreuss, 2005) im Gelände die unterschiedlichen Zentralgneistypen erhoben und vom Geländebefund hinsichtlich ihrer petrografischen Zusammensetzung charakterisiert, wobei in Bezug auf die GEOFAST-Karte lokal Präzisierungen und Korrekturen in der Abgrenzung und Nomenklatur der Gesteinstypen vorgenommen wurden. Durch gezielte Begehungen der Granitoidareale und insbesondere der Kontaktzonen zu den angrenzenden Granitoiden oder Nebengesteinen galt es Hinweise zur relativen Altersfolge und zur Genese herauszufinden. Nachfolgend werden die Ergebnisse dieser kristallingeologischen Aufnahmen zusammengefasst. Überdies gibt es dazu auch noch einen umfangreicheren Bericht mit Probenliste, Fotodokumentation und Lageplan (Schindlmayr et al., 2015), auf den an dieser Stelle verwiesen wird.

Ergänzend zu den Geländeaufnahmen wurden an repräsentativen Zentralgneisproben von Herrn Dr. Mayringer (Büro InnGeo) mit Unterstützung von Herrn Prof. Dr. Finger von der Universität Salzburg petrografische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen vorgenommen (Mayringer, 2016). Diese Untersuchungen von Mayringer (2016) dienten einerseits dazu, die Zentralgneistypen eingehend petrografisch und geochemisch zu charakterisieren, und andererseits auch um die vom Geländebefund nicht immer klar ableitbare granittypologische Ansprache und Zuordnung mit entsprechenden Daten untermauern zu können.

Bericht 2010–2015 über kristallingeologische Aufnahmen im westlichen Tauernfester auf Blatt NL 32-03-29 Fulpmes

Andreas Schindlmayr, Franz Mayringer & Bruno Haunschmid

(Auswärtige Mitarbeiter)

Vorbemerkungen

Im Zeitraum von 2010 bis 2015 wurden von Schindlmayr, Mayringer und Haunschmid auf Blatt NL 32-03-29 Fulpmes kristallingeologische Geländeaufnahmen im Zentralgneisgebiet des westlichen Tauernfensters vorgenommen. Das Aufnahmegebiet befindet sich im Südosten des Blattes NL 32-03-29 Fulpmes und ist geologisch dem Tuxer Zentralgneiskern zuzuordnen. Es umfasst das Gebiet um den Olperer Hauptkamm und erstreckt sich zwischen Kraxentrager und Spannaglhaus.

Überblick über die Zentralgneistypen

Das Arbeitsgebiet befindet sich geologisch im westlichen Bereich des Tuxer Zentralgneiskerns und lässt sich großtektonisch dem Subpenninikum zuordnen (KREUSS, 2005). Auf Grundlage der gegenständlichen Geländeaufnahmen und unter Berücksichtigung der Ergebnisse der bisherigen Bearbeitungen im Aufnahmegebiet (BRANDNER et al., 2008; HÖCK, 1969; KREUSS, 2005; LANGTHALER, 2002; ÖHLKE, 2003) lassen sich innerhalb des Tuxer Zentralgneiskerns folgende vier Haupttypen von Zentralgneisen unterscheiden:

Zentralgneistyp 1 = Haupttypus, Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes.
Granit- bis Granodioritgneis, Metagranit bis Metagranodiorit; mittel- bis grobkörnig; unterschiedlich stark geschiefert; in der älteren Literatur auch als „Augen- und Flasergneis“ bezeichnet (z.B. KARL, 1959; FINGER et al., 1993).

Zentralgneistyp 2 = kleinporphyrische Granitoide.
Granit- bis Granodioritgneis; fein- bis mittelkörnig; häufig porphyrisch wegen Kalifeldspat-Augen (oft < 1 cm); häufig stark geschiefert bzw. geschert; bei sehr starker Scherung auch als Glimmerschiefer vorliegend.

Zentralgneistyp 3 = grobporphyrische Granitoide.
Granit- bis Granodioritgneis; mittel- bis grobkörnig; mit Kalifeldspat-Einsprenglingen (bis zu 5 cm groß); oft biotitreich; unterschiedlich stark geschiefert.

Zentralgneistyp 4 = mafische/basische Körper und Gänge.
vorwiegend Tonalit- bis Dioritgneise; fein- bis mittelkörnig; biotitreich, Hornblende führend; unterschiedlich stark geschiefert.

