

Literatur

BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tännengebirges. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1884**, 358–367, Wien.

BRUNNER, R. (2013): Die Werfener Schuppenzone westlich der Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Masterarbeit, Universität Salzburg, 111 S., Salzburg.

FUGGER, E. (1915): Das Tennengebirge. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **64**, 369–442, Wien.

GRUBINGER, H. (1953): Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. – Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien, 148–158, Wien.

HEISSEL, W. (1955): Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen – Bischofshofen (Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **98**, 183–202, Wien.

KLAPPACHER, G. & TICHY, W. (1987): Geologische Karte des Tennengebirges, 1:25.000. – Salzburger Höhlenbuch, 4, Salzburg.

KRIEBER, M., NEUBAUER, F. & FRIEDL, G. (2018): A black shale facies in the upper Werfen Formation: Indication of an anoxic event during the rifting of the Meliata Ocean? – In: NEUBAUER, F., BRENDDEL, U. & FRIEDL, G.: *Geologica Balcanica*, XXI International Congress of the Carpathian Balkan Geological Association (CBGA). – Abstracts – Advances of Geology in southeast European mountain belts, Salzburg, Austria, September 10–13, 2018, 62, Sofia.

KRYSTYN, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128/2**, 263–264, Wien.

METZ, K. (1948): Eisen- und Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. – *Geologiska Föreningens*, **70**, 363–368, Stockholm.

PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut, Wien.

ROSSNER, R. (1972): Die Geologie der nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – *Erlanger Geologische Abhandlungen*, **89**, 57 S., Erlangen.

SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (2014): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. – *Geology*, **14**, 3–6, Washington.

SCHLAGER, W. (1967a): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1967**, 50–70, Wien.

SCHLAGER, W. (1967b): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II: Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes am Gosaukamm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **17**, 205–282, Wien.

SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). – *Ehrenberg-Festschrift (1972)*, 515–538, Wien.

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **58**, 103–207, Wien.

TRAUTH, F. (1926): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes: Erster Teil. – *Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien*, **100**, 101–212, Wien.

WEBER, L. (1973): Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.). – *Dissertation, Universität Wien*, 206 S., Wien.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zeitraum von Mitte Juli bis Anfang September 2018 wurde ein ca. 25 km² großes Gebiet geologisch neu aufgenommen. Es umfasst den Talschluss des Strickerbachs (Strickerkar), die Südosthänge des Ahrspitzes (2.014 m) und des Niederecks (1.829 m), die Gebirgsstöcke des Kleinen und Großen Knallsteins (2.378 m bzw. 2.599 m), die Umgebung des Weißensees (2.229 m) und des Ahornsees (2.069 m), die Kare des Grünsees (1.983 m) und des Schwarzensees (1.918 m) sowie die Umgebung des Hohensees (1.543 m). Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Gjoadeck (2.525 m) – Schusterstuhl – Karlspitz (2.212 m) – Karlscharte – Strickeralm – Oberkar – Knallalm (1.355 m) – Knallkar – Steinkarlscharte – Kaltherberghütte (1.608 m) – Riedlbach – Bräualm (1.165 m) – Schimpelbach – Schimpelrücken – Schönkarlsnitz (2.349 m) – Gjoadeck (2.525 m).

Schladminger Gneiskomplex einschließlich Strickerkar-Fenster

Auf die Revisionsbedürftigkeit der Grenzziehung zwischen dem nordöstlichen Teil des Schladminger Gneiskomplexes und dem Wölz-Komplex wurde schon in den Vorjahren hingewiesen (HEJL, 2016a, b). Durch die Entdeckung eines bislang unbekanntes tektonischen Fensters von Schladminger Gneisen innerhalb der Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes wird diese Thematik um eine weitere Facette bereichert. Die auf dem Grat Karlspitz–Schusterstuhl anstehenden, mittel- bis grobschuppigen Granatglimmerschiefer des Wölz-Komplexes überlagern an dessen Westabdachung in rund 2.100 m über NN die achsial nach Osten abtauchenden Gneise. Vom Grat unmittelbar nördlich des Karlspitzes (2.212 m) ist deutlich zu sehen, dass der aus Granatglimmerschiefern bestehende Hang östlich des Grates mehrere, nur mäßig steile Felsrippen aufweist. Unterhalb von ca. 1.900 m über NN wird das Relief wesentlich schroffer. Der anstehende Fels bildet dort erkerartig vorspringende Türme und Pfeiler, die offensichtlich nicht aus Glimmerschiefer bestehen. Dieser Eindruck bestätigt sich im Talgrund des Strickerkars. Der Blockschutt im Umkreis von Kote 1.484 m und am westlich anschließenden Hangfuß besteht fast ausschließlich aus Gneisblöcken, deren lithologisches Spektrum Plagioklasgneise, Biotitplagioklasgneise und Hornblendegneise umfasst. Diese

Gesteine bilden auch den anstehenden Fels der Wände und Spornberge. Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Schladminger Gneiskomplex steht außer Zweifel.

