

ERTL, V. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 450–451, Wien.

ERTL, V. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 340–342, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1963): Kreuzeckgruppe. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 1. Band, 220 S., Leoben.

GRIESMEIER, G.E.U. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 373–375, Wien.

GRIESMEIER, G. (2018a): Geologische Karte des Gratal 1:10.000. – Unveröffentlichte Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19697-k10/181/2018]

GRIESMEIER, G. (2018b): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 157–158, Wien.

GRIESMEIER, G. (2019): Geologische Aufnahmen im Gratal (Kreuzeck, Kärnten, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 131–143, Wien.

HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 5–87, Wien.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary science, **21/2**, 115–130, Chichester. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955>

KRAINER, B. (1983a): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen der Penker Dechantalm (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126/2**, 327–328, Wien.

KRAINER, B. (1983b): Bericht über die geologische Kartierung der Penker Dechantalm (Kreuzeckgruppe, Kärnten) im Sommer 1982 (ÖK Bl. 1981). – Unveröffentlichter Aufnahmebericht, 2 S., 1 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05538-RA/181/1982]

KRAINER, B. (1983c): Bericht über die geologische Kartierung entlang des Kreuzeckhauptkammes (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmebericht, 8 S., 1 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05704-RA/181/1983]

KRAINER, B. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen entlang des Kreuzeckhauptkammes (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/2**, 253–254, Wien.

KRAINER, B. (1985a): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128/2**, 317–318, Wien.

KRAINER, B. (1985b): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmebericht, 4 S., 2 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05983-RA/181/1984]

KRAINER, B. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Teuchlgebiet/Kreuzeckgruppe auf dem Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 452–453, Wien.

KRAINER, B. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Teuchlgebiet/Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmebericht, 3 S., 1 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06197-RA/181/1985]

PUTIS, M., BEZAK, V., KOHUT, M., KOVACIK, M., MARKO, F. & PLAŠIENKA, D. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/3**, 345–348, Wien.

PUTIS, M., BARATH, I., BEZAK, V., BROSKA, I., JANAK, M., KOHUT, M., KOVACIK, M., LUKACIK, E., MADARAS, J., MARKO, F., PLAŠIENKA, D. & SIMAN, P. (1998): Geologische Kartierung auf ÖK Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Bericht, 6 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11311-ÖK25V/181-5]

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, **65/2**, 113–144, Göttingen.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97/1**, 93–117, Basel.

SCHUSTER, R. & SCHMIDT, K. (2000): Bericht 1999 über die geologische Aufnahme in der zentralen Kreuzeckgruppe (Blatt 180 Winklern und 181 Obervellach). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**, 384–386, Wien.

SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2001): Permo-Triassic ductile deformation in the Austroalpine Strieden Complex (Kreuzeck Mountains/Austria). – Abstract Volume of the 5th Workshop on Alpine Geological Studies (Obergurgl/Austria). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **25**, 197–198, Innsbruck.

SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 453–455, Wien.

SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der Reißbeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

RALF SCHUSTER

In der Reißbeckgruppe wurden Areale im oberen Riekengraben (1.900–2.500 m Seehöhe) aufgenommen. Diese befinden sich im Bereich des Tauernfensters und sind aus Gesteinen des Subpenninikums aufgebaut (SCHMID et al., 2004). Zur Einarbeitung und inhaltlichen Abstimmung sowie aus logistischen Gründen wurden auch Areale auf ÖK50 Blatt 182 Spittal an der Drau begangen und zum Teil geologisch kartiert. Zunächst wird in diesem Bericht ein geologischer Überblick gegeben, der insbesondere auf die verwendete Nomenklatur eingeht, die am angrenzenden Kartenblatt GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (PESTAL et al., 2006) bzw. in den dazugehörigen Erläuterungen (SCHUSTER et al., 2006) entwickelt wurde. Anschließend werden die auftretenden Festgesteinslithologien, basierend auf den eben zitierten Erläuterungen, beschrieben. Weiters wird auf Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung sowie auf quartäre Ablagerungen und Formen eingegangen.

