

Die Alterstellung der Habach-Gruppe im zentralen Tauernfenster: eine kurze Diskussion

Urs KLÖTZLI¹, Volker HÖCK² & Tesfaye KEBEDE¹

¹ Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

² Institut für Geologie und Paläontologie, Paris-Lodron-Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34 / III, A-5020 Salzburg

Einführung:

Unter dem Begriff Habach-Gruppe wird eine Suite oberproterozoischer bis paläozoischer Gesteine verstanden, die das prä- bis syn-Zentralgneis-Basement des Tauernfensters darstellen und heute meist als polymetamorphe Gneise bis Schiefer vorliegen. Ihre größte Verbreitung hat die Gruppe zwischen Krimmler Achental und Kaprunertal in den zentralen Hohen Tauern. Vergleichbare Gesteine finden sich aber auch in den westlichen Hohen Tauern im Bereich Zemmgrund – Pfitscherjoch (Greiner-Formation), im Tuxertal und südlich von Gerlos (Schönachmulde). Im östlichen Tauernfenster sind ähnliche Gesteine z.B. im hintersten Raurisertal, zwischen Mallnitz und Maltatal (Seebachmulde), in der Reisseckgruppe, im Murtal und Pöllatal und im unteren Maltatal (Storz-Kareck-Komplex) zu finden.

Trotz vieler Einzeluntersuchungen, die eine Vielzahl von geochemischen und geochronologischen Daten erbracht haben, ist bis heute kein allgemein akzeptiertes Modell zur Entwicklung der Habach-Gruppe aufgestellt worden. Am ehesten mit den Daten kompatibel ist eine lithostratigraphische Verteilung in (tektonisch von unten nach oben): a) Gesteine des Altkristallins; b) Eiser-Formation; c) Ophiolith-Abfolge und d) Inselbogen-Abfolge [1, 13].

Fakten:

a) Das Altkristallin (Altkristallin ss., Basisamphibolit, Zwölferzug, Ultrabasite des Enzingerbodens) besteht aus einer sehr vielfältigen Gesteinsassoziation unterschiedlichster Herkunft.

Das Altkristallin ss. besteht aus einer Vergesellschaftung hochgradiger, polymetamorpher Para- und Orthogesteine, die häufig migmatisch sind und von sauren Gneisen unterschiedlicher Herkunft intrudiert werden. Für die Para- und Orthogneise des Altkristallins ss. gibt es keine Alterswerte. Alle intrudierenden Granitoide, die bis heute datiert wurden, sind als variszische Bildungen mit Altern zwischen 343 ± 5 Ma und 299 ± 4 Ma erkannt worden [2, 3, 4]. Funde von Blättern von farnähnlichen Samenpflanzen (*Pteridophyllum*) aus graphitischen Metasedimenten deuten auf ein oberkarbonisches Alter gewisser Anteile des Altkristallins hin [12].

Der Basisamphibolit (inklusive der Ultrabasite des Enzingerbodens) bildet das Rahmengestein des variszischen, wahrscheinlich karbonen Zentralgneises des Granatspitzkerns. Lithologisch besteht er aus einer Serie polymetamorpher, ultrabasischer bis basischer Plutonite und Vulkanite, die heute als Serpentinite, Metaperidotite, Bänderamphibolite, Amphibolite und Hornblendite vorliegen. Saure Gesteine sind nur sehr untergeordnet vertreten. Geochemisch lassen sich diese Gesteine einem supra-subduction/back-arc Ophiolith zuordnen. Alterswerte für die Bildung dieser Suite liegen zwischen $657 + 14$ / - 15 Ma und $486 + 5$ / - 4 Ma [5, 6, 7]. Möglicherweise lässt sich eine ordovizische Metamorphose noch nachweisen [13].

Der Zwölferzug besteht aus einer Wechselleagerung von Amphiboliten, Granat-Amphiboliten und sauren Gneisen. Die lithologisch – geochemische Parallelisierung mit dem Basisamphibolit erscheint möglich. Die Kontakte zu den umliegenden Gesteinen sind rein tektonisch. Alterswerte für die sauren Gesteine des Zwölferzuges liegen zwischen 499 ± 60 Ma und 374 ± 10 Ma [3, 13]. Die Metabasite zeigen „Bildungsalter“ zwischen 496 ± 28 Ma und $486 + 4$ / - 5 Ma [5]. Diese Alterswerte können aber auch als Metamorphosealter interpretiert werden.

b) Die Eiser-Formation (Biotitporphyroblastenschiefer, Basisschieferfolge) besteht vorwiegend aus metamorphen Grauwacken und graphitführenden Sandsteinen, aus Metakonglomeraten, -agglomeraten und -brekzien. Zwischengeschaltet sind basische, intermediäre und saure Vulkanite. Der Liegend-Kontakt zum Basisamphibolit des Altkristallins könnte stratigraphisch sein, ist allerdings meist tektonische überarbeitet. Der Hangend-Kontakt zur Ophiolithabfolge ist sicher tektonisch.