Dieses neu entdeckte tektonische Fenster von Schladminger Gneisen innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer nenne ich Strickerkar-Fenster. Es erstreckt sich in N-S-Richtung über eine Länge von 800 m und in W-E-Richtung über eine Distanz von rund 1.000 m, wenn die nicht aufgeschlossenen Anteile im Talgrund miteinbezogen werden. Ungefähr 40 % der Fläche des Strickerkar-Fensters sind oberflächlich aufgeschlossen oder nur von Boden und dünnen Schuttlagen bedeckt; die restlichen etwa 60 % befinden sich unter der quartären Sedimentbedeckung (Blockschutt und Moräne) des Talgrundes. Das Fenster hat eine Gesamtfläche von ungefähr 0,6 km² (= 60 ha). Der Fensterinhalt gehört, wie auch die Hauptmasse des Schladminger Gneiskomplexes, zum Schladming-Seckau-Deckensystem, welches von SCHMID et al. (2004) dem Oberostalpin zugeordnet wird.

Wölz-Komplex sensu stricto

Innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer können zwei Hauptlithologien unterschieden werden, und zwar erstens die feinschuppigen Glimmerschiefer mit seidig glänzenden Schieferungsflächen im nördlichen Teil des Kartiergebietes und zweitens die etwas gröber kristallisierten Granatglimmerschiefer mit lagenweise angereichertem, bis ca. 7 mm großem, nicht alteriertem Granat im zentralen Teil des Gebiets, insbesondere im Umkreis des Großen Knallsteins (2.599 m). Am Weg von der Kaltherberghütte (1.608 m) zum Unteren Klaffersee (1.884 m) fand ich in 1.850 m über NN Glimmerschieferblöcke mit weißem Feldspat und vielen großen Granatkristallen mit Durchmesser über 1 cm. Die größten Granate waren hier 17 mm groß und nicht alteriert. In den feinschuppigen Glimmerschiefern des nördlichen Gebiets ist der Granat seltener, in der Regel leicht alteriert und nur 2 bis 3 mm groß.

Die Grenze zwischen diesen beiden Hauptlithologien ist unscharf und lässt sich daher nur mit einer Genauigkeit von ca. 200 m festlegen. Sie verläuft von knapp südlich der Karlscharte (1.975 m) zur Strickeralm (1.353 m), von dort weiter auf den Höhenrücken 500 m südwestlich des Ahrnspitzes (2.014 m) und dann hinunter zum Stocker, im Talgrund des Großsölktales. Der feinschuppige Glimmerschiefer überlagert den gröberen Granatglimmerschiefer mit mittelsteilem Nord- bis Nordost-Fallen. Auch im Knallkar tritt bereichsweise feinschuppiger Glimmerschiefer auf, insbesondere nördlich vom Schönwetter (2.144 m) und am Ostfuß des Kleinen Knallsteins (2.378 m).

Der tektonische Baustil der äußerst monotonen Glimmerschieferareale erschließt sich nur schemenhaft, da kartierbare Leithorizonte fehlen. Im Norden (Schusterstuhl, 2.321 m; Niedereck, 1.829 m) ergibt sich der Eindruck einer vorwiegend flach bis mittelsteilen Lagerung mit generellem Einfallen nach Norden bis Nordosten. Am Großen Knallstein (2.599 m) und in den Karen im Umkreis des Weißensees (2.229 m) und des Ahornsees (2.069 m) haben die Glimmerschiefer zumeist steil stehende bis mittelsteil nach SSE einfallende Schieferungsflächen; die generelle Streichrichtung verläuft W-E bis WSW-ENE. Es ergibt sich der Eindruck einer antiklinalen Kulmination am Großen Knallstein oder etwas nördlich davon. Die steil stehende Schieferung ist jedoch eher als eng zusammengepresste

Transversalschieferung (mit kleinräumiger Isoklinalfaltung) und nicht als Ausdruck des primären Lagenbaus aufzufassen. Die wenigen Marmorlagen (Seekarl und südöstlich Seekarls spitz, 2.523 m) verlaufen oft diskordant zur regional vorherrschenden Schieferung.

