

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

des Strieden-Komplexes eine variszische Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies (SCHUSTER et al., 2001). Am Naßfeldriegel (2.238 m) findet sich ein zu den Periadriatischen Magmatiten zählender Tonalitgang und um das Rottörl (2.305 m) konnte die Fortsetzung der Leßnigbach-Scherzone (GRIESMEIER, 2018, 2019) weiter gegen Westen verfolgt werden.

Lithologien

Strieden-Komplex

Glimmerschiefer bzw. **Granatglimmerschiefer** (Typ Kleines Hochkreuz) ist das dominierende Festgestein im bearbeiteten Gebiet. Er zeigt eine gewisse Variabilität, wobei die einzelnen Varietäten fließend ineinander übergehen und in der Karte nicht flächendeckend voneinander abgetrennt werden können. Im Allgemeinen brechen die Gesteine grobblockig nach unregelmäßigen und unebenen Klufflächen und nur untergeordnet nach der Schieferung. Das ist auf die unten beschriebene mehrphasige Deformation mit interferierenden Verfaltungen zurückzuführen. Die Oberflächen zeigen zumeist kaum rostbraune Verwitterungsbeläge. Die Hauptgemengteile sind Muskovit, Chlorit und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Granat, Plagioklas, Biotit und Grafit. Häufig zeigen die Gesteine daher eine durch Muskovit und Chlorit bedingte graugrüne Färbung, tritt der Chlorit zurück, erscheinen sie silberig. Bei höherem Grafitgehalt können sie aber auch dunkelgrau gefärbt sein. Die Minerale bilden ein feinkörniges, homogenes Gefüge aus dem nur Granatporphyroblasten und Quarzmobilisate hervortreten.

Granat ist in quarzitischen Typen selten und unauffällig, in den muskovit- und chloritreichen Varietäten ist er aber häufig vorhanden und diese Gesteine können oft als Granatglimmerschiefer angesprochen werden. Er erreicht häufig eine Größe von 5–10 mm, selten auch bis zu 1,5 cm. Die rundlichen Kristalle sind xenomorph mit der Matrix verzahnt oder hypidiomorph. Oft zeigt der Granat bereits im Handstück grünliche Randbereiche aus Chlorit. Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Granatkristalle oft weitgehend und manchmal vollständig durch Chlorit ersetzt sind, wobei die Umwandlung zumeist unter statischen Bedingungen stattgefunden hat. Biotit findet sich nur sehr selten und in geringen Mengen. Es ist davon auszugehen, dass er in vielen Bereichen chloritisiert ist. Größere Mengen von frisch erhaltenem Biotit sind zum Beispiel 500 m nordöstlich der Emberger Alm (Aufschluss RS-19-181-236) anzutreffen. Quarzmobilisate sind in unterschiedlicher Menge vorhanden. Durch die polyphase Deformation sind sie stark duktil deformiert, isoklinal verfaltet und boudiniert. Häufig sind sie im Kern weiß und gegen den Rand zu zunehmend grau gefärbt.

Der **Quarzit** entwickelt sich mit fließendem Übergang aus quarzitischem Glimmerschiefer. Das Gestein fällt im Gelände durch einen plattigen Bruch auf, es ist zumeist hellgrau gefärbt und zeigt so gut wie immer einen gewissen Gehalt an Glimmer.

Dunkelgrau bis schwarz gefärbter **Grafitquarzit** bildet immer wieder bis zu einige Dezimeter mächtige Lagen in grafitreichem Glimmerschiefer (z.B. Aufschluss RS-20-181-346).