Diese vier aus diversen Granitoiden bis Basiten bestehenden Zentralgneistypen lassen sich wie folgt charakterisieren:

Zentralgneistyp 1 – Haupttypus des Olperer Hauptkammes

Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige, granitische bis granodioritische Zentralgneise, welche die höchsten Gipfelregionen des Aufnahmegebietes aufbauen (so zum Beispiel auch den Olperer). Je nach Deformation liegen sie als strukturell gut erhaltene Metagranite bis Metagranodiorite oder als stärker geschieferte Granit- bis Granodioritgneise vor. Vor allem in der älteren Literatur werden die Zentralgneise vom Typ 1 des Tuxer Kerns häufig auch als „Augen- und Flasergneise“ bezeichnet (KARL, 1959; FINGER et al., 1993).

Vorkommen und Beschreibung des Zentralgneistyps 1

Der im Aufnahmegebiet etwa Südwest–Nordost verlaufende Gipfelkamm, beginnend vom Kraxentrager im Südwesten über die Hohe Wand, den Schrammacher, den Fußstein, den Olperer, die Gefrorene-Wand-Spitzen bis zur Friesenbergscharte im Nordosten, wird großteils vom Zentralgneistyps 1 aufgebaut. Entsprechend der Orientierung des Hauptkammes streichen die Granitoide ebenfalls in etwa Südwest–Nordost bis Westsüdwest–Ostnordost. Der Zentralgneiskörper des Olperer Hauptkammes wird vorwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Graniten bis Granodioriten aufgebaut. Im Bereich des Olperer Gipfels zeigen die Granitoide bereichsweise ein homogenes, wenig geschiefertes Gefüge, sodass man das Gestein hier auch als Metagranit bis Metagranodiorit ansprechen kann. Ähnlich strukturell geschonte Granitoide finden sich zum Beispiel auch im Bereich der Hohen Wand oder im Bereich der Schrammachkare.

Außerhalb der strukturell geschonten Zonen zeigen vor allem die glimmerreicheren Granite und Granodiorite oft eine deutliche Schieferung und liegen dann meist als mehr oder weniger gut ausgeprägte „Augen- und Flasergneise“ vor, wie zum Beispiel im Kammbereich ab dem Fußsteingipfel gegen Süden zu. Zwischen den strukturell geschonten Metagranitoiden und den stärker geschieferten Augen-/Flasergneisen konnten bislang im Gelände keine klaren Gesteinsgrenzen beobachtet werden. Häufig sind es graduelle, kontinuierliche Übergänge zwischen den wenig geschieferten und den stärker geschieferten Granitoiden. Im Bereich von cm- bis dm-mächtigen Scherzonen kann es auch zu einem engräumigen Wechsel von strukturell geschonten und stark geschieferten Granitoidzonen kommen.

Abgesehen von den erwähnten strukturellen Unterschieden zeigen die Granitoide lokal auch Variationen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und Korngröße. Vorwiegend treten mittel- bis grobkörnige, granitische bis granodioritische Varianten auf, lokal können auch Übergänge in feinkörnige leukogranische Varianten beobachtet werden (z.B. am Kontakt zum Nebengestein). Nebengesteinsschollen treten jedoch nur selten auf. Es lassen sich auch keine schlierig-inhomogenen Gefüge beobachten, wie sie für Migmatit- oder Assimilationszonen typisch wären. Dadurch weist der Zentralgneistyp 1 des Olperer Hauptkammes über weite Bereiche ein sehr homogenes magmatogenes Gefüge auf.

Mafische Einschlüsse („komagmatische Einschlüsse“, „exogene Einschlüsse“)

Lokal zeigen sich im Zentralgneistyp 1 dunkle, schollenartige Einschlüsse in unterschiedlicher Größe (cm- bis dm-groß) und Häufigkeit, die in den strukturell geschonten Bereichen oval bis rundlich und in den stärker geschieferten Zonen oft stark gelängt, eingeregelt und ausgedünnt sind. Aufgrund des homogenen magmatischen Gefüges und der oft rundlichen bis ovalen Ausbildungsform der Einschlüsse sowie aufgrund der Kontakte zum umgebenden Granit bis Granodiorit sind diese Einschlüsse als komagmatische Einschlüsse zu deuten (FRASL & SCHINDLMAYR, 1995). Sie sind magmatogener Natur und repräsentieren in Bezug auf das umgebende, hellere granitoide Wirtsmagma etwa gleichaltrige mafische Magmen, die sich mit dem umgebenden Wirtsmagma nicht homogenisiert haben. Makroskopisch erkennbare Belege für die magmatogene, komagmatische Natur dieser dunklen Einschlüsse sind z.B. Kalifeldspäte, die im Rahmen von „Magma-Mingling“-Prozessen aus dem granitischen Wirtsmagma in das mafische Magma mechanisch eingemengt wurden.

