

Als Quartäre Ablagerungen liegen versinterte Moränen, große Mengen an Moränenschutt, Hangschutt, Schuttfächer und Rutschmassen vor.

Tektonik

Strukturell ist das Kartiergebiet durch einen flachen Schuppenbau charakterisiert und liegt im Bereich der nördlichen Begrenzung der Lechtaldecke zur Allgäudecke. Intern ist das Gebiet von mehreren Störungen durchzogen, die überwiegend WNW–ESE verlaufen. Eine markante tektonische Grenze bilden im NE die Lechtaler Kreideschiefer der Allgäudecke, die weit von den Raiblerschichten der Lechtaldecke überschoben sind. Besonders interessant ist die, nach einer Lokalität benannte „Gipslöcher-Störung“ (E–W-Streichen) am südlichen Rand der Lechtaler Kreide-

schiefer. Wie sich bereits in ihrem Namen andeutet, treten im Bereich dieser Aufschubung signifikante Mengen an Gips der Raiblerschichten zu Tage.

Auf dem Zuger Horn treten zahlreiche ? parallele, NNW–SSE-streichende Störungen in den Raiblerschichten auf. Diese Störungen stellen möglicherweise Ausgleichsbewegungen einer Aufschubung an der W-Flanke einer schrägen Rampe unterhalb der Mohnenfluh dar.

Im Vergleich zu der Karte von AMPFERER (1932, Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Klostertaler Alpen) ergaben sich gravierende Unterschiede. Besonders wird dieses an der flächenhaften Verteilung der Arlbergschichten deutlich. Diese tritt in der Fläche zugunsten der Raiblerschichten erheblich zurück.

Blatt 149 Lanersbach

Siehe Bericht zu Blatt 119 Schwaz von M. SUTTERLÜTTI.

Blatt 155 Bad Hofgastein

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen auf Blatt 155 Bad Hofgastein

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Aufnahmetätigkeit erfolgte in einem Gebiete zwischen Seebachtal im S und Kötschachtal im N. Das gesamte Kartierungsgebiet umfasst eine Fläche von ca. 50 km² und liegt zum Großteil im Areal des Naturparkes Hohe Tauern. Für die Lokalisation von quartären Geländeformen wurden die AV-Karten Nr. 44, Blatt Hochalmspitze – Ankogel und Nr. 42, Blatt Sonnblick sowie eigens aufgenommene, fotografische Schrägansichten herangezogen.

Das Arbeitsgebiet umgrenzt sich folgendermaßen: Die S-Begrenzung folgt dem Seebach vom S-Ende des Blattschnittes ÖK 155 bis zur Schußnerhütte. Von dort verläuft die Grenzlinie entlang des Pleschischggrabens bis zur Großelendscharte. Der östlich bzw. südöstlich des Pleschischggrabens gelegene Pleschischg wurde ebenfalls kartiert. Von der Großelendscharte zieht sich die Kartierungsgrenze über Ankogel, Schwarzkopf, Grubenkarkopf und Untere Grubenkarscharte bis zur Tischlerspitze. Von dort folgt die Grenzlinie dem südöstlichen bzw. nordöstlichen Begrenzungskamm des Tischlerkares (Tischlerkarkop – Steinbachkogel – Böcksteinkogel), umschließt dieses und zieht sich von dort über das Akar und das Kühkar zum Palfner Seekogel. Ab hier verläuft die Grenze über den Lainkarkogel, quert das Anlaufstal und zieht sich bis zum Korntauern hinauf. Von diesem Kammeinschnitt an folgt sie der Göttinger Spitzen, um sich wieder nach S zu wenden und sich über die Weißenbachscharte und die Hindenburghöhe fortzusetzen. Die Grenzlinie schließt sich somit am S-Ende des Blattschnittes ÖK 155.

Habach-Gruppe

Der Gesteinsbestand der Habach-Gruppe umfasst basische bis saure Metavulkanite, sehr untergeordnet auch Metagabbros sowie metamorphe Sedimente. Die Orthogneise werden vor allem von Bändergneisen und -amphiboliten und feinkörnigen, hellen Gneisen vertreten. Diese

wurden von EXNER (1957) unter dem Terminus „Altkristallin und Randgneise“ zusammengefasst. Unter den Paragesteinen finden sich Metapelite und Metagrauwacken, welche EXNER einer „Zentralen Schieferserie“ zurechnet.

Das Talprofil der Habach-Gruppe

SE einer Linie vom Tauernbach bei 1900 m über den Weißenbach bei ca. 1540 m bis zum S-Ende des Kartierungsgebietes dominieren Paragesteine. Es finden sich darunter größtenteils Glimmerschiefer, seltener Granatglimmerschiefer. Untergeordnet kommen Paragneise vor. Richtung E reichen diese Paragesteine bis zu den obersten Metern der Seewände nördlich des Stappitzer Sees. Diese Metasedimente setzen sich in der Regel aus Quarz, Biotit, Muskovit und unterschiedlichen Gehalten an Feldspat und Granat zusammen. Hämatit und Zirkon sind akzessorisch vertreten. Ein weiteres Vorkommen an Glimmerschiefern befindet sich im SW des Arbeitsgebietes zwischen Liesgelespitz und Hindenburghöhe sowie südlich davon im Priezetfeld.

