JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 159 | Heft 1–4 | S. 131–143 | Wien, Dezember 2019

Geologische Aufnahmen im Gratal (Kreuzeck, Kärnten, Österreich)

GERIT GRIESMEIER*

5 Abbildungen, 1 Tafel

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
181 Obervellach / NL 33-04-04 Obervellach
/ NL 33-04-10 Kötschach-Mauthen

Geologische Kartierung
Strukturgeologie
Quartärgeologie
Kreuzeckgruppe
Leßnigbach-Scherzone

Inhalt

Zusammenfassung . . . 131
Abstract . . . 132
Geologischer Überblick . . . 132
Lithostratigrafische Einheiten und Lithologien . . . 132
Strieden-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke) . . . 132
Gaugen-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke) . . . 134
Strukturgeologie und Lagerungsverhältnisse . . . 134
Strieden-Komplex . . . 134
Gaugen-Komplex südlich der Leßnigbach-Scherzone . . . 135
Gaugen-Komplex nördlich der Leßnigbach-Scherzone . . . 135
Grenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex . . . 135
Leßnigbach-Scherzone . . . 137
Quartäre Ablagerungen und Formen . . . 137
Schliffgrenze . . . 137
Moränenablagerungen . . . 137
Ablagerungen periglazialer Verwitterung . . . 137
Eisrandablagerungen . . . 138
Massenbewegungen . . . 139
Abschätzung verschiedener Gletscherstände . . . 139
Würm-Hochglazial (~30–20 ka) . . . 139
Eiszerfallsphase (Beginn Würm-Spätglazial; ~20–19 ka) . . . 139
Weitere spätglaziale Ablagerungen . . . 139
Lagerstätten . . . 140
Literatur . . . 141
Tafel 1 . . . 142

Zusammenfassung

Aufgrund der geringen eoalpidischen (kretazischen) Überprägung bietet das Gratal (auch Rottensteintal) die Möglichkeit, pre-Alpidische Ereignisse zu untersuchen. Zudem kann durch eine Vielzahl verschiedener glazigener Ablagerungen die jüngste geologische Vergangenheit rekonstruiert werden.

Das untersuchte Gebiet befindet sich auf dem Kartenblatt ÖK50 Blatt 181 Obervellach und umfasst das Gratal in der südöstlichen Kreuzeckgruppe. Tektonisch befindet sich das Untersuchungsgebiet im Drauzug-Gurktal-Deckensystem und wird lithostratigrafisch vom Liegenden in das Hangende vom Strieden- und Gaugen-Komplex aufgebaut.

Im Strieden-Komplex gibt es eine Abfolge aus Granat-Glimmerschiefern, Glimmerschiefern und Paragneisen. Die Gesteine wurden gemeinsam offen verfaltet und von der Grenze zum überlagernden Gaugen-Komplex diskordant abgeschnitten. Diese Grenze ist eine bis zu 300 m mächtige Mylonit/Phyllonitzone, an der die Gesteine beider angrenzender Einheiten stark überprägt wurden. Der Gaugen-Komplex besteht hauptsächlich aus Paragneisen und Glimmerschiefern, welche durch den Hellglimmerreichtum ein charakteristisches Erscheinungsbild aufweisen. Beide Einheiten wurden polyphas verfaltet, wodurch das Einfallen der Schieferungen und Lineationen stark variiert. Neben der Scherzone zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex gibt es eine weitere markante Phyllonitzone (Leßnigbach-Scherzone), die den Gaugen-Komplex von Ost nach West durchschneidet.

* GERIT GRIESMEIER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerit.griesmeier@geologie.ac.at

Während des Würm-Hochglazials (Last Glacial Maximum, LGM) war das Gebiet Teil eines großen Eisstromnetzes, das weite Teile der Ostalpen bedeckte. Schliffgrenzen deuten darauf hin, dass die Eisoberfläche im Drautal 2.100 m Seehöhe erreichte. Nur die höchsten Gipfel ragten als Nunataker heraus. In nicht vergletscherten Bereichen herrschte Frostsprengung vor, wodurch heute in oberen Hangbereichen periglazialer Verwitterungsschutt vorliegt. Großflächige Ablagerungen von Grund- und Ablationsmoränen zeugen vom LGM und späteren Glazialen. Als älteste Ablagerungen liegen Eisrandsedimente vor, die an Rändern des zurückschmelzenden Gletschers in Eisstauseen geschüttet wurden. End- und Seitenmoränen zeigen, dass es während des alpinen Spätglazials kleinere Kargletscher gegeben hat, die während einzelner Stadiale unterschiedliche Ausdehnung erreichten. Mit dem Zusammenbruch des Eisstromnetzes kam es infolge der Instabilität der übersteilten Hänge zu tiefgreifenden Massenbewegungen und Hangzerreißungen, wie Zerrgräben vielerorts zeigen.
Verlassene und zum Teil versperrte Stollenlöcher bilden heute noch stumme Zeugen des Gold- und Silberabbaus in der Kreuzeckgruppe.

Geological investigations in the Gra valley (Kreuzeck mountain, Carinthia, Austria)

Abstract

Due to a minor eoalpine (cretaceous) overprint, the Gra valley (also Rottenstein valley) provides the possibility to investigate pre-Alpine events. Additionally, the youngest geological past can be reconstructed due to a variety of sediments of glacial origin.
The studied area can be found on the Austrian 1:50,000 map sheet BMN 181 Obervellach and covers the Gra valley in the southeastern Kreuzeck Mountains. Tectonically, the study area is part of the Drauzug-Gurktal Nappe System and is formed lithostratigraphically by the Strieden and Gaugen complexes from base to top.
In the Strieden Complex there is a sequence of garnet-micaschist, micaschist and paragneiss. These lithologies were open folded together and cut discordantly by the border to the overlying Gaugen Complex. This border is an up to 300 m thick shear zone, were rocks of both adjacent units have been heavily phyllonitized/mylonitized.
The Gaugen Complex mainly consists of paragneiss and micaschist with a characteristic appearance due to the abundance of white mica. Both units were folded polyphasely resulting in a great variation of the dip of the schistosity and lineation. Besides the shear zone between the Strieden and Gaugen complexes, there is another prominent phyllonite zone (Leßnigbach Shearzone), which intersects the Gaugen Complex from East to West.
During the Würmian Pleniglacial (= Last Glacial Maximum, LGM) most parts of the area were part of the transection glacier complex covering large parts of the Eastern Alps. Trimlines indicate the ice surface in the Drau valley in c. 2,100 m a.s.l. Only the highest peaks were nunataks. In these areas, which were not covered by glaciers, congelifraction prevailed as documented by a cover of periglacial weathering debris. Large areas covered by subglacial till and ablation till are the legacy of the LGM but also of the following Alpine Lateglacial. The oldest lateglacial deposits are ice-marginal sediments that were deposited during the Phase of ice-decay in ice-dammed lakes along the margin of the rapidly downmelting glaciers, just after the LGM. Latero-frontal moraines are indications of the presence of small cirque glaciers during different stadials of the Alpine Lateglacial. With the collapse of the transection glacier complex of the LGM, glacially oversteepened slopes reacted with deep-seated mass movements as shown by tension cracks in many locations.
Abandoned and partly locked galleries serve as silent witnesses to the gold and silver mining in the Kreuzeck Mountains.

Geologischer Überblick

Geologisch umfasst das bearbeitete Gebiet (Taf. 1) die Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Diese Decke wird vom Liegenden in das Hangende vom Strieden- und Gaugen-Komplex aufgebaut, wobei der Strieden-Komplex im Norden und der Gaugen-Komplex, der den größten Teil des Gebietes einnimmt, im Süden auftritt. Diese Einheiten sind durch eine markante, mylonitische/phyllonitische Scherzone begrenzt. Der Gaugen-Komplex ist intern von einer mächtigen Phyllonitzone (Leßnigbach-Scherzone; GRIESMEIER et al., 2019) in E–W-Richtung durchschnitten.