Geologischer Überblick

Der geologische Aufbau der Reißbeckgruppe ist durch eine kuppelförmige Struktur der subpenninischen- und penninischen Decken bestimmt, welche auch als „Eastern Tauern Dome“ (SCHARF et al., 2016) bezeichnet wurde. Diese

Struktur entsteht durch eine prägende Schieferung, die im Zentrum rund um das Reißbeck (2.965 m) flach liegt und nach allen Seiten immer steiler einfällt. Parallel dazu ist ein „zweibelschalenartiger“ lithologischer Aufbau vorhanden. Das kartierte Gebiet befindet sich im südwestlichen Teil der Reißbeckgruppe und dementsprechend fallen die tektonisch tieferen Anteile im Nordwesten flach ein, während die höheren Anteile im Südwesten steil gegen Südwesten einfallen.

Mit Bezug auf PESTAL et al. (2006) und SCHUSTER et al. (2006) umfassen die subpenninischen Decken im bearbeiteten Gebiet den Reißbeck- und Draxel-Komplex sowie verschiedene, unterschiedlich stark deformierte, variszische Granitoide, die als Zentralgneise bezeichnet werden. Der Reißbeck-Komplex baut sich aus zum Teil migmatitischem Paragneis mit Einschaltungen von Amphibolit auf, wobei für die Protolithen ein prä-karbonees Alter angenommen wird. Der Draxel-Komplex besteht aus zyklischen Wechsellagerungen von quarz- und feldspatreichem Glimmerschiefer mit dünnen Lagen aus dunklem Granatglimmerschiefer und stellenweise Grafitquarzit. Nur lokal sind diese Gesteine aplitisch injiziert. Die Abfolge wird als metamorphe, „jungpaläozoische“ (Karbon-Perm) Flyschserie interpretiert. Der Draxel-Komplex soll nach SCHUSTER et al. (2006: 45) im „obersten Riekkental nahe der westlichen Blattschnittgrenze von CLIFF et al. (1971) kartiert“ sein. In der zuletzt genannten Arbeit kommt jedoch der Begriff Draxel-Komplex nicht vor und auch die Gesteinsbeschreibung des dort ausgeschiedenen gebänderten Gneises passt nicht unbedingt zur obigen Charakterisierung.

Sowohl der Reißbeck- als auch der Draxel-Komplex werden von verschiedenen Granitoiden des „Hochalmkerns“ (BECKE, 1909) intrudiert. Die Verbreitung und Benennung der einzelnen Orthogneise wird in den Bearbeitungen von CLIFF et al. (1971), EXNER (1980), HOLUB & MARSCHALLINGER (1989), PESTAL et al. (2006) und SCHUH (2011, 2019a, b) sehr unterschiedlich gesehen und gehandhabt. Generell werden Tonalit und Granodioritgneis (Malta-Tonalitgneis), Augengneis (z.B. Hochalm-Porphyrgranit), leukokrater Biotitgranitgneis unterschiedlicher Körnigkeit sowie grobkörniger und feinkörniger Leukogranitgneis unterschieden. Zusätzlich findet sich in den neueren Bearbeitungen der Schönanger-Granitgneis, ein Zweiglimmer-Granitgneis (EXNER, 1980; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989), der zu den jüngsten Intrusivkörpern gehören soll. Ein geochronologisches Alter für den Zeitpunkt der Intrusionen liegen nur für den Malta-Tonalitgneis vor. Dieses wird von CLIFF (1981) mit 314 ± 7 Ma angegeben.

Alle Paragesteine zeigen eine polyphase Metamorphoseprägung. Während des Variszischen Ereignisses im Karbon wurden zumindest amphibolitfaziale Bedingungen erreicht, weit verbreitet kam es aber auch zu partieller Anatexis und Migmatitbildung. Die Überprägung durch das Jungalpidische Ereignis erfolgte im Oligozän bei Bedingungen der oberen Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies (CLIFF et al., 1971; SCHUSTER et al., 2006; SCHARF et al., 2013).