Von diesen komagmatischen, endogenen Einschlüssen klar zu unterscheiden sind Einschlüsse, die vom älteren plutonischen Nebengestein abstammen („Xenolithe“, „exogene Einschlüsse“). Diese Nebengesteinseinschlüsse sind oft kantig und weisen mitunter ein deutliches Bändergefüge auf. Im Aufnahmegebiet sind diese Nebengesteinseinschlüsse selten und nur vereinzelt im Nahbereich zu den älteren Nebengesteinen zu beobachten.

Abgrenzung des Zentralgneistyps 1 gegen Norden

Gegen Norden zu wird der Zentralgneistyp 1 von den kleinporphyrischen Zentralgneisen des Typs 2 begrenzt, wobei im Grenzbereich lokal auch Lagen von Gesteinen des „Alten Daches“ eingeschaltet sein können (zum Zentralgneistyp 2 siehe weiter unten).

Kontakt des Zentralgneistyps 1 gegen Nordwesten zum „Alten Dach“

Der vorwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Graniten bis Granodioriten zusammengesetzte Olperer Granitoidkörper (= Zentralgneistyp 1) wird im Nordwesten von einer SW–NE streichenden Gesteinsabfolge aus älteren Gneisen und Schiefern begrenzt (Legenden-Nr. **183**, **184** gemäß GEOFAST-Karte, Kreuss, 2005), die aufgrund des Geländebefundes dem „Alten Dach“ zuzuordnen sind.

Die Grenze zwischen den Granitoiden des Olperer Granitoidkörpers (= Zentralgneistyp 1) und den nordwestlich anschließenden gebänderten Gneisen und Schiefern des „Alten Daches“ ist etwa SW–NE orientiert und lässt sich vom Wildlahnerferner gegen Südwesten bis zur Geraer Hütte verfolgen.

Die offensichtlich in den letzten Jahren durch den Rückgang des Olperer Ferners frei gelegten Gletscherschliffe zeigen einen primären plutonischen Intrusionskontakt. Die Granitoide vom Zentralgneistyp 1 drangen hier gangartig in die älteren Nebengesteine ein, wobei die Bändergefüge der Gesteine des „Alten Daches“ oft diskordant und mit scharfen Grenzen abgeschnitten wurden.

Einzelne Schollen und Lagen des Nebengesteins wurden abgelöst und „schwimmen“ in den Granitoiden des Zentralgneistyps 1 (zu den „exogenen Gesteinseinschlüssen“ siehe auch weiter oben). Im Kontaktbereich zeigt der Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes mitunter eine saure, leukogranitische Randfazies von einigen Metern Mächtigkeit.

Abgrenzung des Zentralgneistyps 1 gegen Westen und Süden

Gegen Westen und Südwesten zu wird der Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes von grobporphyrischen Graniten des Zentralgneistyps 3 begrenzt bzw. zeigt er Übergänge in den grobporphyrischen Zentralgneistyp 3 (zum Typ 3 siehe weiter unten).

Gegen Süden zu erstreckt sich der Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes bis über die Bearbeitungsgrenze des Aufnahmegebietes hinaus.

Abgrenzung des Zentralgneistyps 1 gegen Osten

Der große Granitiodkörper des Olperer-Hauptkammes (Leg.-Nr. **180**, Kreuss, 2005) wird gemäß der GEOFAST-Karte gegen Osten zu im Bereich des Zamser Grundes von unterschiedlichen Granitoiden mit zum Teil recht ähnlicher petrografischer Zusammensetzung begrenzt. Es handelt sich dabei gemäß GEOFAST-Karte (Kreuss, 2005) einerseits um helle, mittelkörnige Granodioritgneise (Leg.-Nr. **190**, „Augen-Flasergneise“ in Kreuss, 2005) und andererseits um fein- bis mittelkörnige Zweiglimmer-Granitgneise (Leg.-Nr. **332** in Kreuss, 2005).

Im Zuge der bisherigen Geländebegehungen konnte zwischen den Granitoiden des Olperer Hauptkammes (Leg.-Nr. **180**, Kreuss, 2005) und den Granodioritgneisen (Leg.-Nr. **190**, Kreuss, 2005), die an den unteren Hängen beiderseits des Zamser Grundes großflächig anstehen, keine scharfe Abgrenzung vorgenommen werden. Es lässt sich jedoch beobachten, dass die an den unteren Hängen des Zamser Grundes anstehenden Granodioritgneise (Leg.-Nr. **190**, Kreuss, 2005) vergleichsweise grobkörniger, biotitreicher und deutlicher geschiefert sind.