Lithostratigrafische Einheiten und Lithologien

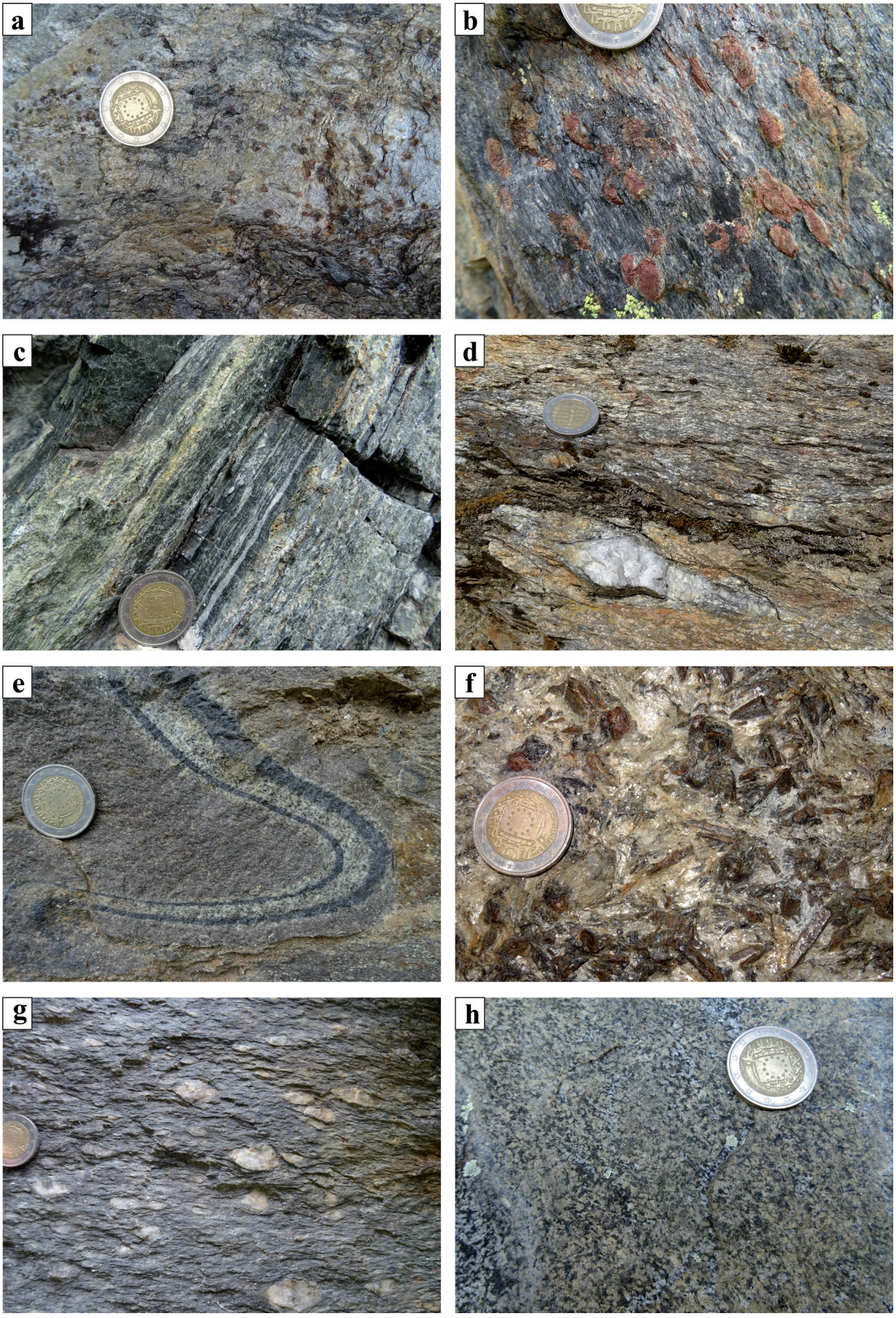
Strieden-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Die Hauptlithologie des Strieden-Komplexes ist Glimmerschiefer. Aufgrund der großflächigen Überlagerung von quartären Sedimenten gibt es im Aufnahmegebiet nur wenige Aufschlüsse. Granat-Glimmerschiefer finden sich allerdings in großer Zahl als gerundete Steine in den quartären Ablagerungen. Seltene, wenige Meter mächtige Quarzit- und Amphibolit-Lagen sind in die Granat-Glimmerschiefer eingeschaltet.

Die **Granat-Glimmerschiefer** (Abb. 1a) sind graublau gefärbt und brechen groblockig zu unregelmäßigen, wenige Kubikdezimeter großen Blöcken. Oft sind Quarz-Lagen und Quarz-Klasten in die Schieferung eingeregelt und isoklinal verfaltet. Die prägende Schieferung ist ebenso stark verfaltet und auf den Schieferungsflächen sind feinkörnige, silberige Hellglimmer und grüngrauer Chlorit zu erkennen. Auffallend ist, dass Biotit zumeist vollständig abwesend ist. Granat erreicht eine Größe von bis zu 15 mm und ist zumeist homogen im Gestein verteilt. Er ist gut erhalten, lediglich etwas zerbrochen.

Diese Granat-Glimmerschiefer werden im Nordosten des kartierten Gebietes von **Glimmerschiefern mit weitgehend abgebautem Granat** unterlagert. Die Granate erreichen ebenfalls bis 1 cm Größe, wurden jedoch größtenteils in Eisenoxide/-hydroxide umgewandelt (Abb. 1b). Die Glimmerschiefer beinhalten graue Quarzmobilisate, sind reich an Biotit und weisen eine rote Verwitterungsfarbe auf. Bemerkenswert ist, dass die umgewandelten Granate oft dieselbe dunkelrote Farbe aufweisen. In manchen

Abb. 1. ▶
Gesteine aus dem untersuchten Gebiet. a) Granat-Glimmerschiefer des Strieden-Komplexes. b) Glimmerschiefer des Strieden-Komplexes aus dem Bereich der Scherzone zwischen dem Strieden- und Gaugen-Komplex. Typisch sind Granate, die zu Eisenoxiden/-hydroxiden abgebaut wurden. Durch den Einfluss der Scherzone weisen die abgebauten Granate eine sigmoidale Form auf. c) Gebänderter Amphibolit aus dem Strieden-Komplex. Die Bänderung wird durch Wechsellagerung hellgrüner Epidot, dunkelgrüner Amphibol- und weißer Plagioklas-/Quarz-Lagen verursacht. d) Typischer, ockerfarbener, hellglimmerreicher Glimmerschiefer des Gaugen-Komplexes. e) In besonders quarzitischen Paragneisen des Gaugen-Komplexes ist das Auftreten dieser Amphibol-Chlorit-Granat-Quarz-Lagen häufig. f) Granat-Staurolith-Glimmerschiefer des Gaugen-Komplexes. Die Staurolithe erreichen eine Länge von 1 cm. Diese Gesteine sind äußerst selten im Gaugen-Komplex. g) Orthogneis-Lage im Gaugen-Komplex. Große Feldspatkristalle bilden typischerweise sigmoidale Klasten in einer Glimmer-reichen Matrix. h) Grakofel-Dioritgneis mit dunkelgrünen Amphibolen und hellgrünen Klinozoisiten aus dem Gaugen-Komplex. Auffallend ist, dass diese Gesteine selten eine Schieferung ausbilden.


a
b
c
d
e
f
g
h

Typen sind die Granate nicht auffallend rot, sondern – im Schliff erkennbar – fast vollständig in Chlorit umgewandelt, wobei die Umwandlung unter statischen Bedingungen stattgefunden hat. In Annäherung an die Hangendgrenze sind diese Glimmerschiefer phyllonitisch überprägt, wodurch sie fast schwarz erscheinen und die kaputten Granate weisen eine sigmoidale Form auf. Die Abfolge der Granat-Glimmerschiefer und Glimmerschiefer mit den umgewandelten Granaten wurde gemeinsam offen verfaltet und wird von der Grenze zum überlagernden Gaugen-Komplex diskordant abgeschnitten.

In beiden Lithologien finden sich wenige Meter mächtige **Quarzit**-Lagen. Sie sind weiß-gelblich und führen zumeist Hellglimmer, selten auch Biotit.

