

chen Rothhörndls im obersten Ebersbergkar. Die an Sedimentstrukturen reichen Karbonatsandsteine und Feinkonglomerate zeigen eine etwas abweichende petrographische Zusammensetzung. Neben den ebenfalls von Augensteinablagerungen zu beziehenden siliziklastischen Partikeln dominieren hier v. a. rote und weiße Radiolaritgerölle, die als lokale Komponenten aufzufassen sind und eine ursprünglich auch in den Steinbergen bis mindestens zum Malm reichende Schichtfolge anzeigen. Sehr ähnliche Karbonatsandsteine (Lesestücke) finden sich auch im Leoganger Rotschartl in 2340 m Höhe. Beide eng beachbarten Vorkommen werden auf Grund der Gefüge und der geomorphologischen Situation als freigelegte Höhlensedimente gedeutet. Eine ausführlichere Studie zu diesen Augenstein-Vorkommen ist in Vorbereitung.

Erwähnenswert ist auch der „Birnbachgletscher“ in ca. 1200 bis 1300 m Höhe am Fuß der Birnhorn-Südwand als sehr tief liegendes, ständiges Eisfeld mit Spaltenbildungen. Er wird durch Lawinen aus dem Knallahner- und Hochbrettgraben gespeist. Interessanterweise wurde um 1890 an diesem kleinen Gletscherfeld über einige Jahre durch Münchner Brauereien zu Kühlzwecken Eis abgebaut.

Bereich Schwarzleograbern

Hier wurde der permische Basisbreccienzug der höheren tektonischen Einheit (siehe Vorjahresbericht) weiter gegen W verfolgt. Die Breccie liegt offensichtlich eingemuldet auf devonischem Spielbergdolomit und hebt gegen W hin aus, sodaß nur mehr kleine Erosionsreste an der tektonischen Grenze zu den darüber folgenden Wildschönauer Schiefen erhalten sind. Solche kleinen Breccienreste treten am Nöckelberg bis zum Voglergraben zum Vorschein.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1987 und 1988 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming

Von EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtszeitraum wurden die folgenden Gebiete am Südrand des Kartenblattes geologisch aufgenommen: Hafensteinkar, hinteres Göriachtal bis zum Göriachwinkel, Neumannkar und Steinkar.

Im Neumannkar (westlich der Tromörtenscharte) traf ich in 2100 bis ca. 2200 m SH einen flach bis mittelsteil südfallenden Amphibolit an. Es handelt sich mit Sicherheit um die südliche Fortsetzung des rund 200 m mächtigen Amphibolitzuges, der an der Nord- und Südseite des Kares westlich der Gollingscharte ansteht und der die Westflanke des Hochgollings somit in 1,5 km Länge annähernd horizontal durchzieht. Das hangende dieses Amphibolits bilden Paragneise. Darüber folgt in 2500 m SH ein zweites Amphibolitniveau, das an der Westflanke ungefähr 80 bis 100 m mächtig ist, gegen E aber an Mächtigkeit zunimmt. Darüber baut sich der vorwiegend aus hellen Albitgneisen und Phylloniten bestehende Gipfelbereich auf.

Im Graben, der von der Tromörtenscharte in west-südwestlicher Richtung ins Tal führt, sind steil stehende, E-W-streichende Paragneise aufgeschlossen. Von dem zuvor erwähnten, rund 200 m mächtigen tieferen Amphibolitniveau fehlt hier anscheinend jede Spur. Der gerade Verlauf des Grabens legt den Verdacht einer Störung nahe, doch scheinen die wahren Verhältnisse komplizierter zu sein, da ich die im Graben in 2100 m SH anstehenden Paragneise bis in das Hangende des Amphibolits verfolgen konnte. Die hangenden Paragneise biegen also von einer eher flachen in eine steil südfallende bis vertikale Lagerung um und schneiden dabei den nördlich des Schuttfeldes anstehenden Amphibolit ab. Anscheinend handelt es sich um eine Übergangsform zwischen bruchhafter und plastischer Deformation.