Der **Amphibolit** zerfällt zumeist zu polygonalen Blöcken mit Bruchflächen, die etwas ebenflächiger als jene des Glimmerschiefers sind. Oft sind hellgraue Beläge, selten auch rotorange Flechten auf den ansonsten schwarzgrün gefärbten Bruchflächen vorhanden. Im Handstück kann man verschiedene Typen unterscheiden. Am häufigsten sind Gesteine, in denen schwarzgrün gefärbter Amphibol und weißer Plagioklas als einige Zehntelmillimeter bis 1 mm große, diskrete Körner erkennbar sind. Ein weiterer Typ besteht fast ausschließlich aus sehr feinnadeligem Amphibol, der deutlich nach einem Streckungslinear eingeregelt ist. Bei diesem zeigen die Schieferungsflächen einen seidigen Glanz und eine graugrüne Farbe. Oft ist auch eine feine Knickfaltung in großem Winkel auf die Ausrichtung der Amphibolkristalle zu erkennen.

Der **leukokrate Metarhyolithgneis** (SCHUSTER, 2020) bricht scharfkantig zu Steinen und kleineren Blöcken nach der Schieferung und zumeist in großem Winkel darauf orientierten Klüften. Die Oberfläche ist weiß oder gelblich gefärbt (Aufschluss RS-20-181-322). Das Gestein ist feinkörnig, durchwegs mylonitisch deformiert, intern isoklinal verfaltet und von dünnen verfalteten Quarzmobilisatlagen durchzogen. Feldspat dominiert deutlich über Quarz und es sind makroskopisch keine dunklen Gemengteile zu erkennen.

Periadriatische Intrusiva

Die Periadriatischen Ganggesteine fallen im Gelände durch ihre ebenflächigen, polygonalen Bruchflächen und die homogene, zumeist graue Färbung auf. Ein feinkörniger, grau-grünlicher tonalitischer Gang ist etwa 150 m WNW des Gipfels des Naßfeldriegels (2.238 m) über einige Meter aufgeschlossen (SCHUSTER, 2020). Die wahrscheinliche Fortsetzung befindet sich in einer Entfernung von etwa 150 m auf der südwestlichen Bergflanke direkt am markierten Weg (Aufschluss RS-20-181-308). Der wenige Meter mächtige Gang streicht damit NE–SW bzw. fällt steil gegen Nordwesten ein.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Basierend auf der Verteilung der als basische Metavulkanite interpretierten Amphibolitlagen (SCHUSTER, 2020) und der Quarzitlagen, die den sedimentären Lagenbau abbilden, zeigt der Strieden-Komplex im Arbeitsgebiet generell ein relativ steiles Einfallen gegen Süden. Die subparallel zum stofflichen Lagenbau angelegte prägende Schieferung fällt bedingt durch eine polyphase Verfaltung im Aufschlussbereich sehr variabel ein.

Die prägende Schieferung (S_x) entstand während der variszischen Metamorphose (SCHUSTER & SCHUSTER, 2003). Besonders im Amphibolit ist immer wieder ein Streckungslinear (L_x) zu erkennen, welches, bedingt durch das generell steile Einfallen gegen Süden, heute etwa NE–SW bzw. E–W orientiert ist. Mehr oder weniger parallel dazu ist eine Verfaltung ($F_x + 1$) vorhanden. Diese beinhaltet Falten mehrerer Ordnungen mit Amplituden von mehreren 10er Metern bis hin zu einer Krenulation. Dazugehörige Faltenachsebenen ($FA_{Ex} + 1$) bzw. eine Achsenebenschieferung ($S_x + 1$) fällt zumeist steil gegen NNW ein. Eine großräumige Faltung mit E–W bzw. WNW–ESE verlaufenden Faltenachsen ($F_x + 2$) ist für die Steilstellung der

Schieferung Sx verantwortlich. Da von diesen Strukturen auch die südlich angrenzenden permo-mesozoischen Sedimente des Drauzuges betroffen sind, muss diese eoalpidisch während der Kreide entstanden sein. Die Deformation Dx + 2 überprägt weitestgehend spröde und mit lokal unterschiedlicher Intensität die älteren Strukturen.