Ebenso konnten auch zwischen den Granitoiden des Olperer Hauptkammes (Leg.-Nr. **180**, Kreuss, 2005) und den Zweiglimmer-Granitgneisen im Bereich der Kastenschneid (Leg.-Nr. **332**, Kreuss, 2005) keine scharfen Kontakte beobachtet werden. Auffallend für diesen Bereich ist allerdings das gehäufte Auftreten von Aplit- oder Leukogranitgängen.

Dementsprechend werden die beschriebenen Granitoidvarianten des Zamser Grundes mit den Legenden-Nummern **190** und **332** gemäß der GEOFAST-Karte (Kreuss, 2005) ebenfalls noch dem Zentralgneistyp 1 zugeordnet.

Zentralgneistyp 2 – kleinporphyrische Granitoide

Der Zentralgneistyp 2 tritt am nordwestlichen Rand des Tuxer Zentralgneiskerns auf und grenzt lokal an den auflagernden Hochstegenkalkmarmor. Wie der Zentralgneistyp 1 weisen die kleinporphyrischen Granitoide vom Typ 2 eine granitische bis granodioritische Zusammensetzung auf. Sie sind aber generell feinkörniger (fein- bis mittelkörnig) und weisen als typisches Merkmal häufig kleine Kalifeldspat-Einsprenglinge auf. Die Feldspat-Einsprenglinge sind üblicherweise nur maximal 1 bis 2 cm groß, häufig auch kleiner. Generell ist der Zentralgneistyp 2 vermutlich aufgrund seiner Lage im Bereich der „Tuxer Scherzone“ (siehe dazu weiter unten) häufig stark bis sehr stark geschiefert und im Bereich Geraer Hütte–Wildlahnergrat durch Lagen von „Altem Dach“ vom Zentralgneistyp 1 abgetrennt. Weiters weist der Zentralgneistyp 2 im Unterschied zum Typ 1 bereichsweise eine inhomogene Zusammensetzung auf. Zudem können Lagen oder Schollen von Nebengesteinen (z.B. Anteile vom „Alten Dach“) eingeschaltet oder auch mafische magmatogene Anteile enthalten sein.

Vor allem in den stark gescherten Zonen sind mitunter keine Feldspat-Einsprenglinge zu erkennen oder die Feldspat-Einsprenglinge treten nur lagenweise auf. Bei sehr starker Scherung kann dieser Zentralgneistyp auch als Glimmerschiefer vorliegen, wie z.B. im Bereich der Höllscharte an seinem Nordkontakt zum Hochstegenkalkmarmor.

Möglicherweise stellen auch die plattigen Gneise und Schiefer im Bereich der Schwarzen Platten im Kleinen Kunerbachtal, östlich vom Spannaglhaus, ebenfalls eine sehr stark gescherte und extrem straff geschieferte Variante des Zentralgneistyps 2 dar, zumal in den strukturell geschonteren Zonen dieser Abfolge kleine Feldspataugen erkennbar sind (siehe dazu weiter unten zur möglichen Neuinterpretation der Gneise der „Wustkogel Gruppe“).

Zentralgneistyp 3 – grobporphyrische Granitoide

Der Zentralgneistyp 3 weist eine granitische bis granodioritische Zusammensetzung auf und tritt im Südwesten des Arbeitsgebietes im Bereich des Kraxentrager auf (nicht jedoch direkt auf dessen Gipfel anstehend). Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige, meist biotitreiche Granite bis Granodiorite mit auffallenden, bis zu 5 cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Das Gestein ist häufig geschiefert, lokal sind aber auch strukturell geschonte Bereiche mit weitgehend idiomorphen Großkalifeldspäten erhalten.

Ein weiteres Vorkommen eines grobporphyrischen Granits bis Granodiorits wird in der GEOFAST-Karte beim Schramerkopf westsüdwestlich von der Olperer Hütte ausgewiesen (Kreuss, 2005), das vermutlich ebenfalls dem Zentralgneistyp 3 zugeordnet werden kann.

In Verbindung mit dem grobporphyrischen Granitgneis treten auch feinkornreichere Granitoid-Varianten auf (z.T. mit und z.T. ohne Feldspat-Einsprenglinge). Diese dringen entweder gangförmig und mitunter unscharf abgrenzbar in den grobporphyrischen Zentralgneistyp 3 ein, oder sie bilden mit letzterem eine Wechsellagerung.

Beim Vorkommen des Zentralgneistyps 3 im Bereich des Kraxentrager lässt sich beobachten, dass der grobporphyrische Granit bis Granodiorit bevorzugt im Nah- oder Kontaktbereich zu den mafischen bis basischen Nebengesteinen auftritt.