Lithologien und deren Verbreitung

Die Kartierung erbrachte folgende lithologisch/lithostratigraphische Abfolge: Die tektonisch liegenden Anteile werden aus migmatitischem Paragneis und Amphibolit des Reißbeck-Komplexes aufgebaut, in dem zahlreiche, zumeist leukokrate granitische Gänge und kleinere, lagenförmige Zentralgneiskörper auftreten. Eine der mächtigeren Orthogneislagen soll nach PESTAL et al. (2006) zum Schönanger-Granitgneis gehören. Darüber folgt mit scharfer Grenze ein bis über 200 m mächtiger Zug aus Biotitgranitgneis. Dieser baut auch die, vom unteren Riekkengraben aus betrachtet, eindrucksvolle Gröbelwand (2.517 m) auf. Es folgen erneut Gesteine des Reißbeck-Komplexes und nach der Karte von PESTAL et al. (2006) auch Metasedimente des Draxel-Komplexes. Die tektonisch hangenden Anteile werden von Malta-Tonalitgneis, Augengneis und verschiedenen Biotitgranitgneisen mit einzelnen Lagen und Schollen aus Gesteinen des Reißbeck-Komplexes aufgebaut.

Reißbeck-Komplex

Der **migmatitische Paragneis** tritt in zwei durch unterschiedlich starke Deformation gekennzeichneten Typen auf. Weniger häufig ist ein schlieriger Migmatit vorhanden, in dem prä-migmatitische Paragneisstrukturen über stromatitische Partien in Diatexitgneis übergehen. Das Paläosom ist reich an schwarzem Biotit und führt bisweilen auch Hornblende. Es ist undeutlich gegenüber dem zumeist aplitischen Neosom mit granitischer bis tonalitischer Zusammensetzung begrenzt. Auf Grund der Verteilung von Paläosom und Neosom ist das Gestein unregelmäßig hell- bis dunkelgrau gefärbt.

Zumeist ist der migmatitische Paragneis aber intensiv duktil deformiert und tritt als gebänderter Migmatitgneis in Erscheinung (Aufschluss RS-20-181-164). Die Dicke der einzelnen Lagen beträgt wenige Zentimeter bis wenige Meter, wobei unterschiedlich grau gefärbte Paragneislagen mit weißen bis hellgrauen, quarz- und feldspatreichen Orthogneislagen wechsellagern. Die Paragneislagen zeigen einen Mineralbestand aus Feldspat, Quarz, Biotit, wenig Muskovit und bisweilen hellgrünem Epidot und schwarzer Hornblende. Sehr selten sind Granat oder Titanit makroskopisch zu erkennen. Die unterschiedliche Färbung ist im Wesentlichen auf den variablen Biotitgehalt zurückzuführen, wobei die besonders dunklen Lagen als Biotitschiefer und Biotit-Hornblendegneis anzusprechen sind. Der Bändergneis zeigt oft isoklinale Falten, wobei wie bereits von EXNER (1980) beschrieben, Biotit und Hornblende parallel zu den Faltenachsen elongiert sein können.

Im Bereich der Geländestufe beim Wasserfall unterhalb der Unteren Moosbodenhütte sind im biotitreichen, migmatitischen Paragneis einzelne Lagen von Granatglimmerschiefer vorhanden. Die Granatkristalle erreichen bis zu 5 mm im Durchmesser und sind teilweise hypidiomorph ausgebildet.

Im migmatitischen Paragneis sind immer wieder konkordante und diskordante granitische Gänge mit unterschiedlicher Mächtigkeit vorhanden. Zum Teil ist zu erkennen, dass sich diese aus dem Neosom entwickeln, beziehungsweise, dass ein genetischer Zusammenhang mit diesem besteht. Die Gänge zeigen zumeist aplitische oder granitische, selten auch pegmatitische (Aufschluss RS-20-

181-179) Texturen. In letzteren erreichen einzelne Feldspatkristalle bis zu 10 cm Größe. Die Gänge wurden mit unterschiedlicher Intensität gemeinsam mit den Paragneisen deformiert. Dabei wurden diskordante Gänge manchmal in pygmatische Falten gelegt (Aufschluss RS-20-181-165). Mächtigere Gänge bzw. Intrusionen sind in der Karte extra ausgeschieden und werden bei den Zentralgneisen behandelt.