Neben den Quarziten gibt es auch dunkelgrüne **Amphibolit**-Lagen in den Granat-Glimmerschiefern. Diese brechen auffallend blockig, sind zumeist feinkörnig und deutlich geschiefert. Nicht selten lässt sich ein Lagenbau aus dunkelgrünen Amphibol-, weißen Plagioklas- und hellgrünen Epidot-Lagen erkennen (Abb. 1c). Außerdem führen die Amphibolite häufig Kalzit und Rutil.

Gaugen-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Typischerweise ockerfarbene, monotone Paragneise mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern bilden die Hauptlithologie des Gaugen-Komplexes (Abb. 1d). Vor allem im Bereich südlich der Leßnigbach-Scherzone sind die Glimmerschiefer und Paragneise quarzitisch ausgebildet. Selten sind Lagen von Augengneisen, hellen Orthogneisen, Granat-Glimmerschiefern, Quarziten und Amphiboliten in die Hauptlithologie eingelagert.

Genaue Beschreibungen der **Paragneise** und **Glimmerschiefer** finden sich in Griesmeier & Schuster (2017).

Markant, vor allem in massigen, quarzitischen Paragneisen, ist das Auftreten geringmächtiger (bis zu wenigen dm) verfalteter Lagen mit chloritisierten Amphibolen und wenige Millimeter großen Granat-Porphyroblasten (Abb. 1e). Oft sind die dunklen Lagen, die vor allem aus Amphibol und Chlorit bestehen, vom Nebengestein durch Anreicherungen felsischer Minerale begrenzt. Granat ist zumeist außerhalb dieser Lagen ebenfalls erkennbar. Diese Lagen finden sich ausschließlich südlich der Leßnigbach-Scherzone.

Granat-Glimmerschiefer führen häufig Biotit und Hellglimmer und die Granate sind zumeist etwa 3–5 mm im Durchmesser. Am Lenkenspitz (2.298 m) erreichen die Granate bis 1 cm Größe und sind lokal mit Staurolith (1 cm Länge) vergesellschaftet (Abb. 1f). Weitere Vorkommen befinden sich bei der Oberen Orteralm (1.886 m), am Kreuzkofel (1.842 m) und nördlich von Flattachberg.

Etwa 200 m nordwestlich der Karlhöhe (2.232 m) befindet sich ein mehrere Meter mächtiger **Orthogneis**körper. Dieser ist hell, mittelkörnig, verwittert bräunlich und bricht blockig. Bereichsweise treten zahlreiche Quarz-Lagen und Quarz-Mobilisate auf. Biotit ist nicht vorhanden, allerdings große Mengen an Hellglimmern, die etwa 2 mm Größe erreichen. Eine weitere, etwa 3 m mächtige, biotitreiche Orthogneis-Lage mit Feldspat-Porphyroklasten findet sich auf der Straße nach Rottenstein auf einer Seehöhe von 1.000 m (Abb. 1g). Die Schieferung des Orthogneises ist subparallel zur Schieferung der umliegenden Glimmerschiefer orientiert. In der Orthogneis-Lage treten Quarz-Gänge auf, die senkrecht zur Schieferung des Gneises orientiert sind und eine Länge von etwa 20 cm erreichen. Ein weiterer mehrere Meter mächtiger Orthogneiskörper mit Feldspat-Porphyroklasten findet sich im Grabach auf einer Seehöhe von etwa 940 m.

Quarzitische Paragneise und Glimmerschiefer sind sehr häufig im Gaugen-Komplex, doch nur selten gibt es **Quarzite** als wenige Meter mächtige Lagen in diese Lithologien eingeschaltet. Sie sind zumeist hellgrau, feinkörnig und brechen auffallend polygonal zu wenigen Kubikdezimeter großen Stücken.

Feinkörnige, dunkelgrüne **Amphibolite** wurden lediglich südlich der Leßnigbach-Scherzone aufgefunden. Sie sind zumeist mittel- bis feinkörnig und besitzen neben dunkelgrünem Amphibol und häufigem Biotit und Kalzit wenige Millimeter dicke Lagen, die von Plagioklas aufgebaut werden. Selten tritt auch Chlorit auf.

Der Grakofel (2.551 m) wird von einem hellgrauen **Dioritgneis (Grakofel-Dioritgneis)** mit grünen Amphibol- und Klinozoisit-Kristallen aufgebaut (Abb. 1h). Der Gneis ist typischerweise sehr massig und bricht regellos zu wenige Kubikdezimeter großen, unregelmäßig geformten Stücken. Schieferung ist zumeist keine erkennbar. Auch die Klüftung weist keine bevorzugte Orientierung auf. Im Dünnschliff ist erkennbar, dass häufig auftretender Plagioklas saussuritisiert ist, also zu Klinozoisit und Serizit umgewandelt wurde. Geochemische Untersuchungen des Dioritkörpers zeigen, dass er peraluminös ist und Signaturen aufweist, die besonders für Inselbögen typisch sind. Dies steht in Einklang mit Untersuchungen von Reche (1981).

Chlorit-Serizit-Schiefer treten in Randbereichen des Grakofel-Dioritgneises intensiv verfaltet auf. Auch der Dioritgneiskörper ist deformiert, die Deformation scheint allerdings schwächer zu sein, als in den Chlorit-Serizit-Schiefern. Entweder war die Deformation tatsächlich schwächer oder sie ist, durch den Mineralbestand bedingt, nicht so gut ersichtlich.

Strukturgeologie und Lagerungsverhältnisse

Im Folgenden werden interne Strukturen und Lagerungsverhältnisse der auftretenden Komplexe näher beschrieben. Außerdem wird auf geologische Trennstrukturen eingegangen.

Strieden-Komplex

Das allgemeine Streichen der (Granat-)Glimmerschiefer des Strieden-Komplexes ist im Westen zumeist NW–SE gerichtet bei steilem Einfallen und ändert sich in östlicher Richtung in NE–SW-Streichen. Eine offene Verfaltung mit flach einfallenden, E–W streichenden Faltenachsenflächen sorgt für eine unstete Einfallsrichtung der Gesteine. Die Orientierung der Streckungslineation und Krenulation variiert zwischen SE- und NE-Fallen (Abb. 2a). Die Änderung der Einfallsrichtung von NW–SE- auf NE–SW-Streichen wird durch eine Großfalte erzeugt, die von der Grenze zum

überlagernden Gaugen-Komplex diskordant abgeschnitten wird. In Annäherung an die Hangendgrenze überprägt diese das Schichteinfallen und die Streckungslineare in den aufgeschlossenen Bereichen. Die Schieferung und Streckungslineare fallen in diesem Bereich nach Südost (Abb. 3a, Taf. 1).

Gaugen-Komplex südlich der Leßnigbach-Scherzone

Die Einfallsrichtung der Schieferungsflächen im Gaugen-Komplex südlich der Leßnigbach-Scherzone schwankt hauptsächlich zwischen Nord und Südwest mit relativ flachen Winkeln unter ca. 45°. Das Nordfallen ist vor allem in Annäherung an die Leßnigbach-Scherzone zu beobachten. Auf den Schieferungsflächen ist neben einem etwa N–S streichenden, allerdings zwischen Nordwest und Nordost schwankenden Streckungslinear auch eine subparallel dazu ausgebildete Krenulation vorhanden (Abb. 2b). Die Lineation und Krenulation könnten gleichzeitig entstanden sein. Verantwortlich für das uneinheitliche Einfallen der Schieferung und die Schwankungen im Streichen der Lineare und Krenulationen sind mehrere Faltungsphasen. Auffallend sind Isoklinalfalten mit Nordwest-streichenden, flach einfallenden Faltenachsen. Diese Isoklinalfalten werden oft durch Quarzmobilisat- und Chlorit-Amphibol-Granat führende Lagen sichtbar. Die Faltenachsenflächen dieser Faltung entsprechen zumeist der heutigen, prägenden Schieferung. Wie bereits erwähnt, ist die Schieferung und somit auch diese erste Faltungsphase wiederum verfaltet. Es gibt zum einen etwa moderat bis steil nordfallende Faltenachsenflächen und weitere, die ein NE–SW-Streichen bei moderatem Einfallen aufweisen. Bei allen Faltungen handelt es sich vermutlich um asymmetrische Falten, wodurch das komplexe Einfallen der Schieferungen und Faltungen erzeugt wird.