Lokal lassen sich auch in den mafischen bis intermediären Schmelzen vom Zentralgneistyp 4 (siehe dazu nachfolgendes Kapitel) einzelne Großkalifeldspäte beobachten. Mitunter treten solche mafischen Schmelzen mit Kalifeldspat-Einsprenglingen auch gangförmig innerhalb des Zentralgneistyps 1 auf.

Eine scharfe Abgrenzung der grobporphyrischen Granitoide (= Zentralgneistyp 3) von den Graniten bis Granodioriten des Zentralgneistyps 1 konnte bislang nicht beobachtet werden. So zeigen sich zum Beispiel im Gipfelbereich des Kraxentrager kontinuierliche Übergänge vom Zentralgneistyp 3 in den Typ 1, wobei letzterer direkt am Gipfel ansteht.

Zentralgneistyp 4 – mafische/basische Körper + Gänge

Beim Zentralgneistyp 4 handelt es sich um dunkle (= mafische), intermediäre bis basische Intrusiva, welche wie die Granitoide der Zentralgneistypen 1 bis 3 magmatogener Natur sind. Einerseits weisen diese dunklen Intrusiva eine biotit- und hornblendereiche, dioritische Zusammensetzung auf (basischer Typ), andererseits gibt es lokal aber auch Übergänge in hellere tonalitische Varianten (intermediärer Typ). Mittel- bis grobkörnige gabbroide Varianten wurden bislang nicht beobachtet. Im Vergleich zu den Granitoiden des Zentralgneistyps 1 treten die mafischen bis basischen Intrusiva des Zentralgneistyps 4 nur untergeordnet und in kleineren Körpern oder auch als Gänge auf.

Vorkommen an den Gefrorene-Wand-Spitzen

Zwei größere Körper dieses Zentralgneistyps 4, mit bis zu 150 m Durchmesser, treten an der Nordwand der Gefrorene-Wand-Spitzen auf. Diese Basitkörper sind von den helleren Granitoiden des Zentralgneistyps 1 umgeben und weisen zu diesen zumindest bei der Betrachtung aus der Ferne einen eher scharfen Kontakt auf. Im Bereich dieser beiden Basitkörper lässt sich weiters beobachten, wie ausgehend von den basischen Körpern vereinzelt dunkle Gänge in die umgebenden hellen Granitoide eindringen. Die beiden Basitkörper sind an einer Stelle sogar durch einen dunklen Gang verbunden. An der Ostseite des größeren Basitkörpers lassen sich andererseits undeutlich helle granitoide Anteile innerhalb der dunklen Masse erkennen, die vermutlich saure Schmelzen repräsentieren, die in den dunklen Basitkörper eingedrungen sind. Diese Kontaktbilder mit hellen und dunklen Magmen weisen auf etwa gleichaltrige helle und dunkle Schmelzen hin. Ähnliche Phänomene konnten auch in den Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns beobachtet werden (Frasl & Schindlmayr, 1995).

Vorkommen unterhalb des Friesenbergkees

Weitere Hinweise auf koexistierende, etwa gleich alte saure und mafische Schmelzen finden sich auch an den Gletscherschliff-Aufschlüssen unterhalb des Friesenbergkees. Helle, saure Schmelzen dringen hier in ein offensichtlich noch nicht gänzlich verfestigtes mafisches, dunkles Magma ein, ohne dass es dabei zu einer Homogenisierung der beiden Magmen gekommen ist. Dieses Phänomen des „Magma-Mingling“ ist zum Beispiel auch in den Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns zu beobachten (Frasl & Schindlmayr, 1995).

Vorkommen nördlich der Europahütte

Ein weiteres Vorkommen eines mehrere 10er Meter großen, mafischen Körpers mit vermutlich tonalitischer bis dioritischer Zusammensetzung befindet sich nördlich der Europahütte am unteren Südwestgrat des Kraxentrager. Hier lassen sich an Blockaufschlüssen ebenfalls „Magma-Mingling“-Phänomene beobachten, die auf eine Koexistenz der hellen und dunklen Magmen hinweisen. So kann man zum Beispiel an einem Blockaufschluss erkennen, wie eine helle, granitische bis granodioritische Schmelze (vermutlich Zentralgneistyp 1) sowohl als Einschluss, wie auch als Gang innerhalb der dunklen, tonalitisch-dioritischen Schmelze (= Zentralgneistyp 4) vorliegt.

Lokal lassen sich auch innerhalb der Basitkörper vom Zentralgneistyp 4 unterschiedliche intermediäre bis basische Schmelzanteile beobachten, deren lappenförmige Kontakte und saure Reaktionssäume ebenfalls auf das Zusammentreffen von etwa gleich alten und noch nicht vollständig verfestigten Schmelzen hinweisen. Diese unterschiedlichen Schmelzen waren jedoch schon teilweise auskristallisiert, sodass es zu keiner homogenen Vermischung mehr gekommen ist.