Amphibolit tritt innerhalb der migmatitischen Paragneise immer wieder als dezimeter- bis zehnermetermächtige, konkordante Einschaltungen auf. Zum Teil sind auch Wechsellagerungen von Amphibolit und Paragneis vorhanden. Im Gelände können verschiedene Typen unterschieden werden, die jedoch fließende Übergänge ineinander aufweisen. Es findet sich feldspatreicher, grün-weiß gesprenkelter Amphibolit mit deutlich erkennbaren Feldspatkörnern, schwarzgrüner, feinkörniger Amphibolit und feinkörniger, reichlich Feldspat- und Biotit führender Amphibolit. Zum Teil nur im Dünnschliff ist ein Mineralbestand mit Hornblende, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Quarz, zum Teil Biotit, sowie untergeordnet Karbonat, Titanit und opaken Erzmineralen (z.B. Ilmenit) zu erkennen. Nur sehr selten kann vereinzelt Granat enthalten sein. Weiters ist immer wieder retrograd entstandener Chlorit zu beobachten.

Zentralgneise

Im Folgenden werden die angetroffenen Zentralgneistypen beschrieben. Da auf Grund fehlender Altersdaten eine chronostratigrafische Reihung nicht möglich ist, erfolgt die Beschreibung vom Liegenden gegen das Hangende.

Leukokrater Orthogneis ist wie oben erwähnt im liegenden Teil des Reißbeck-Komplexes in Form zahlreicher konkordanter Lagergänge im migmatitischen Paragneis anzutreffen. Diese bilden häufig grobblockig zerfallende Felswände und Felsaufbauten mit heller, leicht gelblicher oder oranger Färbung. Bisweilen sind auch plattige Typen vorhanden. Oberflächen, die schon länger der Verwitterung ausgesetzt sind, zeigen eine Abrundung der Kanten und dadurch gerundete Formen. Der leukokrate Orthogneis hat eine gewisse Variabilität hinsichtlich mineralogischer Zusammensetzung und Textur. Häufig ist er reich an Feldspat und Quarz, mit etwas Muskovit und immer wieder auch feinkörnigem Biotit. Zumeist zeigt er eine aplitische oder mittelkörnige, granitische Textur (Aufschluss RS-20-181-158). Selten sind auch Augengneislagen oder unscharf abgegrenzte, zum Teil verfaltete, pegmatitische Gänge vorhanden (Aufschluss RS-20-181-158).

Biotitgranitgneis bildet einen mehrere hundert Meter mächtigen, sehr homogenen Körper. Das hellgraue Gestein bricht an der Basis nach der Schieferung zu dezimeterdicken Platten (Aufschluss RS-20-181-172). Darüber bricht es nach Kluffflächen zu Blöcken, welche große Teile der ausgedehnten Blockfelder im obersten Riekengraben aufbauen. Das Gestein ist zwar geschiefert, aber mitunter derart isotrop, dass die Kluffflächen gleichmäßige Wölbungen wie Scherben zeigen. Der Biotitgranitgneis ist zumeist feinkörnig und leukokrat, mit viel Feldspat und Quarz sowie Biotitblättchen mit 0,5–1,5 mm Durchmesser (Aufschluss RS-20-181-171). In den höheren Anteilen und gegen das Hangende an Häufigkeit zunehmend, sind selten diffus abgegrenzte, gröberkörnige oder dunklere, biotitreichere Varietäten vorhanden. Sehr selten konnten auch

Pegmatitschlieren (Aufschluss RS-20-181-176) mit einzelnen kleinen Granatkristallen beobachtet werden. Ebenfalls extrem selten sind biotitreiche Schollen aus Paragneis anzutreffen. Dazu kommen Zerrklüfte, die mit dunkelgrau-braunem Quarz, Biotit und weißem Feldspat komplett gefüllt sind.