Gaugen-Komplex nördlich der Leßnigbach-Scherzone

Nördlich der Leßnigbach-Scherzone ist das Einfallen der Schieferung noch komplexer als südlich der Scherzone. Es können alle Einfallsrichtungen beobachtet werden, vorherrschend ist allerdings ein moderates bis flaches Einfallen der Schieferungsflächen gegen Südwesten und Norden. Die Lineare fallen hauptsächlich Richtung Südwesten und Norden, allerdings mit großen Schwankungen sowohl in Einfallswinkel, als auch Einfallsrichtung. Krenulationen und Faltenachsen fallen vorranging nach Westen bis Südwesten bei flachem bis moderatem Einfallen. Wie die Schieferungsflächen sind auch die Faltenachsenflächen stark variierend orientiert. Es können allerdings zwei Systeme ausgemacht werden, ein NW–SE streichendes und ein NE–SW streichendes System, wobei in jedem Fall beide möglichen Einfallsrichtungen vorkommen (Abb. 2c). Aufgrund der polyphasen Verfaltung ist es oft nicht möglich, eine Alterseinstufung der verschiedenen Faltungsphasen zu machen.

Grenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex

An der Grenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex treten Mylonite und Phyllonite in einer Mächtigkeit von bis zu 300 m auf. Die Scherzone fällt moderat nach Südosten und ist um subhorizontale, NW–SE streichende Faltenachsen mit vertikalen Achsenebenen offen verfaltet.

Die Streckungslineation fällt moderat nach Südosten (Abb. 3a). Die Richtung der Scherung ist nicht ganz eindeutig. SC-Gefüge und (Quarz-)Klastgeometrien geben Hinweise darauf, dass die Scherzone nach Süden abschiebend bewegt wurde, dies ist allerdings bei kalten Temperaturen um 300° C passiert. Aufgrund der Texturen in Quarz und dem Chloritreichtum werden jedoch grünschieferfazielle Bedingungen für die Scherung angenommen. Der Schersinn dieses duktilen Ereignisses ist unbekannt.

Die Gesteine sind sehr dunkel und brechen grobblockig. Nicht selten ist eine vor allem an Quarzmobilisat-Lagen ersichtliche, starke Verfaltung erkennbar, die nicht von der Scherung, sondern von vorherigen Deformationsereignissen im Strieden-/Gaugen-Komplex stammt (Abb. 3b). Die Gesteine, vor allem die Phyllonite, sind sowohl reich an Hellglimmer, als auch an Chlorit und Grafit, sodass das Gestein schwarz erscheint (Abb. 3c). In manchen Berei-

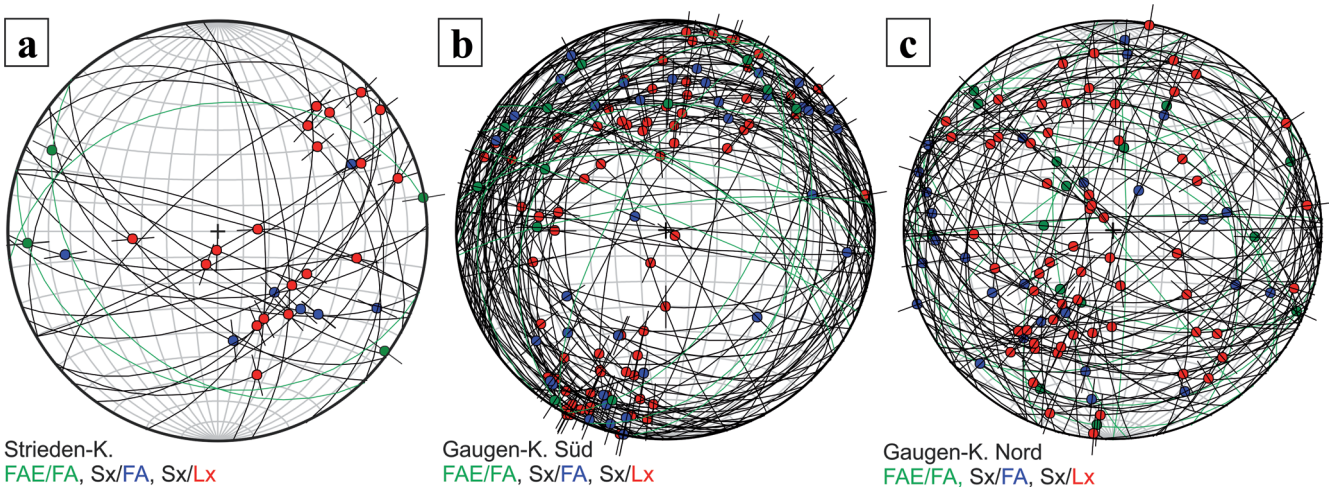
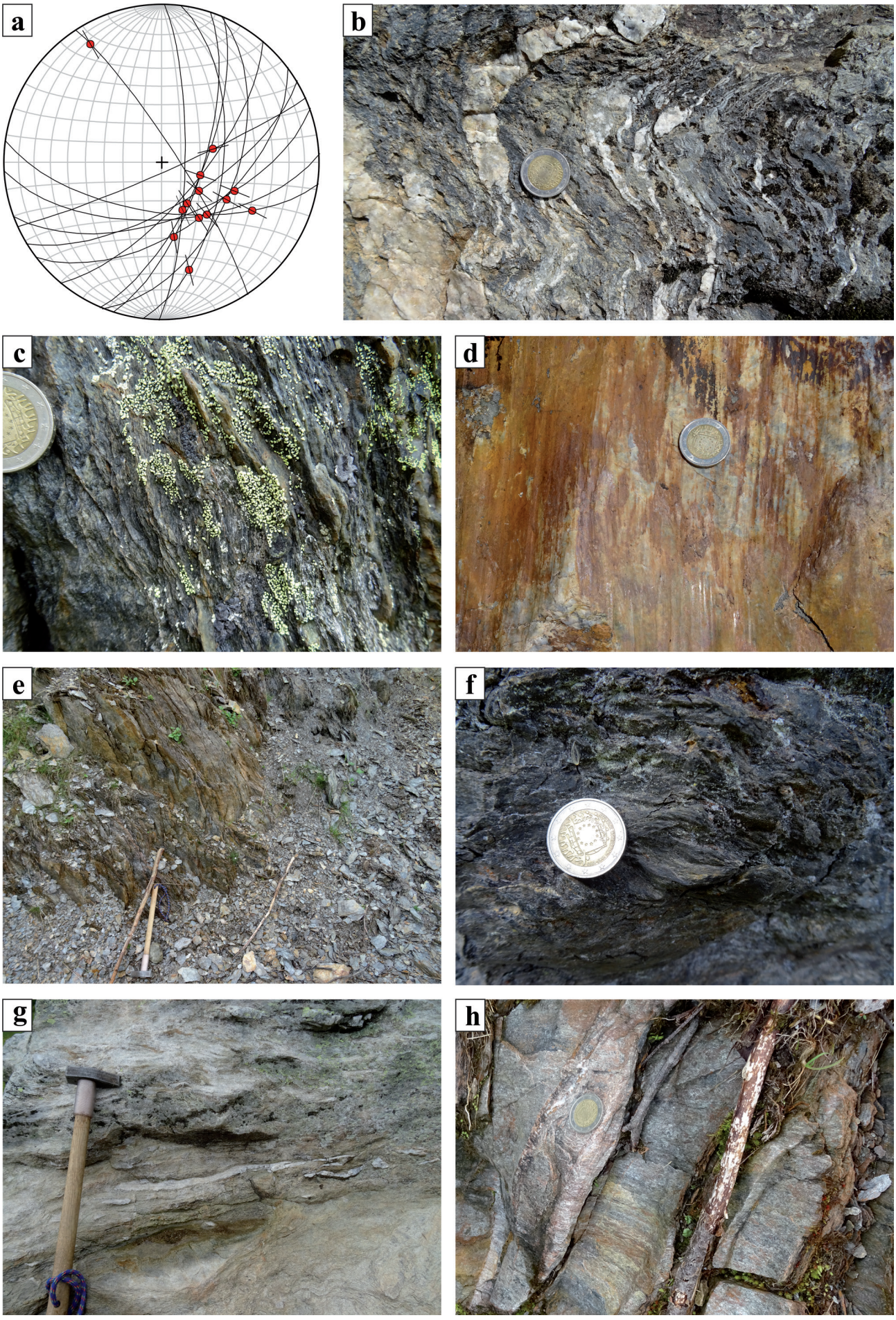