Der Verlauf der Leßnigbach-Scherzone ist östlich und westlich des Rottörls (2.305 m) anhand der Morphologie als auch am Deformationsgrad der Gesteine klar zu erkennen. Vom Törl verläuft ein Graben genau gegen Osten, von dem sich nach ca. 350 m ein Ast gegen ENE abspaltet. Weitere 350 m gegen ENE befindet sich ein von Rinnen durchzogener Felsriegel (2.150 m). Der Bereich dazwischen ist von Schutt bedeckt und es ist zu vermuten, dass die Scherzone hier an einer *flower structure* um etwa 100 m gegen Norden versetzt wird. Vom Felsriegel in 2.150 m Seehöhe bis zu den kataklastisch deformierten Aufschlüssen ca. 250 m über dem Talgrund des Gnoppnitzbachtals ist die Scherzone vollständig unter Moränen bzw. Schuttbedeckung. Vom Rottörl gegen Westen liegt die Scherzone zunächst 200 m lang unter Hangschutt und Blockgletscherablagerungen. Danach folgt ein mehr als 100 m langer Rücken aus Störungsgesteinen und in weiterer Folge ein über mehr als 1 km gegen Westen verfolgbarer Graben, in dem ein Bach fließt. Aus dem Verlauf ergibt sich, dass die Leßnigbach-Scherzone saiger steht oder mit etwa 80° gegen Norden einfällt. Die Störungsgesteine sind sehr gut im Graben direkt östlich des Rottörls (2.305 m) zu studieren. Sie zeigen eine interne Zonierung über eine Breite von bis zu 100 m. In den Randbereichen zeigen die Glimmerschiefer eine gegen das Zentrum zunehmende phyllonitische Schieferung, brechen kleinstückig und die Farbe verändert sich von graugrün zu rostig-rotbraun. Im etwa 10 m breiten, zentralen Bereich ist eine intensive kataklastische Überprägung sowie das Auftreten von zentimeterdicken Ultrakataklasiten und *clay gauges* zu beobachten (Aufschluss RS-20-181-314). Die beobachteten Schersinnkriterien lieferten für den untersuchten Bereich keine klare Kinematik, was wahrscheinlich auf eine polyphase Deformation zurückzuführen ist.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Die Morphologie des kartierten Gebietes ist durch verschiedene quartäre Formen und Ablagerungen geprägt. Diese zeigen eine deutliche Zonierung mit der Seehöhe.

Die Kambereiche liegen in 2.000–2.350 m Seehöhe und deren Morphologie zeigt, dass sich die Eisschliffgrenze im Würm-Hochglazial (ca. 30–20 ka, MONEGATO et al., 2007; IVY-OCHS et al., 2004) vermutlich in etwa 2.100 m Seehöhe befand. Dafür spricht, dass das Ochsentörl (2.076 m) vom Gletscher überformt ist, während der Kambereich der Hohen Grenten, das Naßfeldtörl (2.172 m) und Rottörl (2.305 m) eine schroffe Morphologie zeigen und damit oberhalb der Eisoberfläche lagen.

Die Nordseite des Naßfeldriegels ist relativ steil und strukturiert und beinhaltet Karböden, die durch Rundbuckellandschaften mit kleinen Seen und Vernässungen charakterisiert sind. Im Gegensatz dazu sind an der Südseite des Naßfeldriegels und unter der Hohen Grenten nur niedrige Karwände mit flach geneigten Karböden vorhanden. Unter den Karwänden sind häufig kleinere Blockgletscherab-

lagerungen vorhanden, wie zum Beispiel im Kar nördlich des Naßfeldriegels (2.238 m) und nördlich und südlich der Hohen Grenten. Diese sind durch grobblockige Sedimente mit Wallformen und zum Teil steilen Flanken (> 40°) charakterisiert. Die Blöcke sind ineinander verkeilt und es fehlt eine Matrix zwischen ihnen.