Im Hangenden des Biotitgranitgneises finden sich im Reißbeck-Komplex **granitische bis pegmatitische Gänge**, die migmatitische Paragneise aus grobschuppigem Biotit-Plagioklas-Paläosom und schlierigem Neosom diskordant durchschlagen (Aufschluss RS-05-182-003). Die Gänge sind weitgehend undeformiert und zeigen einen Mineralbestand aus zentimetergroßem, blaugrauem Kalifeldspat, weißem Plagioklas, grauem Quarz, Biotit, grobblättrigem, schwarzem Erz (Ilmenit?) und rotem Granat. Der Granat ist als bis zu 0,5 mm große Ikositetraeder ausgebildet und als magmatische Bildung zu interpretieren.

Der **Malta-Tonalitgneis** bildet einen mit Bezug auf die mineralogische Zusammensetzung, Korngröße und den Deformationsgrad inhomogenen Körper. Die quarzdioritische, tonalitische oder granodioritische Zusammensetzung ist im Gelände nicht unterscheidbar. Das bisweilen schlierige Erscheinungsbild wird durch das Auftreten von unvollständig aufgelösten Schollen aus migmatitischem Paragneis noch unterstrichen. Der Tonalit bzw. Granodiorit ist meist mittel-, seltener feinkörnig und schwarz-weiß gesprenkelt (Aufschluss RS-20-181-207). Makroskopisch sind schwarzer Biotit, weißer Feldspat und grauer Quarz erkennbar. Dazu kommen gelbgrüner Epidot und lokal bis millimetergroßer, brauner Titanit. Schieferung und Lineation sind meist deutlich ausgebildet, wobei Biotit in der Lineation elongiert sein kann. Immer wieder sind Lagen aus Augengneis, feinkörnigem Biotitgranitgneis oder seltener aus Aplit- und Pegmatitgneis vorhanden.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Die kuppelförmige Struktur der subpenninischen und penninischen Decken im östlichen Teil des Tauernfensters entstand zweifelsohne in einem späten Stadium des jungalpidischen Ereignisses im Neogen. Das kartierte Gebiet befindet sich im zentralen und südwestlichen Teil der Reißbeckgruppe und dementsprechend liegt die prägende Schieferung um das zentral gelegene Reißbeck (2.965 m) relativ flach, während sie gegen den Talausgang des Riekengrabens zunehmend steiler gegen Südwesten einfällt. Fast überall zeigen die Gesteine eine ausgeprägte, manchmal auch mylonitische Deformation, wobei die Gefüge postdeformativ stark rekristallisiert sind. Stellenweise, wie beispielsweise an der Geländestufe nahe dem Wasserfall (Aufschluss RS-05-182-003) sind aber auch migmatitische Paragneise mit nicht weiter überprägten migmatitischen Texturen und undeformierte granitische Gänge vorhanden. Das zeigt, dass die prägende Schieferung zum Teil bereits variszisch entstanden sein muss. Die variszische Schieferung wurde aber während des Jungalpidischen Ereignisses von einer oft parallel dazu liegenden Schieferung, sehr unterschiedlich durchgreifend, überprägt.

Faltenstrukturen sind im bearbeiteten Gebiet eine Seltenheit. Einerseits finden sich im gebänderten, migmatitischen Paragneis duktile, oft isoklinale Falten mit streuenden Achsen und in der Bänderung liegenden Achsenebenen. Die-

se hochtemperierten Strukturen sind während des Variszischen Ereignisses entstanden. Andererseits sind jüngere, offene Falten mit zumeist flach NW–SE streichenden Faltenachsen zu beobachten. Diese sind vor allem dort anzutreffen, wo die prägende Schieferung vom generellen Einfallen abweicht. Die Faltenachsebenen dieser Faltung fallen gegen Südwesten ein und zeichnen damit die kupelförmige Großstruktur nach. Daher ist für diese Faltung eine jungalpidische Bildung anzunehmen.