Östlich anschließend, im Liegenden der Paragesteine, bauen Metabasite die Seewände auf. Sie lassen sich 500 m weiter nach E bis ca. 200 m vor den Luggebach (nächster, östlich an den Tauernbach anschließender, nördlicher Zufluss des Seebaches) verfolgen. Diese Metabasite liegen als Bänderamphibolite vor und sind z.T. von zahlreichen, sauren Lagen durchzogen.

Sowohl Paragesteine als auch Metabasite setzen sich über die Vordere bzw. Hintere Lucke bis zum Kamm fort.

Ab dem Luggebach gegen E dominieren die hellen Gneise des Alten Daches den weiteren Verlauf des Talprofils. Hierbei handelt es sich um ursprünglich saure Extrusiva dazitischer bis rhyolithischer Zusammensetzung, die als feinkörnige, deutlich geschieferte Gneise vorliegen. Der Mineralinhalt dieser Metavulkanite umfasst Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Plagioklas und Epidot±Klinozoisit, wobei Biotit weitgehend durch Chlorit verdrängt wird. Als Akzessorien treten opake Minerale und Apatit auf.

In den Extrusiva schalten sich ab der Brücke (1278) bis zur Vorderen Lassacher Alm Lagen von grobkörnigen Muskovit-Biotit-Augengneisen ein. Deren Hauptbestandteile

sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit und Biotit. Klinozoisit kommt als Einschluss im Plagioklas vor. Weiters wurde ein erheblicher Gehalt an Karbonaten festgestellt. Als Akzessorien sind Zirkon und opake Minerale vertreten. Bei diesen Augengneisen handelt es sich vermutlich um Gangapophysen der variszischen Granitoide. In der kartenmäßigen Darstellung wurden sie als solche klassifiziert.

Das Kammprofil der Habach-Gruppe

Von der Luggescharte bis zum Steinerkreuz zieht sich eine Abfolge von Glimmerschiefern und Paragneisen. In diese Metasedimente schalten sich im Bericht von etwa 300 m S und E des Hannoverhauses Amphibolite ein. Wie bereits erwähnt, korrelieren sowohl Metasedimente als auch Metabasite mit dem Talprofil.

Vom Steinerkreuz bis zur Radeckscharte bestimmt nun eine mächtige Sequenz von Bändergneisen und -amphiboliten den weiteren Profilverlauf. Im Talprofil reichlich vertretene Helle Gneise wurden nicht vorgefunden. Die Bändergneise, deren Ausgangsgesteine Vulkanite waren, umfassen eine Variationsbreite von andesitischem bis rhyolithischem Chemismus. Sie setzen sich aus Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Kalifeldspat und Plagioklas, Epidot/Klinozoisit sowie Karbonaten und Granat zusammen.

Diese sauren Metavulkanite gehen ca. 30 m östlich der Grauleitenspitze in Bänderamphibolite über. Jene lassen sich 200 m Luftlinie weiter entlang des Kammes in Richtung E verfolgen, bis sie wieder von Bändergneisen abgelöst werden. 350 m weiter in Kammrichtung wechselt die Zusammensetzung der Gesteine wieder zu basischem Chemismus, ist jedoch durch ein gehäuftes Auftreten saurer Lagen gekennzeichnet. Deshalb erfolgte die kartenmäßige Darstellung des Kammabschnittes 250 m westlich der Radeckscharte bis zu dieser mit Hilfe einer Übersignatur. Die beschriebene Abfolge stößt bei der Radeckscharte an den Zentralgneis, der hier stark deformiert als Augengneis vorliegt.

Da alle Übergänge in dieser Metavulkanitsequenz graduell erfolgen, wurde bei der Kartierung das makroskopisch vorherrschende Gestein herausgegriffen und in der Karte als solches dargestellt.

Lagerungsverhältnisse zwischen Ankogel und Unterer Grubenkarscharte

Eine weitere Aufnahme von Gesteinen der Habach-Gruppe erfolgte zwischen dem Kleinen Ankogel und der Unteren Grubenkarscharte. Die Gesteinsabfolge wird im folgenden von S nach N (Kleiner Ankogel – Ankogel – Schwarzkopf – Obere Grubenkarscharte) überblicksmäßig beschrieben. Da die räumlichen Lagerungsverhältnisse der Gesteinseinheiten im N dieses Gebietsabschnittes (Bereich Obere Grubenkarscharte – Grubenkarkopf – Untere Grubenkarscharte) vom restlichen Kartierungsgebiet abweichen, erachte ich es für sinnvoll, den dort gewonnenen Erkenntnissen diesen eigenen Absatz zu widmen.