Die flachen Karböden um die Hohe Grenten und das Gebiet um die Emberger Alm sind großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Diese bestehen aus Diamikt mit zumeist brauner bis rötlichbrauner, tonig-siltiger Matrix und eckigen bis angerundeten Granat-Glimmerschiefer- und Amphibolitkomponenten aus lokalem Material des Strieden-Komplexes. Der Diamikt ist nicht selten stark konsolidiert, manchmal ist er durch Verwitterung etwas aufgelockert. Bei der Kartierung fallen besonders die durch die Verwitterung entstandene Rotfärbung und der hohe Feinanteil der Matrix auf. Zudem gibt es auf den Grundmoränenablagerungen immer wieder Vernässungen mit oberflächlichem Abfluss. Innerhalb der Grundmoränenablagerungen treten häufig Festgesteinsbuckel auf, die darauf hindeuten, dass die Mächtigkeit wohl oft nur wenige Dezimeter oder Meter beträgt. Dies ist auch in der Rundbuckellandschaft im Kar nördlich des Naßfeldriegels (2.238 m) gut zu beobachten.

Am Hang unterhalb der Emberger Alm treten sehr häufig unkonsolidierte Diamikte auf. Die Matrix ist dabei zumeist sandig, beinhaltet aber sehr häufig auch einen hohen Siltanteil. Die Komponenten darin sind angular bis angerundet, wobei die eckigen Steine Lokalmaterial darstellen, welches nicht weit transportiert wurde. Diese Sedimente liegen oft nur geringmächtig dem Festgesteinsuntergrund auf, da dieser sehr häufig durchtritt. Es ist anzunehmen, dass die Mächtigkeit dieser Sedimente nie besonders groß war. Morphologisch sind diese Bereiche oft durch seichte, in Falllinie verlaufende, eng aneinander liegende Gräben charakterisiert. Diese Morphologie hilft bei der flächigen Abtrennung dieser Bereiche von Bereichen mit Grundmoränenbedeckung, die sich durch sehr gleichmäßiges Relief auszeichnen.

Aufgrund des hohen Anteils an Feinmaterial, der lockeren Lagerung und des Reichtums an angularem Material werden diese Sedimente als Flächenspülungssediment interpretiert. Es beinhaltet Grundmoränenablagerungen und von lokalen Bächen umgelagerten Hangschutt. Aufgrund der Lage am Hang und der Lithofazies ist es nicht plausibel, dass diese Sedimente in Stauseen am Eisrand geschüttet wurden, wodurch sie nicht als Eisrandablagerungen zu betrachten sind.

Die unteren Hangbereiche sind bis in eine Seehöhe von etwa 1.200 m großflächig von Eisrandablagerungen bedeckt, aus denen nur wenige Felsrücken herausragen. Diese ziehen auch leicht ansteigend in das Gnoppnitzbachtal hinein. Bei diesen handelt es sich um Sand-Kies-Gemische, die bei guter Erhaltung eine flach bis mittelsteile Schichtung aufweisen. Die Sedimente sind in den meisten Fällen matrixgestützt, korngestützte Lagen treten nur in seltenen Fällen auf. Die Matrix ist hellgrau, sandig und die einzelnen Komponenten sind oft sehr gut gerundet. Hin und wieder lässt sich auch eine inverse Gradierung erkennen. Es gibt einzelne Bereiche, die eine trogförmige Schichtung aufweisen. Diese sind durch eine Basis aus vergleichsweise großen Komponenten von den unterlagernden Sedimenten abgegrenzt. Die Komponenten set-

zen sich großteils aus Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten des Strieden-Komplexes zusammen. Zusätzlich finden sich quarzitisches Gneise, Gerölle aus Quarzmobilisat und Tonalite, die von Periadriatischen Gängen stammen. Eindeutig ferntransportierte Gerölle, wie beispielsweise Orthogneise, finden sich extrem selten.