Altersbestimmungen an Gesteinen der Eiser-Formation im Bereich des Felber- und Amertales wurden bis dato nicht durchgeführt. Aus vergleichbaren Serien aus dem hintersten Raurisertal wurde an Zweiglimmergneisen ein Bildungsalter von 491 ± 9 Ma ermittelt [13].

c) Die Basis der Ophiolithabfolge besteht aus meist isolierten Serpentinitlinsen und Hornblenditen (ehemalige Peridotite und Pyroxenite des Ophioliths). Hauptlithologien sind verschiedenartige Amphibolite (ehemalige Gabbros) mit untergeordnet intermediären Schiefern und Gneisen. Prasiniten und Amphibolite repräsentieren die subvulkanischen bis vulkanischen Anteile des Ophioliths (basaltische Gänge, Laven und Tuffe). An wenigen Stellen lassen sich noch sheeted-dike Komplexe nachweisen. Die Liegend- und Hangend-Kontakte zur Eiser-Formation respektive zur Inselbogen-Abfolge sind tektonisch.

Publizierte Alterswerte für die magmatische Bildung der Ophiolith-Abfolge liegen zwischen 547 ± 27 Ma und 496 ± 2 Ma [5, 6]. Alter für die variszische Metamorphose(n) liegen zwischen 325 Ma und 280 ± 4 Ma [8, 9].

d) Die Inselbogen-Abfolge besteht vorwiegend aus metamorphen, intermediären bis sauren Laven und Tuffen (ehemalige Basalte, Andesite und Rhyolite) einer kalk-alkalischen, magmatischen Serie mit VAG Charakter. Petrographisch sind dies heute Prasiniten, Epidot-Prasiniten, Epidot-Albit-Gneise und Albit-Gneise. Die Zuordnung dieses Lithologien zu einem entsprechenden Ausgangsgestein ist allerdings nur sehr selten möglich. Die gesamte Abfolge lässt sich aber auf einen magmatischen Inselbogen zurückführen, der möglicherweise im Bereich einer kontinentalen Kruste gebildet wurde. Der Liegend-Kontakt zur Ophiolith-Abfolge ist tektonisch. Innerhalb der liegenden Ophiolith-Abfolge finden sich Gesteine in der Form von ehemaligen Gängen, die als Förderkanäle für die Extrusiva der Inselbogen-Abfolge interpretiert werden können. Im Hangenbereich der Inselbogen-Abfolge (Habachentwicklung oder -phyllite) treten neben den dominierenden phyllitischen Metasedimenten auch Amphibolite mit WPG Charakter auf. Der Hangend-Kontakt zum autochthonen Permo-Mesozoikum ist wahrscheinlich auch stratigraphisch.

Radiometrische Alterswerte, mehrheitlich als Extrusionsalter interpretiert, liegen zwischen 488 ± 14 und 279 ± 5 Ma [3, 6, 10, 11, 13] mit einem eindeutigen Schwerpunkt im Karbon und Perm (ca. 350 Ma bis 280 Ma). Eindeutige variszische Metamorphosealter liegen nicht vor.

Diskussion:

Für das lithotektonisch sehr vielfältig zusammengesetzte Altkristallin lässt sich zur Zeit über Genese und Altersstruktur praktisch nichts aussagen. So zum Beispiel liegen für die Gesteine des Altkristallins ss. keine verlässlichen Altersangaben vor. Inwiefern die variszischen Intrusionen und die Migmatisierung in direktem Zusammenhang stehen, ist noch unbekannt. Das Auftreten von Pflanzenresten kann dahingehend interpretiert werden, daß zumindest diese Gesteine einer post-oberkarbonen hochgradigen Metamorphose durch eine Hochposition innerhalb des variszischen Orogen entgangen sind.