Der Zentralgneis der Radeckscharte (siehe unten) setzt sich über den Kleinen Ankogel bis knapp nördlich der Einsattelung zwischen Kleinem Ankogel und Ankogel fort. Entlang des S-Grates des Ankogels beginnt die Abfolge der Habach-Gruppe mit Bändergneisen. Diese werden bei ca. 3160 m Seehöhe von Bänderamphiboliten abgelöst, welche sich über den Ankogel bis etwa 300 m entlang des Grates nördlich des Schwarzkopfs weiterverfolgen lassen. Geringmächtige Einschaltungen von Bändergneisen in diesen Bänderamphiboliten wurden lediglich am westlichen Wandfuß des Kammes zwischen Schwarzkopf und Grubenkarkopf, nicht aber am Kamm selber festgestellt. Weiter in Richtung N schalten sich Glimmerschiefer ein, die nach etwa gut 100 m wieder von Amphiboliten abgelöst werden. Diese ziehen sich bis 300 m südlich der Oberen Grubenkarscharte und werden dort von stark granatführenden Glimmerschiefern überlagert.

Diese s-Flächen der beschriebenen Abfolge zeigen ein konstantes, mittelsteiles Einfallen nach NW bis WNW. Verfolgt man das Profil weiter in Richtung N, so werden die letztgenannten Granatglimmerschiefer von Metabasiten überlagert. Nördlich dieser Metabasite treten nun im Bereich des ersten, südlich des Grubenkarkopfes gelegenen Kammeinschnittes, wieder die Granatglimmerschiefer zutage. Sie fallen hier, entgegen der bisherigen Abfolge, nach SW ein. Demnach bilden sie eine lokale, nach W abtauchende Mulde, in deren Kern die obengenannten Metabasite lagern. Eine vergleichbare Situation bietet sich dem Beobachter unmittelbar nördlich, zwischen dem Grubenkarkopf und der Unteren Grubenkarscharte: Wiederum bildet ein Glimmerschieferzug eine nach W abtauchende Mulde. Der Kern dieser Mulde besteht – analog zu den vorherigen Verhältnissen – aus Metabasiten. Es liegen hier also zwei Synformen vor, deren Raumlage vom Bauplan der Seebachmulde abweicht. Der Verfasser deutet dies als ein Indiz auf einen älteren Faltungsakt.

Lagerungsverhältnisse der Gesteine der Habach-Gruppe

Die Orientierung der Gefügeelemente im Alten Dach erweist sich als ziemlich einheitlich. Maßgeblich für die räumliche Lage von s-Flächen und b-Achsen ist die Seebach- oder Ankogelmulde (nach EXNER). Ihrem Bauplan fügen sich ebenso lokale Faltenstrukturen mittlerer Größendimension, von denen ich eine in diesem Absatz wegen ihrer räumlichen Ausdehnung und Erkennbarkeit im Kartenbild kurz beschreiben möchte.

Die s-Flächen der Habach-Gesteine fallen i.A. mit einem flachen bis mittelsteilen Winkel zwischen 30 und 40° nach W bis NW ein. Nun sind an der SE-Flanke des Schönbretterkogelmassivs (nordnordwestlich des Lucketörls) Paragneise entgegengesetzt orientiert. Diese Paragneise bilden den NW-Schenkel einer flach nach SW abtauchenden Synform. Ihr SE-Schenkel ist an jenem Felsgrat, der die Vordere von der Hinteren Lucke trennt, aufgeschlossen. Die Amplitude dieser Mulde dürfte in der Größenordnung von gut 100 m liegen. Ihr Kern ist unter dem Geröll einer Schutthalde zwischen dem Schönbretterkogelmassiv und dem oben erwähnten Felsgrat verborgen. Die Struktur hebt in südwestlicher Richtung, gegen die Vordere Lucke zu, aus.

Zentralgneis

Großelendflasergranit

Als ältestes Glied der Intrusionssequenz wurde dieser Metagranit im Bereich der Blatschköpfe südöstlich der Großelendscharte aufgenommen. Es handelt sich um das an die Kartierung von HOLUB (1988) angrenzende Gebiet.

In diesem Gestein ist die augenfällige Trennung der hellen und dunklen Gemengteile hervorzuheben. Zwischen gewellten, zeilenförmigen Biotitblättchen liegen linsenförmige, bisweilen auch undeformierte Kalifeldspäte und rauchgraue Quarzflatschen. Diese makroskopisch gut erkennbaren Charakteristika ließen eine einfache Unterscheidung zu den übrigen Granitoiden zu.

Maltatonalit

Als zweitältestes Glied der variszischen Intrusionsfolge wurde der Maltatonalit in einem ca. 700 m breiten Streifen zwischen Großelendscharte, Trom, Pleschischg und Seebachtal kartiert.