Abb. 2.
Flächentreue Stereoplots der unteren Hemisphäre. Es sind jeweils das Einfallen der Schieferung (Sx; schwarz) und Faltenachsenflächen (FAE; grün) sowie das Streichen der Lineationen (Lx; rot) und Krenulationen (FA; blau) dargestellt. a) Orientierung der Flächen und Lineare im Strieden-Komplex. b) Orientierung der Flächen und Lineare im Gaugen-Komplex südlich der Leßnigbach-Scherzone. c) Orientierung der Flächen und Lineare im Gaugen-Komplex nördlich der Leßnigbach-Scherzone. Für Details, siehe Text.


a
b
c
d
e
f
g
h

◀ Abb. 3.
Gesteine in der Scherzone zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex (a–d) sowie in der Leßnigbach-Scherzone (e–h). a) Flächentreuer Stereoplot der unteren Hemisphäre. Das Einfallen der Schieferung und Streichen der Lineation (rot) ist dargestellt. b) Glimmerschiefer mit verfalteten Quarz-Lagen. Die Verfaltung stammt vermutlich von älterer Deformation. c) Dunkelgrauer Phyllonit. Die dunkle Farbe wird durch Grafit verursacht. d) Spiegelharnisch in einem Quarzitmylonit. e) Phyllonite der Leßnigbach-Scherzone. Der feinschuppige Bruch ist typisch. f) Auffallend schwarzer Ultrakataklasit. g, h) Grün-weiße Phyllonite der Leßnigbach Scherzone mit einigen Quarz-Lagen. Die grüne Farbe wird von Chlorit verursacht.

chen sind bis zu 1 cm große Granate vorhanden, die eine längliche, sigmoidale Form aufweisen. Sie sind allerdings zumeist zu Eisenoxiden/-hydroxiden zersetzt (Abb. 1b). Vermutlich stellen die Glimmerschiefer mit den abgebauten Granaten (siehe Kap. Strieden-Komplex), die im Strieden-Komplex auftreten, das Ausgangsprodukt dieser Phyllonite dar. Neben den schwarzen Phylloniten treten selten auch karbonatreiche Grünschiefer auf. Ein Vorkommen wurde im Graben, der vom Schanitzentörl in östlicher Richtung in das Gratal führt, auf einer Seehöhe von 1.900 m angetroffen. Zusätzlich treten am Rand der Scherzone auch weiß-gelbliche Quarzmylonite auf, die teilweise Spiegelharnische ausbilden (Abb. 3d). Am südöstlichen Rand der Scherzone treten phyllonitisierte Gesteine des Gaugen-Komplexes auf, die vor allem an ihrem feinstückigen Bruch und der helleren Färbung von den anderen Phylloniten unterscheidbar sind.

Leßnigbach-Scherzone

Die Leßnigbach-Scherzone ist eine ca. 200 m breite, sehr steil (ca. 80°) nordfallende Zone mit (sub)vertikalem Streckungslinear und nach Süden gerichtetem Schersinn, die den Gaugen-Komplex in E–W-Richtung durchtrennt. Die Schieferung wird von einer Faltung mit ESE fallenden Faltenachsen und flach SE fallenden Achsenebenen überprägt. Für nähere Details, siehe GRIESMEIER et al. (2019).

Die Gesteine des Gaugen-Komplexes sind durch den Einfluss der Scherzone stark phyllonitisch überprägt, was sich in Fältelung mit Wellenlängen von wenigen Zentimetern und Feinkörnigkeit zeigt. Die Gesteine brechen zudem zumeist feinschuppiger als in ungestörten Bereichen und zerbröseln in seltenen Fällen regelrecht (Abb. 3e). Durch kataklastische Überprägung sind massigere Gesteine oft stark zerbrochen, wie es vor allem im Bach südlich des Greinwaldgrabens sichtbar ist. In diesem Bereich wurde die Straße durch Rutschungen und kleinere Felsstürze gefährdet und teilweise zerstört. Südlich des Greinwaldgrabens sind Störungsgesteine aufgeschlossen, die stark von Eisenhydroxiden bedeckt sind. Einzelne Minerale können nicht ausgemacht werden und es herrscht ein C-Typ-Gefüge vor. Im Bereich der Mündung des Neubergbaches in den Grabach treten Ultrakataklasite auf, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können (Abb. 3f). Im oberen Bereich des Neuberggrabens gibt es hellgrüne, silberige Phyllonite des Gaugen-Komplexes. Chlorit, der aus dem Zerfall von Biotit entstand, und Hellglimmer prägen diese Gesteine und eine (Kink)faltung kann beobachtet werden (Abb. 3g, h).

Quartäre Ablagerungen und Formen

Schliffgrenze

Im nördlichen Drautal, im Gebiet des Talausganges des Gratals, wurde die Eisgrenze zurzeit des Würm-Hochglazials von VAN HUSEN (1987) auf etwa 1.900 m geschätzt. Eigene morphologische Beobachtungen am Stagor legen jedoch nahe, dass die Eishöhe bis auf 2.100 m reichte.

Moränenablagerungen

Das kartierte Gebiet beinhaltet große Bereiche, die großflächig von glazigenen Ablagerungen bedeckt sind. Vor allem in den oberen Talbereichen und in Karen befinden sich Grund- und Ablationsmoränenablagerungen (Abb. 4b, c). Es handelt sich dabei um massive korn- oder matrixgestützte Diamikte mit Komponenten diverser Herkunft. Die Matrix ist zumeist siltig bis tonig und weist oft eine rötliche Färbung auf, die durch den Eisenreichtum der Gesteine des Gaugen-Komplexes verursacht wird. Die Größe der Komponenten schwankt je nach Material von wenigen cm^3 bis mehreren dm^3, vor allem abhängig von der Lithologie. Zumeist finden sich in den Ablagerungen lokalere, eckige, kleinere Steine aus dem Gaugen-Komplex und gerundete, größere Steine aus dem Strieden-Komplex. Die Komponenten in Ablationsmoränenablagerungen sind immer eckig. Vor allem in den hinteren Talbereichen und in den Karen sind Grundmoränenablagerungen durch Vernässungszonen charakterisiert, welche die Kompaktheit der Ablagerung widerspiegeln (Abb. 4a). End- und Seitenmoränenablagerungen sind durch Wallformen charakterisiert und finden sich vor allem in Karen. Sie markieren den äußeren Rand ehemaliger Gletscherzungen.

Ablagerungen periglazialer Verwitterung

Es ist auffallend, dass in oberen Hangbereichen, die nicht zu Karen überformt wurden, selten Aufschlüsse zu finden sind und stattdessen nur eckiges, loses Material vorliegt. Diese Bereiche unterlagen vermutlich periglazialer Verwitterung. Es handelt sich dabei um Bereiche, die nicht direkt vergletschert waren, in denen allerdings Permafrost dazu führte, dass der Gesteinsverband vor allem durch Frostsprengung großflächig aufgewittert vorliegt. Stark von periglazialer Verwitterung geprägte Bereiche finden sich zum Beispiel oberhalb der Oberen Orteralm auf etwa 1.800 bis 2.200 m.

Ein weiteres Phänomen (ehemaligen) Permafrosts sind Blockgletscher. Eine besonders imposante Blockgletscherablagerung (Abb. 4e, f) befindet sich südwestlich des Grakofels (2.551 m). Diese liegt auf der östlichen Talseite und reicht bis auf eine Höhe von 2.060 m herab. Weitere derartige Körper treten unterhalb des Lenkenspitzes (2.298 m) auf. Diese sind ebenfalls westschauend und die Untergrenze befindet sich auf etwa 1.900 m. Die Blockgletscherablagerungen besitzen zumeist mehrere Wälle. An der Oberfläche sind neben den namensgebenden großen Blöcken auch weniger große Komponenten im Größenbereich von Kubikdezimeter bis Kubikzentimeter zu beobachten.