Die im Profil auftretenden, plattigen Orthogneise stellen rekristallisierte Mylonite dar. Sie treten im Liegenden des Tonalites und vor allem an der Basis des großen Biotitgranitgneiszuges auf. Wahrscheinlich markieren sie Deckengrenzen, wobei mangels Altersdaten nicht entschieden werden kann, ob diese während des Variszischen- oder des Jungalpidischen Ereignisses entstanden sind.

Einige wenige spröde Störungszonen, die auch morphologisch wirksam sind, lassen sich im Gelände über weitere Strecken verfolgen. Die bei weitem bedeutendste ist NW–SE orientiert und lässt sich vom oberen Teil des Zwernberg-, Rieken- und Mühldorfgrabens bis in den Reintzbachgraben durch weite Teile der Reißbeckgruppe verfolgen. Im oberen Riekengraben zieht sie von der Zwernberger Scharte (2.646 m) bis zum RieKentörl (2.550 m) und scheint für die Richtungsänderung im Talverlauf mitverantwortlich zu sein. So ist der untere Teil des Riekengrabens SW–NE verlaufend, während der obere Teil in rechtem Winkel darauf und parallel zur Störung orientiert ist. Im untersuchten Gebiet ist die Störung durchwegs von Schutt bedeckt und so konnten die Störungsgesteine nicht direkt beobachtet werden. Wie auch bei den übrigen spröden Störungen dürfte der Versatz nicht allzu groß sein, da lithologische Grenzen im Kartenbild nicht merklich versetzt werden.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Das kartierte Gebiet liegt weitestgehend über der Baumgrenze und ist durch eine glazigene Morphologie geprägt. Die Kämmen liegen zwischen 2.500 m und nahezu 3.000 m Seehöhe. Unter diesen befinden sich etliche Zehnermeter bis 200 m hohe, steile, aber nicht senkrechte Felswände und in weiterer Folge weite, oft sehr flache Kare. Lediglich an der gegen Nordosten einfallenden Seite des Gamolnigspitzes (2.788 m) und dem daran anschließenden, gegen NNW streichenden Kamm sind keine Kare vorhanden. Die Eisschliffgrenze liegt im unteren Bereich der Karwände und reicht um das Reißbeck (2.965 m) bis über 2.800 m hinauf. Die Zwernberger Scharte (2.646 m) lag deutlich unter der Eisoberfläche. Unter den Wänden folgen steile Hangschuttkörper, die grobblockig ausgebildet sind, wenn die Sturzblöcke und Felssturzmassen aus Orthogneis bestehen. Daran anschließend folgt oft grobes Blockwerk mit Stauchwällen, das als Blockgletscherablagerungen angesprochen werden kann. Im Kar unter dem Riekenkopf (2.896 m) und Riekener Sonnblick (2.876 m) sind auf etwa 2.600 m Seehöhe zwei kleine, sehr gut erhaltene Blockgletscherablagerungen mit steiler Front ausgebildet. Diese waren wahrscheinlich noch vor kürzerer Zeit aktiv. Alle übrigen Blockgletscherablagerungen zeigen verfallende Wallformen und dürften zuletzt während des Würm-Spätglazials aktiv gewesen sein. Die großen, flachen Karbö-

den südwestlich des Zaubernocks (2.944 m) und Reißbecks (2.965 m) sind durch Rundhöckerlandschaften aus Festgesteinsaufschlüssen mit Gletscherschliffen, Grundmoränenablagerungen, einzelnen Blöcken und Schuttfeldern von Ablationsmoränenablagerungen und verschwemmtem Moränenmaterial geprägt. Hier sind auch etliche kleine Seen vorhanden.