Greim-Komplex

Die Grenze zwischen dem Greim-Komplex und dem Wölz-Komplex ist nicht überall eindeutig zu ziehen, da beide Einheiten hauptsächlich aus Metapeliten (Glimmerschiefer bzw. Paragneise) aufgebaut sind und am Übergang ein gewisser Interpretationsspielraum gegeben ist. Die Gesteine des Greim-Komplexes sind durch einen höheren Metamorphosegrad (> ca. 600° C) charakterisiert. Andererseits sind auch bestimmte Lithologien (bzw. die entsprechenden Edukte) im Greim-Komplex häufiger als im Bereich der Granatglimmerschiefer. Als feldgeologisch brauchbares Kriterium kann der schon im Handstück auffällige Feldspatgehalt der Metapelite und der damit einhergehende gneisartige Habitus der Gesteine herangezogen werden. Weniger gut geeignet ist das Vorhandensein von Pseudomorphosen nach Staurolith oder das von Diopside in Kalksilikatgesteinen. Die genannten Minerale treten zwar nicht in den Wölzer (Granat)Glimmerschiefern auf, sind aber auch im Greim-Komplex nicht allgegenwärtig, da passende Edukte bereichsweise fehlen. Die zwischen dem Sölkpaß und den Kaltenbachseen häufigen Großpseudomorphosen nach Staurolith (HEJL, 2014) wurden im diesjährigen Kartiergebiet nicht angetroffen. Ob die mächtigen Marmore am Hohensee (1.543 m) Tremolit und/oder Diopside enthalten, wird sich erst durch die Begutachtung von Gesteinsdünnschliffen feststellen lassen.

Wegen des Auftretens von feldspatreichen Paragneisen und gneisartigen Glimmerschiefern sind die Gebiete zwischen dem Kreuzsteg (1.203 m) und dem Hohensee (1.543 m) sowie der Schimpelrücken dem Greim-Komplex zuzuordnen. Auch innerhalb bzw. zwischen den mächtigen Amphiboliten am Schwarzensee (1.918 m) treten gneisartige Lagen auf. Die Abgrenzung gegenüber den nördlich anschließenden Glimmerschiefern ist jedoch unscharf. Insbesondere ist die Zugehörigkeit der Amphibolite unklar, da diese sowohl innerhalb der Glimmerschiefer, als auch im Greim-Komplex auftreten können.

Quartäre Sedimente und Formen

Die spät- und postglaziale Sedimentbedeckung besteht vorwiegend aus Moränen, Blockgletscherablagerungen, Solifluktionsschutt, Steinschlag- und Felsturm Massen sowie Muren- und Wildbachablagerungen. Solifluktionsschutt und Blockgletscherablagerungen sind auch anhand der Laserscans gut zu erkennen und abzugrenzen. Besonders spektakulär sind die wulstartig deformierten Schuttkörper am Westufer des Grünsees (1.983 m), im namenlosen Kar westlich des Griegelsees (ca. 2.005 m) und am Weißensee (2.229 m). Diese offensichtlichen Blockgletscherablagerungen liegen zwischen ca. 1.900 und 2.250 m über NN und somit klar unter der gegenwärtigen Permafrostgrenze. Die longitudinalen Moränen im Talgrund des Strickerbaches und im südlich anschließenden Strickerkar liegen in 1.350 bis 1.850 m über NN. Da sie keine Anzeichen von Solifluktion aufweisen, ist anzunehmen, dass die spätglaziale Gletscherzunge weit unter die damalige Permafrostgrenze hinabgereicht hat.

Literatur

HEJL, E. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 298–299, Wien.

HEJL, E. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 267–268, Wien.

HEJL, E. (2016b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 268–270, Wien.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogeny. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**, 93–117, Basel.