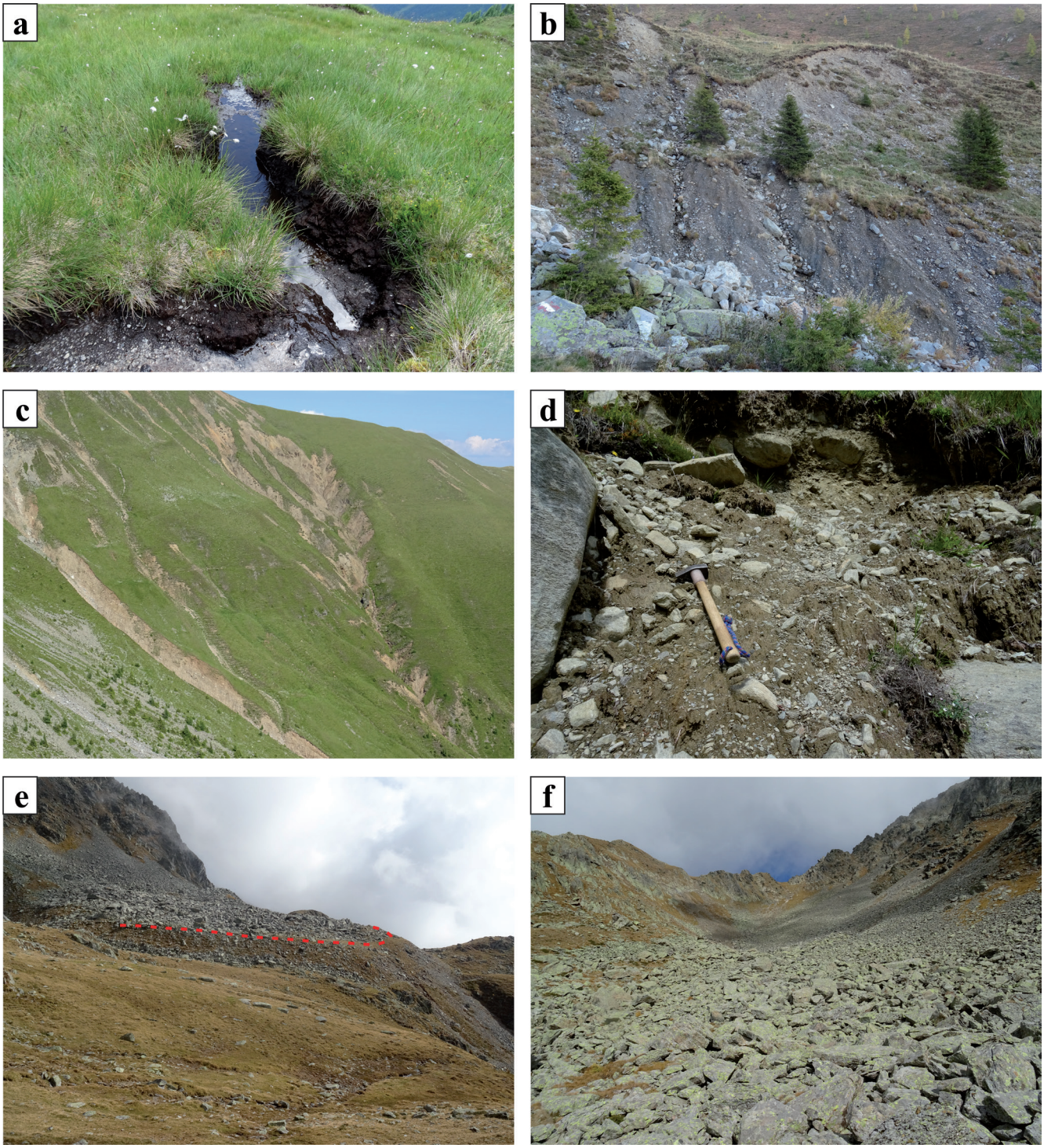


Abb. 4.
Quartärgeologische Phänomene. a) Großflächige Vernässung auf Grundmoräne. b) Grund- und Ablationsmoränenablagerung im Bereich des oberen Grabaches. Die Sedimente wurden fluviatil umgearbeitet. c) Anrisse in Grund- und Ablationsmoränenablagerungen unterhalb des Grakofels (2.551 m). d) Eisrandsediment mit gerundeten Komponenten in sandiger Matrix. e, f) Blockgletscher unterhalb des Grakofels (2.551 m). Der äußere Wall ist rot nachgezeichnet (e).

Eisrandablagerungen

An den Hängen im Drautal finden sich Eisrandsedimente vom Talboden bis auf eine Höhe von etwa 800 m. Diese Sedimente beinhalten gut gerundete Komponenten variabler Größe in sandiger Matrix (Abb. 4d). Da oberflächlich umgelagerte Moränenablagerungen mit bis zu etwa 2 m Mächtigkeit eine ähnliche Fazies aufweisen, wurden für die Zuordnung auch morphologische Charakteristika herangezogen. Typischerweise finden sich in den Eisrandablagerungen eng beieinanderliegende, in Falllinie verlaufende Gräben, die nur zeitweise Wasser führen. Häufig sind auch Abrisskanten ausgebildet, an denen die Lockersedimente abrutschen.

Zumeist sind die erhaltenen Sedimente im Drautal lediglich wenige Meter bis Zehnermeter mächtig. In manchen Bereichen erreichen die Eisrandsedimente jedoch an die hundert Meter Mächtigkeit, wie zum Beispiel bei Radlach. Vor allem bei Radlach und Flattachberg sind Terrassen aus

Eisrandsediment erhalten, die einen deutlichen Geländeknick im Hangprofil markieren. Im Bereich westlich des Talausganges des Gratals gibt es nur lokale, geringmächtige Ablagerungen von Eisrandsedimenten. Allerdings liegen hier einige Gletscherschliffe auf Rundhöckern sowie Grundmoränenablagerungen, die vermutlich aus dem Würm-Hochglazial stammen, vor.

Im Gratal sind unterhalb von etwa 1.200 m nur kleinere Eisrandkörper erhalten. Sie reichen nicht bis zum Talboden, da der Grabach mit der Zeit in anstehendes Gestein eingeschnitten hat. Großflächige Eisrandablagerungen finden sich in oberen Bereichen des Gratals (1.200–1.500 m Seehöhe). In Seitenbächen, die in den Grabach münden, erstrecken sich diese Sedimente bis in Höhen von 1.800 m.

Massenbewegungen

In den Kamm- und oberen Hangbereichen sind vielerorts, vor allem zwischen Lenkenspitz (2.298 m) und Hochbichl (2.275 m), Zerrgräben und antithetische Brüche ausgebildet. Der Hang zwischen der Oberen und Unteren Orteralm ist großflächig aufgelockert. Eine tiefgreifende, komplexe Massenbewegung ist am Osthang oberhalb von Rottenstein ausgebildet. Die oberste Abrisskante befindet sich am Gipfels des Kreuzkofels (1.842 m) und zieht nördlich unterhalb des Kammes entlang. Östlich davon ist der gesamte Hangbereich großflächig aufgelockert. Intern befindet sich eine weitere Abrisskante auf einer Höhe von etwa 1.700 m. Nördlich dieser komplexen Massenbewegung gibt es weitere Abrisskanten auf etwa 1.600 m und 1.500 m. Östlich von Rottenstein befindet sich eine weitere Abrisskante entlang des Kammes, wobei der östliche Hang wiederum stark aufgelöst ist. In diesem Gebiet ist der Gesteinsverband aufgelockert und das Einfallen lokal gestört. Vor allem in Eisrandsedimenten gibt es häufig Massenbewegungen von wenigen Kubikmetern Ausdehnung, wie oben erwähnt. Eine solche ist zum Beispiel im Greinwaldgraben ausgebildet, wo eine kleine Hütte etwas abgerutscht ist.

Abschätzung verschiedener Gletscherstände

Es folgt eine Interpretation der Entwicklung der Landschaft zur Zeit des Quartärs. Die spätglaziale Chronologie orientiert sich an Reitner et al. (2016).