Auch im Riekengraben selbst sind verschiedene Ablagerungen anzutreffen. Im obersten Teil von der Zwernberger Scharte (2.646 m) abwärts bis auf 2.240 m Seehöhe ist das gesamte Tal von mächtigem Blockwerk erfüllt. Einzelne Blöcke haben ein Volumen bis über 25 m³ und andeutungsweise können Stauchwälle erkannt werden. Da dieser Bereich nur teilweise von rezemem Hangschutt und Sturzblöcken erreicht werden kann, handelt es sich wahrscheinlich um die Ablationsmoränenablagerung eines schuttbedeckten Gletschers, die zum Teil als Blockgletscher reaktiviert wurde. Talabwärts bis zur Biegung in 2.100 m Seehöhe und auch im obersten Bereich des NE–SW streichenden Anteils des Riekengrabens, bis zur Steilstufe beim Wasserfall, sind an den Hängen grobblockige Ablationsmoränenablagerungen vorhanden. Im Talboden finden sich jedoch Rundbuckel, Grundmoränenablagerungen und verschwemmtes Moränenmaterial mit nur einzelnen Blöcken der Ablationsmoräne. Es ist anzunehmen, dass die grobblockigen Ablagerungen an den Hängen abgelagert wurden, als der Gletscher das Material aus dem zentralen Teil des Tales noch abtransportieren konnte.

Unterhalb der Steilstufe sind die Talflanken von Hangschuttablagerungen sowie Schwemm- und Murenkegeln bedeckt, während im Talboden fluviatile Ablagerungen vorhanden sind.

Abschließende Bemerkungen

Im Bereich der Geländestufe beim Wasserfall sollen nach der Karte von PESTAL et al. (2006) flyschoiden, karbonen Metasedimente des Draxel-Komplexes vorhanden sein. Ob die an dieser Lokalität in den migmatitischen Paragneisen vereinzelt angetroffenen Grantglimmerschieferlagen diese Einstufung rechtfertigen, ist derzeit ungewiss.

Die Unterteilung der „Zentralgneise“ erfolgt bis heute weitgehend an Hand des makroskopischen Erscheinungsbildes. Dieses ergibt sich aus dem magmatischen Mineralbestand und dessen Gefüge, im Verschnitt mit einer sehr unterschiedlich durchgreifenden strukturellen und metamorphen Überprägung. Dabei zeigen einerseits einzelne Intrusivkörper eine bedeutende interne Variabilität, andererseits sind sehr ähnlich aussehende Biotitgranitgneise oder Augengneise in verschiedenen Niveaus vorhanden und mit verschiedenen Intrusionskörpern verbunden. Auch ist es oft nicht einfach, zu entscheiden, ob allenfalls vorhandener Muskovit magmatischen oder metamorphen Ursprungs ist. Schon die relativ wenigen bisher vorhandenen geochemischen und geochronologischen Daten zeigen, dass sich hinter den Begriffen Biotitgranitgneis oder Augengneis verschiedene und auch unterschiedlich alte Intrusionskörper verbergen. Eine deutlich bessere lithostratigrafisch/lithodemische Gliederung der Zentralgneise, die zumindest eine Formalisierung der wichtigsten Intrusionskörper beinhaltet, ist dringend erforderlich. Mit den vorhandenen Daten ist das aber nicht zu machen.

In diesem Sinne wurden alle Körper aus leukokrater Granitgneis im tektonisch liegenden Teil des untersuchten Gebietes zusammengefasst. Nach makroskopischen Kriterien konnte der in der Karte von PESTAL et al. (2006) extra ausgeschiedene Zug aus Schönanger-Granitgneis nicht abgetrennt werden und geochemische oder geochronologische Daten, die eine gesonderte Ausscheidung nahelegen, sind derzeit nicht verfügbar.

In Zukunft sollte auch der mächtige Biotitgranitgneiszug, der unter anderem die Grübelwand (2.517 m) aufbaut, aus der Masse der übrigen Biotitgranitgneise herausgelöst und lithostratigrafisch/lithodemisch gefasst werden. Mit seiner stark deformierten Basis scheint er für die tektonische Untergliederung des Gebietes von besonderer Bedeutung.

Auch zur Aufschlüsselung des internen tektonischen Baues des kartierten Gebietes sind zusätzliche Altersdaten notwendig. Neben Altersinformationen zu den Kristallisationsaltern der wesentlichen Zentralgneistypen fehlen auch Altersdaten zum variszischen Metamorphosehöhepunkt und zum Sedimentationsalter der Paragesteine.