Wiederum lässt sich auch diese Zentralgneisausbildung sehr gut im Gelände differenzieren. Das besondere Merkmal des Maltatonalits besteht in der netzwerkartigen, sperrigen Anordnung seiner Biotitschüppchen, zwischen denen porzellanweiße Plagioklase von bis zu 1 cm Größe und graue Quarznester eingeflochten sind. Nach HOLUB (1988) tritt gelegentlich Kalifeldspat in Form von 1 cm großen, porphyrischen Kristallen auf. Seine textuelle Anordnung verleiht dem Gestein eine schwarz-weiße Sprenkelung.

Hochalmporphyrgranit

Der Hochalmporphyrgranit als anschließendes Glied der Intrusionssequenz ist der im Kartierungsgebiet am stärksten vertretene, variszische Granitoid. Er erstreckt sich nordwestlich einer Linie von der Unteren Grubenkarscharte schräg über den Talschluss des Anlauftales, danach entlang des oberen Abschlusses der Hölzernen Wände und hinauf bis zum ersten, deutlichen Kammeinschnitt etwa 350 m östlich des Schönbretterkogels. Von dort verläuft die Grenzlinie zwischen Hochalmporphyrgranit und den Glimmerschiefern der Habach-Gruppe hinunter zum W-Ufer des Kleinen Tauernsees und folgt ab hier dem Tauernbach bis in eine Seehöhe von 1900 m. Anschließend streicht sie in SW- bis SSW-Richtung am orographisch rechten (N) Hang des Seebachtales entlang und zieht sich bis zum südlichen Ende des Kartierungsgebietes. Weiters nimmt der Hochalmporphyrgranit den Bereich zwischen Menigleiten, Radeckscharte und Großelendscharte ein.

Das im Gelände auffälligste Merkmal dieses Granitoids sind die bis zu 10 cm großen, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglinge. Magmatisch gebildeter Plagioklas erreicht eine maximale Größe von durchschnittlich 7 mm (nach HOLUB, 1988). Biotit stellt den makroskopisch dominierenden Glimmer dar und ist in undeformierten Bereichen regelmäßig im Gestein verteilt. Rauchgrauer Quarz füllt die Zwickel zwischen den genannten Mineralen.

Zwischen Radeckscharte und Großelendscharte und an den Tromwänden wurde ein stärker deformierter Zentralgneis, der höchstwahrscheinlich dem Hochalmporphyrgranit entspricht, vorgefunden. Die Kalifeldspäte sind hier zu durchschnittlich 2 bis 3 cm großen Linsen ausgewalzt und werden von Hellglimmern, deren Anteil mit dem Deformationsgrad zunimmt, umflossen. Einzelne Teilbereiche, die eine stärkere Deformation durchlaufen haben, weisen Kornverkleinerungen und folglich nur mehr bis zu 1 cm große Feldspatlinien auf.

Forellengneis

Typischer Forellengneis tritt nordwestlich der Oberen Lainkarscharte, in der Umgebung des Gamskarlsees und des Palfner Seekogels sowie im Akar und im Kühkar auf. Er ist mit den altbekannten Vorkommen im Anlaufstal bei Böckstein zusammenzuhängen und wurde bereits von ANGEL & STABER (1937) ausführlich beschrieben. Für die kartenmäßige Darstellung wurde die Kartierung derselben Bearbeiter (Karte des Ankogel-Hochalmgebietes, Neudruck 1950) und von EXNER (1957) herangezogen.

Der Forellengneis kennzeichnet sich durch das Auftreten handtellergroßer, diskusförmiger Körper, die in der Ansicht quer zur Schieferung an Fischeschwärme erinnern. Sie sind aus Quarz, Hellglimmer und untergeordnet Biotit zusammengesetzt und werden nach ANGEL & STABER (1937) und HOLUB (1988) als Schollen interpretiert. EXNER (1961, 1983) hingegen sieht in den Forellen metamorphe Differentiationsprodukte. Weitgehende Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Autoren (EXNER, 1957, 1983; HOLUB, 1988; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989) besteht in der Ansicht, dass die schollenfreie Matrix des Forellengneises petrographisch jener des Kölnbreinleukogranits entspricht. Das Vorkommen von Kölnbreinleukogranit liegt außerhalb des derzeit kartierten Bereiches. Eine ausführliche Gesteinsbeschreibung findet sich in MARSCHALLINGER (1987) und HOLUB (1988).

Lamprophyrgänge

Ein sehr markanter, allseitig angeschnittener Lamprophyrgang befindet sich im Massiv der Tischlerspitze, deren gesamter Gipfelaufbau von ihm durchschlagen wird. Der mehrere m mächtige, schieferungskonkordante Gang zieht sich schräg durch die S-Wand der Tischlerspitze und verzweigt sich, kurz bevor er den Wandfuß erreicht. Nachdem

er auf kurzer Strecke vom Grubenkarkees verdeckt wird, lässt sich derselbe Gang in den freiliegenden Gletscherschliffen des Grubenkares bis an deren S-Rand weiterverfolgen. Die im Kartenbild scheinbare Verbreiterung des Ganges beruht auf einem erosiven Schrägzuschnitt im Bereich der Gletscherschliffe. Ein zweiter, ebenfalls konkordanter Lamprophyrgang wurde im NE-Rahmen des Tischlerkares, nordwestlich des Steinbachkogels beobachtet.