Würm-Hochglazial (~30–20 ka)

Während des letztens glazialen Maximums – dem Würm-Hochglazial – war vermutlich das gesamte Gebiet bis auf eine Höhe von etwa 2.100 m von Eis bedeckt. In den Karen ging die Gletscherbedeckung weiter nach oben bis an die Basis der Felswände, die sich in den obersten Bereichen auf etwa 2.500 m befindet. An der Basis des Gletschers wurden Grundmoränensedimente gebildet, die noch heute vor allem an ostfallenden Hängen im Gratal großflächig vorhanden sind. Von den höher gelegenen Felsen fielen große Schuttmengen auf das Eis, die heute zum Teil noch in Form von Ablationsmoränenablagerungen vorliegen. Bereiche, die nicht vergletschert waren, wurden von periglazialer Verwitterung geprägt. Der vorherrschende Prozess war dabei vermutlich Frostsprengung. Auffallend ist, dass periglazialer Verwitterungsschutt vor allem an den westfallenden Hängen auftritt. Vermutlich waren die Sonneneinstrahlung und dadurch die tageszeitlichen Temperaturschwankungen auf den westfallenden Hängen größer und es kam dadurch vermehrt zu Frostsprengung, während die ostfallenden Hänge weniger davon betroffen waren. Interessant ist, dass dieser Schutt nicht nur oberhalb von 2.100 m auftritt, sondern auch mehrere hundert Meter darunter. Dafür könnte es mehrere Erklärungen geben. Denkbar wäre, dass es sich bei den Ablagerungen nicht um periglazialen Verwitterungsschutt, sondern um Ablationsmoränenablagerungen, also supraglazial transportierten Schutt handelt. Eine weitere und vermutlich sehr plausible Möglichkeit ist, dass der Schutt auch erst nach dem Höhepunkt der Vergletscherung entstand, als sich die Gletscher bereits zurückgezogen hatten.

Eiszerfallsphase (Beginn Würm-Spätglazial; ~20–19 ka)

Als der Gletscher im Gratal mit Beginn der Erwärmung zurückwich und der mächtige Draugletscher das Gratal aufstaute, wurde Material aus Seitenbächen und aus dem Vorfeld des zurückweichenden Gragletschers von Schmelzwasserflüssen in die eisfrei gewordene Landschaft geschüttet. Dabei bildeten sich Staukörper am Eisrand. Auch am Rand des abschmelzenden Draugletschers bildeten sich diese Staukörper. Nach dem vollständigen Abschmelzen des Eises wurden diese Sedimente größtenteils erodiert und in das über zweihundert Meter übertiefte Drautal geschüttet, wie eine bei Kleblach-Lind abgeteufte Bohrung zeigt, die in 200 m Tiefe das Festgestein noch nicht erreichte (Schuster et al., 2006 und Referenzen darin). Auch der Grabach begann die Sedimente anzugraben. In tiefer gelegenen Bereichen (< 1.200 m) des Gratals wurden Sedimente weitgehend ausgeräumt und der Bach schnitt in das Festgestein ein. Durch die fehlende Stabilisation des Eises wurden die teils übersteilten Hänge instabil und es bildeten sich vielerorts Zerrgräben und großflächige Massenbewegungen.

Weitere spätglaziale Ablagerungen

Im Kartierungsgebiet gibt es eine Reihe von glazialen wie auch periglazialen Ablagerungen, die dem Würm-Spätglazial (~20–11,7 ka) zuzurechnen sind, ohne dass gegenwärtig eine konkretere Zuordnung zu Stadialen (wie zum Beispiel in Reitner et al., 2016) möglich ist. Im Folgenden werden Beispiele hierfür gegeben: In den Karen unterhalb des Schanitzentörls (2.188 m), Stawipfels (2.514 m), Karlkopfes (2.502 m), östlich des Schronecks (2.459 m) und unterhalb des Kleinen Kreuzecks (2.505 m) gab es vermutlich mehrere Gletscherzungen, die sich in tieferen Talbereichen, auf etwa 2.000 m, zu einem Gletscher vereinigten. Dieser erstreckte sich vermutlich etwa bis knapp oberhalb der Unteren Hasleralm. Er erreichte also etwa eine Länge von 3 km. Viel weiter ist der Gletscher vermutlich nicht geflossen, da sich unterhalb dieser Höhe Eisrandsedimente befinden, die nicht von Grundmoräne überlagert werden. Es wird interpretiert, dass der Kamm vom Kleinriegel

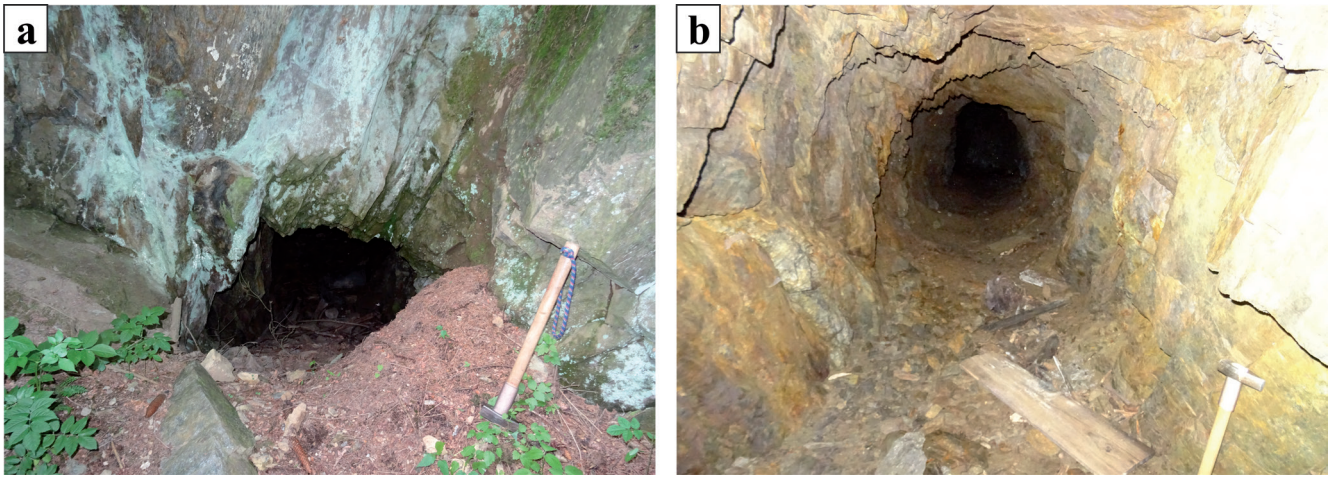


Abb. 5.
a) Stolleneingang beim Campingplatz Rottenstein. b) Der Stollen ist etwa 10 bis 20 m lang und etwa 2 m hoch. Das Umgebungsgestein ist quarzitischer Paragneis mit wenigen kataklastischen Zonen.

(2.163 m) und eine Fortsetzung dessen bis zur Gratalhütte eine Seitenmoräne zwischen zwei dieser Gletscherzungen darstellt. Weitere Kämme zwischen den oben erwähnten Karen bildeten vermutlich ebenfalls seitliche Begrenzungswälle zwischen den einzelnen Gletscherzungen.

Im Kar nordwestlich des Stagors (2.289 m) fehlen trotz der eindeutigen Morphologie direkte Anhaltspunkte für einen Gletscherstand im Würm-Spätglazial.

Vermutlich waren die oberen Kammbereiche des Gratals nach einer ersten Vergletscherungsphase nochmals von kleineren Gletschern bedeckt. Hinweise darauf liefert eine Vielzahl an wenige Meter hohen Wällen zwischen den großen Festgesteinswällen, die oben erwähnt wurden. Es handelt sich dabei zumeist um Seitenmoränen. Es werden drei Gletscherzungen interpretiert, die sich in den Karen unterhalb des Karlkopfes (2.502 m), östlich des Schronecks (2.459 m) und unterhalb des Kleinen Kreuzecks (2.505 m) befanden. Der westlichste war vermutlich der kürzeste und reichte etwa bis auf 2.100 m herab, der mittlere auf etwa 2.000 m und der östlichste auf etwa 1.900 m. Zusätzlich zu den Seitenmoränenwällen gibt es einige Solifluktionswälle, die vermutlich etwas später entstanden sind. In der Nähe großer Felswände bildeten sich in nicht vergletscherten Bereichen Blockgletscher. Die Blockgletscher entstanden wahrscheinlich zur Zeit des Egesen-Stadials (~12,8 ka; Reitner et al., 2016).