Westlich der Gollingscharte wird der zuletzt genannte Amphibolitzug durch die bereits mehrfach erwähnte Hochgolling-Nordrand-Störung abgeschnitten (siehe Aufnahmeberichte E. HEJL, 1982 und 1985). Diese Störung verläuft über die kleine Scharte 150 m nordwestlich der Gollingscharte durch einen Graben nach W in den Göriachwinkel. Die an der Westseite des Göriachwinkels anstehenden Metavulkanite (Amphibolite und Albitgneise) stellen vermutlich die durch die Störung versetzte Fortsetzung des tieferen Amphibolitniveaus der Hochgolling-Westflanke dar. Wenn man eine ausschließlich vertikale Bewegung annimmt, ergibt sich eine Sprunghöhe von mehr als 200 m, wobei der Südteil gegenüber dem Nordteil gehoben wurde. Die Sprunghöhe der Hochgolling-Nordrand-Störung nimmt gegen E ab, da in dem Graben südöstlich der Oberen Steinwenderalm nur eine vertikale Versetzung von knapp über 50 m festgestellt wurde (Aufnahmebericht E. HEJL, 1982).

Auch der Amphibolit, der den Grat zwischen der Rotsandspitze und der Schneegrubenscharte bildet, entspricht wahrscheinlich dem tieferen Amphibolitniveau der Hochgolling-Westflanke.

Im Gebiet der Zugriegelalmen und im unteren Hafensteinkar ist ein gehäuftes Auftreten grobkörniger Muskovitpegmatite zu beobachten. Sie erreichen nur ausnahmsweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern und konnten daher auf der Manuskriptkarte nicht maßstäblich dargestellt werden.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 127 Schladming

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Spuren des Eisrückzuges in den großen Seitentälern der Enns aus den Niederen Tauern (Preunegg-, Unter- und Obertal) sind sehr spärlich. Abgesehen von den Endmoränen beim Schönauer und bei der Silbersteinalm (Obertal) ist noch ein zweigliedriger Moränenwall am Zusammenfluß von Obertal und Giglachbach erhalten geblieben. Er zeigt eine Eiszunge an, die für kurze Zeit am Talboden um Hopfwiesen stationär war und den Obertalbach abdämmte. In den übrigen Talböden finden sich oft Anhäufungen groben Blockwerkes, das durchwegs von Berg- und Felsstürzen aus den Flanken stammt und keine Endlagen von Gletscherzun-

gen markiert. Sie stauen oft das Tal um mehrere Meter (Fenzenlehn) oder bis zu 100 m (Untere Steinwenderalm) auf, so daß der Eindruck eines kleinen verlandeten Zungenbeckens entsteht.

Ebenso zu derartigen Staubereichen und damit verlandeten ebenen, breiten Talböden führen die häufigen Talzuschübe. Hier sind neben Wh. Tetter (Untertalbach) im Preuneggatal noch besonders die Bereiche um die untere Schupfer Alm und zwischen Strick und Burgalm im Preuneggatal zu nennen.

Die z. T. riesigen Blöcke, die im oberen Preuneggatal sehr häufig sind, stammen ebenso aus den Flanken aus den weit verbreiteten instabilen Hangbereichen. Das riesige Blockfeld SW Untere Schupferalm stellt einen in Riesenblöcke zerlegten Hang dar. Das Blockwerk läßt keinen Eistransport erkennen.

Bei den beiden auffälligen Wallformen bei der Kotalm und etwas den Riesachbach abwärts handelt es sich ebenso um keine Endlage einer Eiszunge aus dem Lämmer- und Sonntagskar, sondern um eine Anhäufung groben Schuttes am Rand des Lawinenkegels aus dem Hochkar.

Schöne spätglaziale Endmoränen konnten in dem Kar NE der Gasselhöhe und im Wildkar kartiert werden. Unter dem Kamm der Gasselhöhe konnte sich offensichtlich durch die Wächtenbildung ein Eisfeld erhalten, das die Furche Ober-, Mitter-, Untersee erfüllte und geschlossene, deutliche Endmoränen knapp südlich der Stegerhütte (Straßenkehre) hinterließ, ohne weiter in den Graben vorzudringen.

Im Wildkar sind um die Kote 2000 m mehrere Wälle erhalten, die eine Eisfüllung bis an den Steilabfall in den Wildkargraben anzeigen. Dasselbe Alter haben auch die beiden Wälle unmittelbar südlich der Wildkaralm. Hier ist offensichtlich nach Abschmelzen des Gletscherkörpers unter späteren Periglazalbedingungen ein blockgletscherartiges Verfließen des grobblockigen Schutt- und Moränenmaterials bis unter 1800 m eingetreten.