Lamprophyrgänge mit ähnlicher Lagerung finden ihre Erwähnung bei EXNER (1957). Er beschreibt solche im unweit nordöstlich des eigenen Kartierungsgebietes gelegenen Gstöbkar und im Kleinellendkees. Auch der Lamprophyrgang der Tischlerspitze wurde bereits in der Literatur erwähnt (z.B. EXNER, 1979).

Kontaktverhältnisse zum Alten Dach

Im Kartierungsgebiet wurden an den Kontakten des Zentralgneises zu den Gesteinen des Alten Daches erhaltene Intrusionsverbände im Grubenkar vorgefunden.

Die N-Umrahmung des Grubenkares, der Hölltorgrat (Verbindungsgrat zwischen Hölltorkogel und Tischlerspitze) ist im Abschnitt zwischen Rot- und Weißspitze aus einer Einlagerung von Metavulkaniten aufgebaut. Diese Einlagerung – sie stellt vermutlich eine Megascholle dar – lagert isoliert im Zentralgneis und besteht hauptsächlich aus Amphiboliten. Der beträchtliche Rückgang des Grubenkarkees gewährt nun einen Einblick auf den Zentralgneis, der südlich an diese Amphiboliteinlagerung angrenzt. Er ist durch das häufige Auftreten von basischen Gesteinskomponenten geprägt. Unter diesen Komponenten finden sich eckige, scharf begrenzte und schlierige, unscharf begrenzte Formen. Es dürfte sich dabei um Nebengesteinsschollen handeln, die im Zuge der Zentralgneisintrusion aus dem Dachgesteinsverband herausgerissen und teilweise aufgelöst wurden. Diese kleineren Schollen häufen sich in Annäherung zur obengenannten Amphiboliteinlagerung. Folglich müssen sie von ihr abstammen. In der Karte wurde der Zentralgneis in diesem Bereich mit einer Übersignatur dargestellt.

Ein sehr leicht zugänglicher Aufschluss, an dem ein tektonischer Kontakt zwischen dem Zentralgneis und den Glimmerschiefern der Habach-Gruppe vorliegt, befindet sich am W-Ufer des Kleinen Tauernsees. Die in mannigfache Falten gelegten Glimmerschiefer werden dort vom Granitoid überschoben. Die b-Achsen korrelieren mit der Streichrichtung der Seebachmulde. Sie fallen allesamt mit flachem Winkel (max. 20°) nach SW ein (siehe auch 4.1.4).

Sprödetektonik

Über die Untere Grubenkarscharte verläuft eine Störungslinie in NE–SW-Richtung. Dieser steilstehende Bruch zeichnet direkt auf der Scharte den Kontakt des alten Daches zum Zentralgneis nach. Nachdem er gegen SW vom Grubenkarkees und von Moränenmaterial überdeckt wird, konnte er bei den Aufschlüssen im Talschluss des Anlauftales nicht mehr nachgewiesen werden. Parallel zu diesem Bruch verlaufen zwei kleinere Störungen, die den Kamm beiderseits des Grubenkarkopfes quer durchschlagen.

In unmittelbarer Nähe zur Rotspitze durchschneidet eine weithin sichtbare Störungslinie den Höllgrat schräg zu seinem Verlauf in NNE–SSW-Richtung. Dieser Bruch wurde schon von ANGEL & STABER aufgenommen und konnte im Zuge dieser Kartierung bestätigt werden. Während die Störung auf der N-Seite des Grates im Zentralgneis verläuft und sich in zwei Äste spaltet, folgt sie auf der S-Seite der Grenze einer Amphiboliteinlagerung, die von der Störung abgeschnitten zu sein scheint. Gegen SW geht diese Störung, von Moränenmaterial verdeckt, vermutlich wieder in den Zentralgneis über.

Etwa 650 m südöstlich der Radeckalm bildet auf der orographisch linken Seite des Anlaufales eine Störungslinie einen vom Knallkar herabziehenden Graben. Es wird in Übereinstimmung mit ANGEL & STABER (1952) vermutet, dass sich diese Störung unter dem Geröll der großen Schutthalde des Knallkars fortsetzt und mit einer weiteren Störung am ersten markanten Kammeinschnitt östlich des Schönbretterkogels in Verbindung steht.

Im SE des Kartierungsgebietes bildet schließlich die Pleschischg-Störung, die vom gleichnamigen Graben nachgezeichnet wird, ein weiteres, sprödes Lineament.