Lagerstätten

Die Kreuzeckgruppe ist bekannt für zahlreiche kleine Lagerstätten von Gold, Silber und Antimon, aber auch für Blei, Kupfer und Eisen (Friedrich, 1963). Im kartierten Bereich liegen die historischen Abbaue südwestlich des Kleinen Grakofels (2.459 m) und südlich des Grakofels (2.551 m). Hier wurde bereits im 15. und 16. sowie im 18. Jahrhundert Bergbau betrieben und hunderte Meter lange Stollen in den Berg getrieben, um vorrangig Gold und Silber, aber auch Blei, Arsen, Kupfer und Eisen zu fördern. Manche der Stollen können heute noch gefunden werden, die Halden sind vielerorts von Vegetation bedeckt. Ein Stolleneingang, der sich an der Basis der Felswände des Grakofels befindet (Koordinaten: 13°13‘42,111‘‘E, 46°49‘48,478‘‘N WGS84), wurde aufgefunden. Er befindet sich in massivem Dioritgneis und große Steine wurden vor den Eingang gelegt, sodass ein Betreten nicht möglich ist. Beschreibungen der Vererzungen finden sich in Reche (1981) und Friedrich (1963).

Auch im Bereich der Goldgrubenscharte (2.448 m) wurde nach Erz, vor allem nach Gold und Silber, gesucht.

Bei Rottenstein wurden zwei Stollenlöcher gefunden, wobei ein Stollen begangen wurde. Dieser Stollen befindet sich an der Straße nach Rottenstein neben dem Campingplatz (Koordinaten: 13°14‘34,493“E, 46°45‘45,919“N WGS84) und wurde in Glimmerschiefer des Gaugen-Komplexes geschlagen (Abb. 5a, b). Kataklastische Zonen befinden sich in unmittelbarer Nähe zum Stolleneingang. Der Stollen ist etwa 10 bis 20 m lang, verläuft in westlicher Richtung mehr oder weniger geradlinig und beinhaltet im hinteren Abschnitt einen etwa 4 bis 5 m hohen Schacht, der vertikal nach oben geschlagen wurde. Es konnte nicht erkannt werden, was abgebaut wurde.

Das andere Stollenloch (Koordinaten: 13°14‘21,029“E, 46°46‘38,694“N WGS84) befindet sich an der Straße in das Gratal, etwa 1 km nach Ende der asphaltierten Straße in Glimmerschiefern des Gaugen-Komplexes und verläuft in westlicher Richtung etwa 8 m. Eine kurze Beschreibung findet sich in Pichler (2009).

Literatur

Friedrich, O.M. (1963): Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. Monographien kärntner Lagerstätten, 3. Teil. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 1. Band, 222 S., Leoben.

Griesmeier, G.E.U. & Schuster, R. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 369–373, Wien.

Griesmeier, G.E.U., Schuster, R. & Grasemann, B. (2019): Major fault zones in the Austroalpine units of the Kreuzeck Mountains south of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – Swiss Journal of Geosciences, **112**/1, 39–53, Basel. http://dx.doi.org/10.1007/s00015-018-0328-1

Pichler, A. (2009): Bergbau in Westkärnten: eine Bestandsaufnahme der noch sichtbaren Merkmale der historischen Bergbaue in Westkärnten. – Carinthia II: Sonderheft, **63**, 416 S., Klagenfurt.

Reche, R. (1981): Zur petrographischen, erzmineralogischen und geochemischen Untersuchung der Gesteine des Grakfofel (Kreuzeckgruppe, Österreich). – Diplomarbeit, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Hamburg, VI + 124 S., Hamburg.

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.

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.

van Husen, D. (1987): Die Eiszeiten in den Ostalpen. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

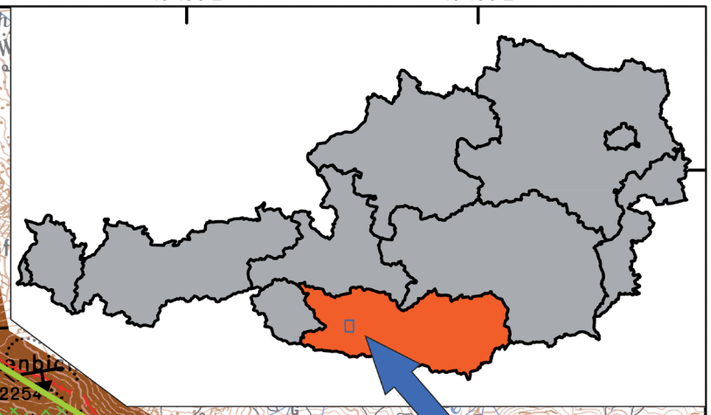
Eingelangt: 23. Mai 2019, angenommen: 25. Oktober 2019

Tafel 1

Geologische Karte des Gratals. In der rechten unteren Ecke befindet sich eine lithostratigrafische Übersicht über das Gebiet.

13°12'0"E 13°13'0"E 13°14'0"E 13°15'0"E 13°16'0"E

46°50'0"N 46°49'0"N 46°48'0"N 46°47'0"N 46°46'0"N 46°45'0"N



LEGENDE

QUARTÄR

- Bach- oder Flussablagerung (Silt, Sand, Kies)
- Schwemmfächer (Sand, Kies, Diamikt)
- Hangschutt und Blockwerk
- Periglaziale Verwitterung
- Tiefgreifende Hangdeformation
- Grund- und Ablationsmoränenablagerung (Diamikt)
- Eisrandablagerung
- Blockgletscherablagerung
- Terrassenkante
- Zerrspalte
- Antitethischer Bruch
- Abrisskante
- Seiten-, End- und Blockgletscherwall

Pleistozän - Holozän

OSTALPINE DECKEN

Drauzug-Gurktal-Deckensystem (Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Gaugen-Komplex
- (Zwei-) Glimmerschiefer, Paragneis, z.T. Granat führend
- Granat-Glimmerschiefer, z.T. Staurolith führend
- Amphibolit
- Orthogneis, z.T. Augengneis
- Quarzit
- Dioritgneis (Grakofel-Dioritgneis)
- Chlorit-Serizit-Schiefer im Randbereich des Grakofel-Dioritgneises

Strieden-Komplex
- Granat-Glimmerschiefer
- Glimmerschiefer, mit weitgehend abgebautem Granat
- Quarzit
- Amphibolit

Gesteine in Störungen und Scherzonen
- Grünschiefer, Chlorit-Serizit-Schiefer
- Ultrakataklasit

Diverse Zeichen

- Phyllonitisch/mylonitisch überprägte Gesteine
- Störungsfläche (gesichert, vermutet)
- Deckengrenze (Variszisch; vermutet)
- S Staurolith
- Amphibol, Chlorit führende Lage
- Bergbau, aufgelassen

Streichen und Fallen der Schieferung

0-5° -30° -60° -85° -90°

Streichen und Fallen der Lineation

0-5° -15° -30° -60° -85°

Streichen und Fallen der Faltenachsen

0-5° -15° -30° -60° -85°

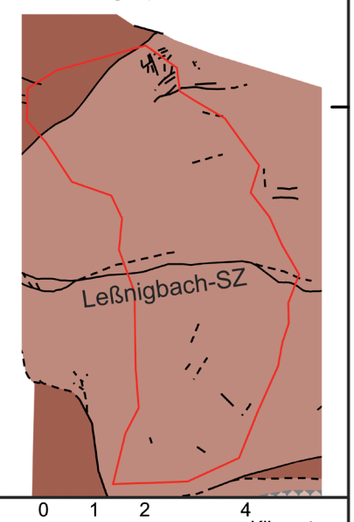
Aufnahmegebiet 2018

Kilometer

0 0,25 0,5 1 1,5 2

Goldeck-Komplex
Gaugen-Komplex
Strieden-Komplex
Störungsfläche (gesichert, vermutet)
Deckengrenze (Variszisch; vermutet)

Lithostratigraphische Übersicht



0 1 2 4 Kilometer