Blatt 147 Axams

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiet der Franz-Senn-Hütte auf Blatt 147 Axams

MARKUS PALZER-KHOMENKO

Die Kartierung wurde in Tirol im hinteren Seducker Tal durchgeführt. Das Kartierungsgebiet erstreckte sich östlich, nördlich und nordwestlich der Franz-Senn-Hütte und wird von den umgebenden Graten des Seducker Tals begrenzt. Besonders in höherliegenden Bereichen der Nord- und Osthänge konnten aufgrund der hohen Steinschlagaktivität viele Felswände nicht direkt begangen werden und die Untersuchungen beschränkten sich auf den jungen (Post 1850) Hangschutt. Die Süd- und Westhänge waren hingegen meist problemlos begehbar. Im Osten wurde das Haupttal ab dem Höllenrachen bis zum Schwarzenberger Joch begangen. Nach Nordosten hin wurden der Verborgene Bergferner, der Apere Turm, das Berglatal und die Obere und Untere Rinnengrube begangen. Außerdem wurden Nachbegehungen und ergänzende Kartierungsarbeiten zwischen dem kleinen Horntaler Joch und der Villergrube durchgeführt. Im Zuge der Kartierungsarbeiten wurden eine abgedeckte Festgesteinskarte sowie eine Karte der quartären Bedeckung erstellt.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014 bis 2016 dar (PALZER, 2015). Im Süden, im Falbesoner Tal, kartierte KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) die südliche Fortsetzung. Im Südwesten, im Bereich der Dresdner Hütte liegt eine Karte von SCHINDLMAYR (1999) vor. Im Westen, östlich der Amberger Hütte, kartierte PATZELT (1977). Der westnordwestlich gelegene Winnebach-Migmatit wurde von HOINKES et al. (1972) und CHOWANETZ (1990) kartiert. Im Nordosten liegt eine Kartierung des Fotschertals von BREITFUSS (2016) vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von HAMMER (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach KRETZ (1983) verwendet (mit Ausnahme von Amphibol = Amph und Hellglimmer = Hg).

Beschreibung und Verbreitung verwendeter Lithodeme

Die Gliederung der Lithodeme stellt eine Modifizierung der Gliederung von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) dar. Die Alpeiner-Suite, die Glockturm-Suite und der Sulztal-Komplex

wurden weitestgehend im Sinne von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) angewendet. Teile des Schrankogel-Komplexes werden allerdings als eigenständiger Komplex vom Schrankogel-Komplex getrennt. Dabei wird der Ky-St-Grt-Glimmerschiefer, welcher von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) als Linse innerhalb des Schrankogel-Komplexes kartiert wurde, aber im gegenständigen Untersuchungsgebiet durchgehend verfolgt werden konnte, als Höllenrachen-Lithodem definiert und als „Deckenscheider“ interpretiert, der zwei lithologisch ähnliche, aber genetisch unterschiedliche Lithodeme abgrenzt. Die Amphibole westlich des Höllenrachen-Lithodems sind mit Meta-Eklogiten, Grt-Amphiboliten und Tonaliten vergesellschaftet, was eine magmatische Genese andeutet. Diese Vergesellschaftung wird als Rinnengruben-Lithodem zusammengefasst und bildet hier zusammen mit dem Höllenrachen-Lithodem den Schrankogel-Komplex. Die überwiegend feinkörnigen, massigen bis gebänderten Amphibolite östlich des Höllenrachen-Lithodems sind dagegen mit Bt-Gneisen vergesellschaftet, die nach Osten hin in leukokrate Bt-arme Gneise übergehen. Dies wird als vulkano-sedimentäre Abfolge gedeutet. Die Amphibolite und vergesellschafteten Bt-Gneise werden als Sommerwand-Lithodem und die Bt-armen, leukokraten Gneise als Schafgrübler-Lithodem ausgeschieden. Beide Einheiten werden zum Franz-Senn-Komplex zusammengefasst. Die komplexe Verfaltung im Verschnitt mit der ausgeprägten Topografie erzeugt eine scheinbare Wechsellagerung zwischen Schrankogel-Komplex und Franz-Senn-Komplex, welche nur unter Zuhilfenahme des Höllenrachen-Lithodems aufgelöst werden kann. Ob diese im Gelände gut anwendbare Gliederung auch geologisch relevant und sinnvoll ist, oder ob das Modell von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) zutrifft, bleibt abzuwarten. Detaillierte petrologische, chemische und geochronologische Untersuchungen könnten hier Auskunft geben. Der Franz-Senn-Komplex wird im Nordosten durch des Villergruben-Lithodem, bestehend aus mylonitischen Quarziten und Glimmerschiefern, begrenzt. Die nördlich anschließende Grawawand wird durch Amphibolite aufgebaut, welche am ehesten den Amphiboliten des Rinnengruben-Lithodems entsprechen. Gegen Osten hin werden alle Lithologien durch die Bassler-Joch-Störung abgeschnitten und dextral 1–2 km nach Süden versetzt.