Neben diesen regionalen Störungen wurde eine Reihe kleinerer Brüche mit vergleichbaren Lagerungsverhältnissen – steilstehende, NE–SW-streichende Flächen – nachgewiesen. Folglich liegt im Kartierungsgebiet ein Störungssystem vor, das sich in etwa dem Bauplan der Seebachmulde angleicht.

Geomorphologie und Quartär

Im Kartierungsgebiet haben glaziale, periglaziale und gravitative Abtragungs- und Anlagerungsprozesse ihre deutlichen Spuren hinterlassen. Damit liegt eine markante Landschaftsprägung und eine flächenmäßig bedeutende Bedeckung mit Lockergesteinen vor. In den beiden folgenden Unterkapiteln möchte ich die Geomorphologie und die quartären Sedimente anhand von Beispielen typischer Oberflächenformen und rezenter Erosions- und Sedimentationsprozesse behandeln.

Geomorphologie

Die zwei Haupttäler, Seebach- und Anlaufal, verkörpern musterhaft erhaltene Trogtäler. Beide kennzeichnen sich durch seitliche Trogwände, die über eine ausgeprägte Geländekante auf die Trogschulter führen. Diese massiven Trogwände werden von kompetenten Gesteinskörpern wie den variszischen Granitoiden, Amphiboliten respektive Gneisen aufgebaut. Zahlreiche Seitenbäche stürzen über diese Steilstufen als Kaskaden in das Haupttal. Wo der Gesteinsverband durch Störungen oder Ähnliches geschwächt ist, durchbrechen Nebenbäche die Trogwände in Form von kleinen Schluchten. Dies ist beispielsweise am Ausgang des Pleschischggrabens der Fall. Wenn die Talflanken aus weichen Gesteinen wie zum Beispiel Glimmerschiefern bestehen, erkennt man keine Trogwände, sondern gleichmäßig steile, bewaldete Hänge. Exemplarisch hierfür steht der orographisch rechte Hang des Seebachtals ab dem Tauernbach talauswärts.

Die ursprünglich vom Gletscher konkav ausgehöhlten Böden der beiden Haupttäler wurden postglazial mit Talalluvionen aus Schottern, Sanden und Lehmen zugeschüttet. Im Seebachtal ist diese Talfüllung musterhaft zu studieren. Vom Stappitzer See bis zur Hinteren Lassacher Alm bildet sie einen gering geneigten bis nahezu horizontalen Talboden. Die Mächtigkeit der Talfüllung ist anhand einer beim Stappitzer See abgeteuften Bohrung ersichtlich, welche nach gut 100 m noch kein Festgestein erreichte (aus EXNER, 1957).

Sobald die Seitenbäche die flachen Böden der Haupttäler erreichen, lagern sie ihre Sedimentfracht in Form fächerartiger Lockergesteinskörper ab. Solche Schwemmfächer studiert man wieder am Beispiel des Seebachtals: Beim Blick von einem der Käme hinunter kann man die zahlreichen Schlingen des Hauptflusses erkennen, in die er durch die Fächer seiner Nebenarme zwungen wird.

Wenn man sich nun von den Tälern abwendet und seine Aufmerksamkeit den Kammregionen widmet, erkennt man, wie sich die unterschiedlichen Lithologien geomorphologisch durchpausen.

Geländelinien, die sich der Gesteinsart und der Orientierung von s-Flächen anpassen, beobachtet man am besten auf der S-Seite des ersten Hauptkammes zwischen Korntauern und Großelendscharte. Den Untergrund bauen hier

gut geschieferte Gesteine, vornehmlich der Habach-Gruppe, auf. Nun spalten sich in diesem Gebietsstreifen N–S-streichende Seitengrate vom Hauptkamm ab. Infolge der generellen, W- bis NW-gerichteten Einfallens der s-Flächen heben an den E- bis SE-Seiten dieser Grate die Gesteinsbänder aus und bilden dadurch schrofige bis kompakte Felswände. An den W-Seiten hingegen reichen s-parallele, vegetationsbedeckte Hänge bis an die Gratlinie hinauf. Die Gesteinsbeschaffenheit und -lagerung bewirkt also eine markante Asymmetrie, eine Rampenform, im Querprofil der Grate. Diese beiden Parameter sind es auch, die den Verlauf von Oberflächengerinnen in diesem Teil des Arbeitsgebietes bestimmen. Sie fließen – von wenigen Ausnahmen abgesehen – die Bankungsfugen der Gesteine entlang. Bei der aufmerksamen Betrachtung des Kartenbildes erkennt man zahlreiche parallele, von NE nach SW verlaufende Bäche.

Am Rande sei noch darauf hingewiesen, dass der Wasserreichtum zusammen mit dem hohen Ca-Gehalt des Gesteinsuntergrundes Gründe für die auffällige Artenvielfalt der lokalen Flora sein mögen.