Weitere Gesteinstypen im Aufnahmegebiet

Gänge

Im Aufnahmegebiet treten vor allem innerhalb der Granitoide des Zentralgneistyps 1 lokal helle oder dunkle Gänge auf, die meist nur Dezimeter bis wenige Meter mächtig sind, und die sich meist deutlich durch mehr oder weniger scharfe Grenzen vom granitischen bis granodioritischen Hauptgestein abgrenzen. Die Zusammensetzung der Gän-

ge ist unterschiedlich und reicht von hellen leukogranitischen Varianten bis hin zu dunklen dioritischen Varianten. Die Gänge sind häufig feinkörnig bis maximal mittelkörnig.

„Altes Dach“ mit Orthogneisen

Die Gesteine des „Alten Daches“ nordwestlich des Olperer Hauptkammes sind zwischen der Geraer Hütte und dem nördlichen Fuß des Wildlahnergrates in einer mehrere 100 m breiten, SW–NE streichenden Zone aufgeschlossen. Besonders gute Einblicke zur Gesteinszusammensetzung des „Alten Daches“ liefern zum Beispiel die Gletscherschliffe unterhalb des Olperer Ferner.

Die an den Zentralgneistyp 1 angrenzenden Nebengesteine bestehen aus einer inhomogenen, oft gebänderten Gesteinsabfolge aus Biotitgneisen, Glimmerschiefern, Orthogneisen, metatektischen Gneisen und Amphiboliten. Insbesondere die Bändergneise zeigen lokal Hinweise auf eine beginnende Aufschmelzung mit der Ausbildung von metatektischen Gefügen mit Neosomanteilen („Paragneismigmatit“?).

Die biotitreichen Gneise und Glimmerschiefer repräsentieren vermutlich Paragneise, die regelmäßig auch konkordante Granitoid- und Neosomeinschaltungen aufweisen. Diese mit den Biotitgneisen und Schiefern des „Alten Daches“ verbundenen Granitoide und Neosomschmelzen sind im Vergleich zum Zentralgneistyp 1 feinkörniger und zeigen lokal ein inhomogenes, oft schlierig-migmatisches Gefügebild. Lokal treten auch unscharf begrenzte porphyrische Granitoide auf. Aufgrund ihrer konkordanten Einlagerung in die Gneise und Schiefer des „Alten Daches“ sind diese Orthogneistypen im Vergleich zu den Zentralgneistypen 1 bis 4 als älter einzustufen (siehe dazu auch weiter oben zum Kontakt des Zentralgneistyps 1 gegen Nordwesten zum „Alten Dach“).

Hochstegenkalkmarmor

Der Hochstegenkalkmarmor wurde im Zuge der Aufnahmen nördlich von der Höllscharte im Bereich des Kleinen Kaserers angetroffen. Es handelt sich um einen grauen, schwach bläulichen Kalkmarmor, der ein bankiges und untergeordnet auch plattiges Gefüge aufweist.

„Tuxer Scherzone“

Die Zentralgneise am nordwestlichen Rand des Tuxer Zentralgneiskerns zeigen eine auffallend starke Schieferung, die vermutlich auf eine ausgeprägte Scherung im Nahbereich zu den überlagernden jüngeren Gesteinsserien (z.B. Gesteine der Hochstegen Entwicklung und der Kaserer Gruppe) zurückzuführen ist. Es wird vorgeschlagen, die kilometerlange und mehrere 100 m mächtige Scherzone aufgrund ihrer Dimension als „Tuxer Scherzone“ zu bezeichnen.

Die „Tuxer Scherzone“ steht genetisch möglicherweise im Zusammenhang mit der teilweisen Abscherung der den Zentralgneisen auflagernden jüngeren Gesteinsserie (z.B. Gesteine der Hochstegen Entwicklung und der Kaserer Gruppe). Eine ähnlich mächtige Scherzone ist auch am Nordwestrand des Zillertal-Venediger-Zentralgneiskerns ausgebildet („Greiner Scherzone“).

Generell lässt sich beobachten, dass die Granitoide des Tuxer Zentralgneiskerns im Aufnahmegebiet auch gegen ihren Westrand (Gebiet Kraxentrager) und gegen ihren Südrand (Gebiet Pfitscher Joch) eine zunehmende Scherung und straffe Einregelung aufweisen. Diese Scherzonen im Westen und Süden des Tuxer Zentralgneiskerns befinden sich aber außerhalb des gegenständlichen Aufnahmegebietes.