Die magmatische Bildung der ophiolitischen Gesteine des Basisamphibolits und diejenigen des Zwölferzuges sind im oberen Proterozoikum resp. Kambrium anzusetzen. Dies ist sicher dahingehend zu deuten, daß cadomische Krustenanteile ins Variszikum eingebaut wurden. Ob die Gesteine im Ordovizium metamorph überprägt wurden, bleibt festzustellen. Auf alle Fälle würde

dies in den generellen Rahmen der Entwicklung der Ostalpen passen. Welche Bedeutung die geochemischen Signaturen haben bleibt der Phantasie eines jeden Bearbeiters selbst überlassen. Aus geochemischer Sicht bilden die Ophiolith-Abfolge und die Inselbogen-Abfolge in sich selbst eine koherante Serie. Es wäre dementsprechend zu erwarten, daß auch die absoluten Alterswerte jeweils einem magmatischen Ereignis, resp. einer Metamorphose zugeordnet werden können. Dies entspricht aber sicher nicht, wie oben aufgezeigt, dem jetzigen Wissensstand. Die riesige Streuung in den Alterswerten läßt zurzeit noch kein „einmaliges“ magmatisches Ereignis erkennen. Aus Feldbefunden ist aber sicher abzuleiten, daß die Inselbogen-Abfolge jünger als die Ophiolith-Abfolge sein muß. Für die Ophiolit-Abfolge ist am ehesten ein kambrisches Bildungsalter anzunehmen. Die Inselbogen-Abfolge ist aber eher als eine karbone Bildung zu betrachten. Inwiefern der große „Altersunterschied“ (ca. 200 Ma) zu den Feldbefunden paßt, muss sicher noch weiter geprüft werden.

Die als Eiser-Formation zusammengefassten Serien sind zur Zeit altersmäßig nicht einzustufen. Somit ist auch nicht klar, ob die über den gesamten Bereich des Tauernfensters zusammengefaßten Gesteine wirklich ein und derselben lithostratigraphischen Einheit entsprechen oder nicht. Da die Liegend- und Hangend-Kontakte durchwegs tektonisch sind, läßt sich auch aus den Verbandsverhältnissen keine relative Altersabfolge angeben. Einzig die Möglichkeit der Existenz eines diskordanten Kontaktes zum Basisamphibolit läßt darauf schließen, daß die Eiser-Formation jünger als der Basisamphibolit ist. Zeigt dieser wirklich eine ordovizische Metamorphose, so müßten die Metasedimente entsprechend jünger als unterordovizisch sein.

Literatur

- [1] HÖCK V in GÜNTHER W, PAAR H (2000) Schatzkammer Hohe Tauern. Verlag Anton Pustet, Salzburg – München, 408 p
- [2] FINGER F, FRASL G, HAUNSCHMID B, LETTNER H, QUADT A von, SCHERMAIER A, SCHINDLMAYR AO, STEYRER HP (1993) The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): insight into an intra-Alpine Variscan batholith. In: RAUMER JF von, NEUBAUER F (eds) Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer; Berlin Heidelberg New York, pp 375-391
- [3] EICHHORN R, LOTH G, HÖLL R, FINGER F, SCHERMAIER A, KENNEDY A (2000) Multistage Variscan magmatism in the Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data. Contrib Mineral Petrol 139: 418-435.
- [4] FINGER F, QUADT A von (1993) Genauere U/Pb Alter für Granite und Granitgneise durch sorgfältige Zirconeletion unter dem Durchlichtmikroskop – Der Knorrkogelgneis der Hohen Tauern als Beispiel. Ber Dtsch Min Ges 5: 118 (Absrt)
- [5] QUADT A von (1992) U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps). Contrib Mineral Petrol 110:57-67
- [6] EICHHORN R, HÖLL R, LOTH G, KENNEDY A (1999) Implications of U-Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria). Int Journ Earth Sci 88: 496-512
- [7] LOTH G, EICHHORN R, HÖLL R, KENNEDY A (1997) Age and evolution of the Stubach Group (Tauern Window, Eastern Alps): U-Pb-SHRIMP results of zircon from several gneiss types. Ber Dtsch Min Ges 9: 230 (abstr)
- [8] PESTAL G (1983) Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohe Tauern in Bereich des Amer- und des Felbertales. Ph.D. Thesis, Univ Wien
- [9] EICHHORN R, SCHÄRER U, HÖLL R (1995) Age and evolution of scheelite-hosting rocks in the Felbertal deposit (Eastern Alps): U-Pb geochronology of zircon and titanite. Contrib Mineral Petrol 119: 377-386
- [10] VAVRA G (1989) Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im Östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. Tübinger Geowiss Arb A6: 1-150
- [11] PEINDL P, HÖCK V (1993) unpubliziert

- [12] PESTAL G, et al. (1999) Ein Vorkommen von Oberkarbon in den mittleren Hohen Tauern. JB. Geol. B.-A., 141/4: 491-502
 [13] KLÖTZLI et al. (2001) unpubliziert.