Ein anderes Bild zeigt sich, wenn der Untergrund aus kaum deformierten, mehr oder weniger massigen Gesteinen besteht. Diese Situation trifft auf die inneren Bereiche der Zentralgneise, beispielsweise rund um den Hölltorkogel oder den Gamskarlspitz, zu. Die Käme sind dort – unabhängig von ihrer Streichrichtung – sehr homogen ausgebildet. Oft weisen sie eine sehr schmale, bisweilen messerscharfe Gratlinie auf, die von zahlreichen Querbrüchen und -klüften zerschnitten ist. Eine Aneinanderreihung von zahllosen Türmen und Scharten ist die Folge. Analog dazu bildet sich in den steilen Felswänden, die die Käme beiderseits flankieren, eine Wechselfolge von Pfeilern und Couloirs.

Tief ausgeschürfte Kare werden von den Kämmen – manchmal im perfekten Kreisrund – umschlossen. Gelegentlich befinden sich in diesen Karen Seen als Erbe der abgeschmolzenen Kargletscher. Ein Lehrbuchbeispiel für einen Karsee ist der Grüneckersee zwischen Gamskarlspitz und Vorderer Lucke.

Die zahlreichen Schmelzgerinne, die die Kare entwässern, haben hier keine Vorzugsrichtung. Ihr Gewässernetz ist im Halbgrund der Kare gleichmäßig verzweigt und vereinigt sich nach der Trogschulter zu einem Hauptabfluss.

Quartäre Sedimente und Gletscher

Der Lockergesteinsmantel umfasst im Kartierungsgebiet großteils Schutt und Moränenmaterial. Bergsturzmaterial hat nur lokale Bedeutung. Weiters konnten Blockgletscher und sehr zonal Toteislöcher aufgenommen werden. Von den zahlreichen Schwemmfächern möchte ich zwei Beispiele herausgreifen und hinsichtlich ihrer Ausbildung und ihres Einzugsgebietes kurz anreißen. Abschließend möchte ich in diesem Unterkapitel noch die Gletscher im Arbeitsgebiet erwähnen und ein paar Worte zu deren Rückgang sagen.

Schutt

Einige große, aktive Schutthalde werden von den wenig kompetenten, verwitterungsanfälligen Gesteinen der Habach-Gruppe genährt. Beispiele dazu sind die Bleksen nördlich der Radeckscharte und die übrigen Schutthalde auf der Nordseite des ersten Hauptkammes zwischen Grauleitenspitze und Ebeneck.

Eine weitere, große Schutthalde befindet sich nördlich des Schönbretterkogels im Bereich des Knallkars. Dieser eigenartige Lokalname mag von der Steinschlaghäufigkeit in dieser Gegend herrühren. Eine der Hauptursachen der hohen Schuttproduktion sehe ich in einem sprödetektonischen Kontakt, der den Kamm zwischen Schönbretterkogel und Ebeneck durchschneidet. Da an diesem Kontakt Zentralgneis und Glimmerschiefer aneinanderstoßen, fin-

den sich in der Schutthalde die Bruchstücke beider Litholigien.

Weniger stark und grobblockiger geht die Schuttproduktion am Fuß von schwach bis undeformierten Zentralgneiswänden vor sich. Durch den postglazialen Gletscherrückgang ihres Widerlagers beraubt, häuft sich Gesteinsschutt an den Füßen der Felswände an. Wo der Gesteinsverband schon primär durch Trennflächen (Klüfte und Ähnliches) gelockert ist, sammelt sich dementsprechend mehr Schutt an und führt zur Bildung eigenständiger, kegelförmiger Schuttkörper. Wenn sich mehrere solche Kegel aneinanderreihen, verschmelzen sie oft zu einem einheitlichen Schuttsum. Soweit es kartenmaßstäblich sinnvoll war, wurden einzelne Schuttkegel zeichnerisch abgegrenzt.

Echte Bergstürze wurden im Kartiergebiet nur vereinzelt angetroffen, so beispielsweise im Anlauffal 250 m westlich der Radeckalm oder im Seebachtal bei der Schwußerhütte.

Blockgletscher

Vereinzelt wurden im Arbeitsgebiet einige fossile Blockgletscher (Blockströme) auskartiert. Der ausgeprägteste Vertreter dieser glaziomorphologischen Geländeform befindet sich am Ostrand des Kartierungsgebietes im Pleischischg. Alle typischen Merkmale wie der tropfenförmige Umriss, die Stauchwälle und die steile Stirnböschung sind hier ausgebildet. Weitere inaktive Blockströme lokalisieren sich in der Vorderen Lucke, im Knallkar, südlich der Oberen Lainkarscharte, nördlich des Palfner Seekogels und im Tischlerkar. Kleinere Formen, die vermutlich ehemalige Hangblockgletscher verkörpern, wurden gelegentlich in der Nähe von Schutthalden beobachtet. Da sie meist nicht eindeutig identifizierbar waren, wurden sie lediglich als lobenförmige, aus grobem Blockwerk aufgebaute Schuttkörper mit Wallformen klassifiziert.