Interpretation

Granitoide und Basite des Tuxer Zentralgneiskerns (Zentralgneistyp 1 bis 4)

Vom Geländebefund lassen sich die granitoiden bis basischen Zentralgneistypen 1 bis 4 dem Tuxer Zentralgneiskern zuordnen. Die Granitoide und Basite der Zentralgneistypen 1 bis 4 sind variszisch intrudiert und wurden im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung metamorph überprägt und zu den heute vorliegenden „Zentralgneisen“ deformiert (Finger et al., 1993).

Die Kontaktbilder zwischen den Zentralgneistypen 1 bis 4 (z.B. kontinuierliche Übergänge, „Magma-Mingling“-Phänomene) sowie auch die geochemischen und zirkontypologischen Affinitäten der Zentralgneistypen 1 bis 4 (Mayringer, 2016) weisen auf eine genetisch und hinsichtlich ihrer Platznahme zeitlich zusammenhängende Magmensuite hin. Lokale und zum Teil kleinräumig wechselnde Unterschiede im Gefügebild lassen sich meist durch eine unterschiedliche strukturelle Deformation der Granitoide erklären.

Der lokal reliktisch erhaltene Intrusionskontakt der variszischen Granitoide des Tuxer Kerns mit den gebänderten Gneisen des „Alten Daches“ (z.B. diskordante Gänge vom Zentralgneistyp 1, leukogranitische Randfazies) weist auf eine hochplutonische Platznahme der Granitoide des Tuxer Zentralgneiskerns in ein vermutlich bereits eher abgekühltes Krustenstockwerk hin.

Helle und dunkle Gänge

Mit großer Wahrscheinlichkeit sind die jungen, hellen und dunklen Gänge innerhalb der Granitoide des Tuxer Kerns als eine der magmatischen Platznahme der granitoiden bis basischen Zentralgneistypen 1 bis 4 zugehörige Spätphase zu deuten.

Zur möglichen Neu-Interpretation einiger Gneise der „Wustkogel Gruppe“

Die zwischen dem Kleinen Kunerbachtal und dem Schwarzbrunnenbachtal im Bereich der Unteren und Oberen Schwarzen Platte anstehenden Gneise (Leg.-Nr. **166** bis **168** gemäß GEOFAST-Karte, Kreuss, 2005) wurden bisher der permischen bis untertriassischen „Wustkogel Gruppe“ zugeordnet (Höck, 1969).

Im Rahmen der bisherigen Geländebegehungen konnte sich allerdings kein entsprechender Kontakt weder zu den südlich anschließenden kleinporphyrischen Granitgneisen vom Zentralgneistyp 2, noch zu den Granitoiden vom Zentralgneistyp 1 erkennen lassen. Vielmehr zeigt sich im Aufnahmegebiet im Bereich der oberen schwarzen Platte zwischen dem kleinporphyrischen Granitgneis und den südlich anschließenden Gneisen der „Wustkogel Gruppe“ ein kontinuierlicher Übergang von Süd nach Nord, der mit einer zunehmenden Deformation bzw. Scherung der Ge-

steine nach Norden zu einhergeht. In strukturell etwas geschonteren Bereichen innerhalb der Gneise der „Wustkogel Gruppe“ zeigt sich lokal und meist nur undeutlich ein kleinporphyrisches Gefügebild ähnlich dem des kleinporphyrischen Zentralgneistyps 2. Diese Geländebeobachtungen sowie auch geochemische Affinitäten zu den Zentralgneisen des Untersuchungsraumes (Mayringer, 2016) untermauern den Verdacht, dass diese Gesteine innerhalb der „Tuxer Scherzone“ möglicherweise sehr stark gescherte Granitoide des Tuxer Zentralgneiskörpers darstellen. Detaillierte Geländekartierungen insbesondere im Zusammenhang mit dem Verlauf des Hochstegenkalkmarmores und weitere Zirkonuntersuchungen können hier vermutlich zur Klärung beitragen.

Literatur

Brandner, R., Pomella, H., Reiter, F. & Töchterle, A. (2008): Ausbau Eisenbahnachse München–Verona, Brenner Basistunnel; Geologisch-Tektonische Übersichtskarte 1:50.000. – Geoteam (Brandner-John-Perello), Lageplan G1.2c-01, Plan Nr.: 101000-HT000000-GT-D0154-LP-00045-10; 29.02.2008.

Finger, F., Frasl, G., Haunschmid, B., Lettner, H., Schermaier, A., Von Quadt, A., Schindlmayr, A.O. & Steyrer, H.P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith. – In: Von Raumer, J.F. & Neubauer, F. (Eds): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 375–391, Berlin.