Die Tyrnaueralm-Formation (Givetium, Grazer Paläozoikum, Hochlantsch-Decke)

Regina KRAMMER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Das Verbreitungsgebiet der Tyrnaueralm-Formation befindet sich etwa 11 km nordöstlich von Fohnleiten, Steiermark (ÖK-Blatt 134), im Gebiet der Teichalm. Sie gehört der höchsten Deckengruppe (Hochlantsch-Gruppe) des Grazer Paläozoikums an. Ihr Alter reicht vom ober(st)en Eifelium bis in das Givetium. Im Liegenden wird die ca. 200 m mächtige Formation von den Barrandeikalken (PENECKE 1889), und im Hangenden von der Zachenspitz-Formation (GOLLNER 1983) begrenzt. Ihr lithologischer Inhalt besteht aus Karbonaten, Klastika und Vulkaniten. An Fossilien treten rugose und tabulate Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden, Fischschuppen, Echinodermenreste etc. auf.

Die Bearbeitung des Gebietes um den Hochlantsch sieht auf eine lange Tradition zurück. Erstmalige Erwähnungen finden sich bei LEO VON BUCH aus dem Jahr 1819 unter der Bezeichnung „Übergangsgebirge“. Bis zum Jahr 1985 wurde die Formation unter dem Namen Calceola-Schichten (PENECKE 1887) in der Literatur geführt. Doch schließlich wurde der Name auf Tyrnaueralm-Formation (GOLLNER & ZIER 1985) geändert, um den Internationalen Stratigraphischen Richtlinien zu entsprechen.

Die als Tyrnaueralm-Formation zusammengefasste Abfolge beginnt mit einer peritidalen Ablagerungsfolge (biolaminierte, hellgraue Dolomite mit Fenstergefügen, teilweise Calcisphaeren- und Amphiporen-führende Dolomite, Silt/Sandsteine, Dolomitsandsteine) die mit einer Entwicklung von Korallen-Stromatoporen-Schuttkalken und -biostromen in einen subtidalen, höherenergetischen Flachwasserbereich (GOLLNER & ZIER 1985) übergehen. ZIER (1982) gliederte die Tyrnaueralm-Formation in eine untere, dolomitische und eine obere, karbonatische SbFm.; zwischenlagert treten basische Vulkanite (Tuffite) auf.

In der neuen Bearbeitung dieser Formation wurde besonderer Augenmerk auf die reichhaltige Korallenfauna am Fundpunkt Teichalm/Zechner Hube gelegt. Hier treten in einem Areal von etwa 110 m x 50 m hellgraue bis -blaue Kalke auf, die leider nicht in ihrem Schichtverband fassbar sind. Diese Entwicklung wird als „coral carpet“ (biostromale Framestones), dominiert durch Rugosa (Stringophyllen/Sociophyllen, Cyathophyllen), Tabulata (Favositiden, Alveoliten, Thamnoporen) und Stromatoporen (v.a. inkrustierende Formen und *Stachyodes*) gedeutet. Für die Neubearbeitung des Typusprofiles, das zum einen entlang des Forstweges von der Tyrnauer Alm in Richtung Rote Wand, und zum anderen im Tiefenbachgraben (südlich des Breitenauer Tales) erstellt wurde, ist die biostromale Entwicklung von Bedeutung, da sie als „source area“ der bioklastischen Schüttungen Hinweise liefert.

Literatur:

- BUCH, L.v. (1820): Über einige Berge der Trapp-Formation in der Gegend von Grätz.- Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1818-1819, 111-118, Berlin.
 GOLLNER, H. (1983): Geologie des Hochlantschstockes.- Unpubl. Diss., K.-F.-Univ. Graz, 1-251, Graz.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz](#)

Jahr/Year: 2001

Band/Volume: [3](#)

Autor(en)/Author(s): Klötzli Urs S., Höck Volker, Kebede Tesfaye

Artikel/Article: [Die Alterstellung der Habach-Gruppe im zentralen Tauernfenster: eine kurze Diskussion 26-29](#)