Moränen, Toteislöcher

Moränen wurden im Vorfeld der regressiven Gletscher meist stark mit Schutt bedeckt vorgefunden. Darunter konnten zahlreiche Wallformen des Standes von 1850 auskartiert werden. In weiterer Entfernung von den Gletschern sind ebenfalls große Teile des Kartierungsgebietes mit Moränenmaterial überdeckt. In der kartenmäßigen Darstellung wurden diese Flächen nicht mehr weiter differenziert. Teilweise sind die alten Moränenböden bereits stark überwachsen und wurden in die Karte mit einer entsprechenden Übersignatur eingezeichnet.

Eine kleine, kartenmaßstäblich erfassbare Zone mit Toteislöchern wurde auf der orographisch rechten Seite des hinteren Anlauffales aufgenommen. Sie befindet sich

unmittelbar nördlich der Trogkante der Grubenkarwände auf einer Verebnungsfläche in rund 2200 m Seehöhe.

Schwemmfächer und Murenkegel

Im Seebachtal breiten sich zwei markante Schwemmfächer – am Ausgang des Tauernbaches bzw. des Köfelegrabens – aus. Beide Fächer möchte ich als stellvertretende Beispiele dieser Form von Lockersedimentkörpern heranziehen.

Die Fächer zeichnen sich durch einen klar begrenzten, nahezu symmetrischen Umriss aus und besitzen einen typisch flachen, gleichmäßigen Böschungswinkel. Beide Fächer beziehen ihre Geröllfracht zum Großteil aus den Gesteinen des Alten Daches. Das Einzugsgebiet des „Tauernfächers“ bildet die Vordere Lucke, deren anstehender Gesteinuntergrund aus Glimmerschiefern und untergeordnet Zentralgneis besteht. Im „Köfelefächer“ sammeln sich Gerölle von Amphiboliten und Glimmerschiefern aus der NW-Seite des Maresenspitze.

Beide Fächer drängen den Vorfluter, den Seebach, aus seiner Richtung und zwingen ihn in zwei deutliche Schleifen. In ihren unteren Abschnitten treffen die Schwemmfächer mit den Talalluvionen zusammen und verzahnen mit ihnen.

Eine von Erosion geprägte Landschaft trifft man im hinteren Anlauffal an. Der Talboden verbreitert sich deutlich zwischen 1800 und 2100 m und ist dort auf einer Fläche von gut einem halben km² von zahlreichen Flusssrinnen durchzogen. Diese Rinnen schneiden alte Murenkegel und -ströme an, die aus einer chaotischen Mischung von eckigem, m³-großem Blockwerk, subangularen bis gerundeten Geröllen, Sanden und Lehmen zusammengesetzt sind. Die betreffende Fläche wurde zeichnerisch mit einer ähnlichen Signatur, wie sie für die Schwemmfächer verwendet wurde, dargestellt.

Gletscher

Folgende vergletscherte Flächen befinden sich im Kartierungsgebiet bzw. an dessen Rand: Tischlerkarkees, Grubenkarkees, Kleinlendkees, Radeckkees, Lassacher Kees und Woisgenkees.

Generell konnte an all diesen Gletschern ein beträchtlicher Rückgang festgestellt werden. Besonders markant ist der Masseverlust an S- bis W-exponierten Gletschern wie Woisgenkees, Lassacher Kees und Radeckkees. Dabei wurde die gegenwärtige Eisbedeckung mit den Gletscherflächen auf dem Blattschnitt ÖK 155 verglichen. Die dort dargestellten Stände wurden im Jahr 1993 aufgenommen.

Blatt 171 Nauders

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf Blatt 171 Nauders

RUFUS J. BERTLE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 2001 wurden die Aufnahmearbeiten im österreichischen Anteil fortgesetzt. Dies konnte erst nach genauer Kartierung des Schweizer Anteils im Gebiet des Mutler durchgeführt werden. Nur so konnte eine kartierbare Stratigraphie in den bisher nicht untergliederten Grauen Bündnerschiefern durchgehalten werden.

Die Kreideabfolgen des Kammes Mutler – Piz Mundin konnten im österreichischen Anteil im Gebiet des Kammes Hahntenn – Kreuzjoch – Blauwand (N Pfunds) wiedergefunden werden. Die Gesteine fallen in diesem Bereich mittelsteil gegen N ein. Die Abfolge wird durch eine Wechselfolge von kalkigeren und stark detritisch beeinflussten Bunten Bündnerschiefern gebildet. Stellenweise ist noch detritärer Muskowit erkennbar.

Die Hänge gegen die Pfundser Ochsenbergalm zeichnen sich durch großflächige Gleitungen aus. Der liegende Anteil der Hänge von Kobl zum Hahntenn wird durch graue Bündnerschiefer aufgebaut. Gegen Osten gehen die Bunten Bündnerschiefer des Hahntenn–Kreuzjoch-Kammes im