Literatur

- BECKE, F. (1909): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **118**, 1045–1072, Wien.
- CLIFF, R. (1981): Pre-Alpine History of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **77**, 262–266, Berlin–Heidelberg.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **114**, 121–272, Wien.
- EXNER, C. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **123/2**, 343–410, Wien.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **81**, 5–31, Wien.
- PESTAL, G., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHARF, A., HANDY, M.R., ZIEMANN, M.A. & SCHMID, S.M. (2013): Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps) – a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). – Journal of metamorphic Geology, **31/8**, 863–880, Oxford.
- SCHARF, A., HANDY, M.R., SCHMID, S.M., FAVARO, S., SUDO, M., SCHUSTER, R. & HAMMERSCHMIDT, K. (2016): Grain-size effects on the closure temperature of white mica in a crustal-scale extensional shear zone – implications of in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-ablation of white mica for dating shearing and cooling (Tauern Window, Eastern Alps). – Tectonophysics, **674**, 210–226, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHUH, M. (2011): Bericht 2007, 2008 und 2010 über geologische Aufnahmen im Bereich „Hohes Gößkar“ auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151/1–2**, 159–160, Wien.
- SCHUH, M. (2019a): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Dösner und Kaponig Tal auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 387–389, Wien.
- SCHUH, M. (2019b): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Bereich Kaponig, Zwenberger und Zandlacher Tal auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 389–391, Wien.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

RALF SCHUSTER & GERIT GRIESMEIER

Dieser Bericht beschreibt die Kartierungsergebnisse von den Südabhängigen der Kreuzeckgruppe zwischen dem Gnoppnitzbachtal und dem Bergerbachtal. Die nördliche Begrenzung läuft etwa im Turggerbachtal zwischen der Turggeralm (1.784 m Sh.) und dem Rottörl (2.305 m), die südliche Begrenzung folgt weitgehend der Straße von Berg im Drautal über Emberg bis Amberg. Die Kartierung schließt an jene von ERTL (1986a, b) und SCHUSTER (2020) an. In diesem Bericht wird nach einem kurzen geologischen Überblick zunächst auf die auftretenden Festgesteinslithologien und die darin enthaltenen Strukturen eingegangen. Diese sind aus dem nördlich angrenzenden Bereich von SCHUSTER (2020) ausführlich beschrieben. Dieser Bericht enthält eine verkürzte Version, die auf Besonderheiten im hier dargestellten Gebiet eingeht. Danach folgt eine Beschreibung der quartären Ablagerungen und Formen sowie der Massenbewegungen.

Geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet wird zur Gänze von der oberostalpinen Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (SCHMID et al., 2004) eingenommen, die in diesem Bereich ausschließlich von höheren Anteilen des Strieden-Komplexes (HOKE, 1990) aufgebaut wird. Dieser besteht großteils aus Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer (Typ Kleines Hochkreuz). Darin finden sich immer wieder Lagen von Amphibolit, wie beispielsweise auf der Nordseite des Naßfeldriegels (2.238 m), im Kar unter der Hohen Grenten oder im Bergerbachtal auf 900 m Seehöhe. Diese Amphibolitlagen lassen sich im Streichen weit verfolgen und ihre Mächtigkeit erreicht bis zu einigen Zehnermetern. In Verbindung mit den Amphibolitlagen finden sich manchmal wenige Dezimeter bis maximal 2 m mächtige Lagen von leukokrater Gneis, die von SCHUSTER (2020) als Metarhyolith interpretiert wurden. Weiters sind immer wieder Einschaltungen von Quarzit und Grafitquarzit vorhanden, die fließende Übergänge zu quarzitischem Glimmerschiefer zeigen. Sie sind im Allgemeinen nur einige Dezimeter bis wenige Meter mächtig und lassen sich im Einzelnen nicht weit verfolgen. Basierend auf den in den Gesteinen auftretenden Paragenesen und den vorhandenen Altersdaten erfuhr der höhere Anteil