Frasl G. & Schindlmayr A. (1995): Strukturell gut erhaltene 2-Magmen-Gänge sowie mafische Enklaven und Großkörper in den Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns (Westliches Tauernfenster, Tirol, Zillertaler Alpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **20**, 121–151, Innsbruck.

Höck V. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **112**, 153–195, Wien.

Karl F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 1–192, Wien.

Kreuss, O. (2005): GEOFAST – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – 149 Lanersbach. Bearbeitungsstand: 08.06.2005. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Langthaler, K.J. (2002): Der geologische Rahmen und das Alter der Molybdänlagerstätte Alpeiner Scharte, Tirol. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 211 S., Leoben.

Mayringer, F. (2016): Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters. – Unveröffentlichter Bericht, 76 S., Bibliotheksarchiv der GBA (A 18740-R).

Öhlke, M. (2003): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Zentralgneis des Tuxer Kerns auf Blatt 149 Lanersbach. – Unveröffentlichter Bericht, 2 S., 1 Kt., Bibliotheksarchiv der GBA (A 16705-RA/149/2002).

Schindlmayr, A., Mayringer, F. & Haunschmid, B. (2015): Schlussbericht 2015 über kristallingeologische Aufnahmen im westlichen Tauernfenster auf Blatt 149 Lanersbach. – Unveröffentlichter Bericht, 32 S., Unterpilsbach–Hohenzell–Salzburg (Biblibiotheksarchiv der Geologischen Bundesanstalt; A 18713-R).

Blatt NL 33-01-13 Kufstein

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von Elijah Dippenaar

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen an der Basis der Nördlichen Kalkalpen zwischen Söll und Going (Kaisergebirge) auf Blatt NL 33-01-13 Kufstein

Volkmar Stingl

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2015 wurde mit der Neuaufnahme an der Basis des Wilden Kaisers zwischen Söll und Going in Tirol begonnen. Schwerpunkt der Kartierung waren die permischen und untertriassischen Sedimentgesteine an der Südseite des Kaisergebirges. Auf Grund der oft ähnlichen Lithologien ist eine detaillierte Kenntnis der permischen und untertriassischen Formationen unerlässlich, um die Lagerungsverhältnisse verstehen zu können. Es konnte an die letzte Aufnahme des westlichen Teils des Kartiergebietes (zwischen Söll und Scheffau am Achleitberg) angeknüpft werden, die vom Verfasser im Zuge der geologischen Landesaufnahme auf Blatt BMN-90 Kufstein im Jahr 2005 durchgeführt wurde (Stingl, 2006).

Stratigrafie

Gröden-Formation (Legendennummer 19)

Die von Tollmann (1976) noch als „Hochfilzener Schichten“ und von Stingl (1983) als „Prebichlschichten“ bezeichneten Sedimentgesteine werden heute auf Grund der starken lithologischen Ähnlichkeiten und derselben Altersstellung in den Südalpen einvernehmlich Gröden-Formation genannt. Sie ist v.a. in zwei Bereichen aufgeschlossen: im Westen vom Achleitberg bis zum Seebach und Rehbach, im Osten zwischen Aubach und Hausbach. Altersmäßig ist sie in das Oberperm einzustufen, da in den Sandsteinen Quarzporphyre aufgearbeitet wurden.

Im Arbeitsgebiet sind hauptsächlich weinrote Tonschiefer bis Siltsteine verbreitet, in die sich v.a. im höheren Teil mächtigere graubraune Grobsandsteine einschalten. Die Tonschiefer und Siltsteine zeichnen sich durch einen auffallenden Glimmergehalt aus, der auf den Schichtflächen gut zu erkennen ist und als Unterscheidungskriterium zu den Tonschiefern des Alpinen Buntsandsteins verwendet werden kann. Die Tonschiefer sind fallweise stark durchwühlt. Meistens besitzen sie aber eine ausgeprägte Schieferung und zerfallen blättrig. Dünne Feinsandsteinlagen und bei Stegen eine dünne Feinbrekzienlage sind vereinzelt vorhanden. Die weinrote Farbe mit einem leichten Stich ins Violette ist deutlich dunkler als im Alpinen Buntsandstein. Lagenweise gelbe Magnesitkonkretionen fallen in diesen Rotsedimenten deutlich auf.

Die Grobsandsteine sind unterschiedlich grau bis graubraun (durch einen leichten Karbonatgehalt, v.a. Magnesit und Mg-Dolomit). Die Sortierung und Reife sind durchwegs mäßig bis schlecht (i.w. lithische Grauwacken). An

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: 156

Autor(en)/Author(s): Mayringer Franz

Artikel/Article: Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters 309-314