Die Sedimente wurden während der Eiszerfallsphase (REITNER, 2007) von Flüssen, die ihr Einzugsgebiet im Bergerbachtal und Gnoppnitzbachtal hatten, in Staukörper am Eisrand geschüttet. Die geschichteten Kies-Sand-Gemische stellen dabei Deltaablagerungen mit Rinnen dar, deren Mächtigkeit stellenweise an die 200 m (beim Talaustritt des Bergbachtals) erreicht. Zumeist ist die Mächtigkeit aber deutlich geringer, wie Festgesteinsaufschlüsse in stärker eingetieften Gräben zeigen (z.B. Graben südlich Eisendle in 900 m Seehöhe). Generell zeigt der kartierte südliche Abhang der Kreuzeckgruppe eine treppenförmige Morphologie, wobei die flachen Bereiche von Eisrandablagerungen gebildet werden und die steileren Areale dazwischen oft aus Festgestein bestehen. Am Talaustritt des Bergerbachtals befinden sich in den Eisrandablagerungen drei Trockentäler (auf ca. 1.000 m, 850 m und 780 m Seehöhe), die etwa in östliche Richtung entwässerten, während es im Bereich westlich des Gnoppnitzbachtals zwei Trockentäler (auf ca. 850 m und 700 m Seehöhe) gibt, die nach Süden abfallen.

Massenbewegungen

Aufgrund des hohen Reliefs sind in vielen Bereichen des Kartierungsgebietes Auswirkungen gravitativer Massenbewegungen anzutreffen. Im Folgenden werden daher nur die auffälligsten Bereiche näher beschrieben.

Südlich des Naßfeldriegels (2.238 m) befindet sich eine großflächige, komplexe Massenbewegung. Deren unregelmäßig geformte und von Zerrgräben begleitete Abrisskante lässt sich entlang des Kammes von der Emberger Alm in 1.940 m Seehöhe bis zum Naßfeldtörl (2.172 m) und weitere 800 m gegen Westen hin verfolgen. Darunter befindet sich ein tiefgreifend aufgelockerter Bereich. In der östlichen Hälfte, in welcher der Versatzbetrag geringer erscheint, lassen sich noch Großschollen aus Festgestein mit auflagernden glazigenen Sedimenten ausmachen. Hingegen ist im Westteil unter der an die 200 m hohen Abrissfläche eine einförmige Fließmasse vorhanden. Entwässert wird die Massenbewegung über das Bergerbachtal. Auffallend ist, dass an den Flanken dieses recht kurzen Tales sehr mächtige Eisrandsedimente vorhanden sind. Es wäre denkbar, dass die Massenbewegung bereits in der Eiszerfallsphase (REITNER, 2007) aktiv war und die Massenbewegung sehr viel Material lieferte, das vom Bach in den damaligen Eisrandstausee transportiert wurde.

Der Nordrand des flach gegen Osten abfallenden Kares südöstlich des Naßfeldriegels (2.238 m), als auch der die Emberger Alm im Norden begrenzende Rücken werden

durch absätzige Bewegungen morphologisch akzentuiert. In beiden Fällen sind etwa E-W orientierte Abrisskanten mit Versätzen von wenigen Zehnermetern vorhanden.

Eine eher geringe Auflockerung zeigt auch der Hang am Übergang vom Drautal in das Gnoppnitzbachtal unterhalb der Emberger Alm. Hier gibt es zahlreiche NE-SW orientierte Gräben, die durch antithetische Bewegungen an steilstehenden Trennflächen erzeugt werden. Dazu kommen einzelne, kleinere Abrisse mit Versätzen, die maximal einige Zehnermeter aufweisen.

Literatur

ERTL, V. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 7 S., 2 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06332-RA/181/1985]

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.

GRIESMEIER, G.E.U. (2018): 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, **159/1–4**, 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., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 47–55, Basel. <http://dx.doi.org/10.1007/s00015-004-1110-0>

MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – *Quaternary Research*, **68/2**, 284–302, Cambridge. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002>

REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164**, 64–84, Oxford.

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. (2020): Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 507–512, Wien.

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., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs*, **44**, 111–141, Wien.