Aus der Zeit des Eistrückzuges von den Moränen um die Kote 2000 stammen noch die beiden sehr grobblockigen Wälle knapp unterhalb der Felsschwelle zum oberen Wildkar. Ebenso wurden damals auch die Hügel im Karboden geschüttet, die aus auffällig feinkörnigem Schutt aufgebaut sind. Dabei dürfte es sich um Kameshügel handeln, die innerhalb des abschmelzenden Eises sedimentiert wurden.

Wie auf den Hängen südlich des Ennstales weiter im Osten (z. B. Planai), kam es auch auf der Hochwurzen und der Gasselhöhe (Reiteralm) zu ausgedehnten, tiefgreifenden Massenbewegungen. Beide Hänge zeigen im Gipfel- und Kambereich schöne Erscheinungen von Bergzerreibungen und eine sehr unruhige Morphologie im oberen Teil (Flurname „Buckelwald“, Reiteralm). Im Bereich der Reiteralm reichen die tiefgreifende Felsauflockerung und der Talzuschub bis ins Ennstal, wogegen dieser an der Hochwurzen nur bis in den Bereich der Straße in 1150 m (Primes) reicht.

Unterhalb der Dachsteinsüdwand, im Mar- und Torboden, sind um den Marstein schöne Endmoränen entwickelt. Sie zeigen an, daß der Marstein schon zu einer Zeit, als die Gletscherzungen bis auf die Maralm reichten, eine deutliche Trennung zwischen Marboden- und Torbodengletscher verursachte, wobei der Marbodengletscher der größere der beiden Eisströme war. Als jüngste Moränenwälle sind die anzusehen, die den Tor-

boden umschließen. Zu dieser Zeit wurde die innerste Moräne NE des Marsteins geschüttet, wobei die Eiszunge aber aus dem Marboden noch über die Steilstufe (Kote 1589) hinab gereicht hat.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL

Das Hauptaugenmerk galt diesmal der faziellen Gliederung des Dachsteinkalkes der östlichen Plateauhochfläche im Viereck Stoderalm – Brandalm – Plankenalm – Grafenbergalm.

Generell läßt sich die Situation hier folgendermaßen charakterisieren:

Im Bereich der Dolomitaufbrüche der Grafenbergalm und Plankenalm ist erkennbar, daß die im Vorjahrsbericht (MANDL & SCHAUER, 1988) mitgeteilte Beobachtung einer pelagischen Sedimentation zwischen dem karnischen Dolomit und dem norischen Dachsteinkalk ein allgemeingültiges Phänomen der Dachsteingruppe darstellt. Die lithologische Variationsbreite dieser pelagischen Fazies ist allerdings beachtlich. So tritt sie weiter im Westen (Raum Guttenberghaus) in Form von wenigen Bänken rekristallisierter roter Kalke auf, die mehr oder minder stark von einer sekundären Dolomitierung erfaßt worden waren. Am Nordostrand der Grafenbergalm, im letzten höheren Rücken vor den Wandabstürzen zu den Tiefgruben hin, wird dieses Niveau durch graue bis rötlichbraune Filamentmikrite vertreten, die als Hallstätter Kalk bezeichnet werden können. Ihre Mächtigkeit dürfte 10 m überschreiten. Der nördlich anschließende Dachsteinkalk gehört der massigen Lagunenfazies an (Rindenkörner, Dasycladaceen) und ist durch eine der hier zahlreichen, nordwest-südost streichenden Störungen gegen den Hallstätter Kalk abgegrenzt. Das Alter des letzteren ist durch eine reiche Conodontenfauna auf Tuval 3 festgelegt:

88/108B *Gondolella polygnathiformis*
Gondolella nodosa
Epigondolella sp. A
Neocavitella cavitata

Die noch unpublizierte Epigondolellenform ist nach L. KRYSZYN charakteristisch für das hohe Tuval 3.

Lithologisch wiederum anders ausgebildet, allerdings auch etwas jünger, erscheint dieser pelagische Horizont weiter nördlich als Rahmen der langgestreckten Dolomitsenken im Raum Tumerach östlich der Plankenalm. Von hier hatte im Vorjahr eine erste Probe tief unternorisches Alter ergeben. Eine Neubeprobung an der vermuteten Basis dieser Serie nahe dem unterlagernden Dolomit ergab wieder Lac 1:

88/104 *Epigondolella primitia*

Allerdings ließ dann die weitere Kartierung eine recht unübersichtliche tektonische Zerstückelung dieses Gebietes erkennen, sodaß die basale Position dieser Probe innerhalb der pelagischen Abfolge wieder fraglich ist. Makroskopisch ist die pelagische Fazies hier wohl die auffälligste der bisher genannten, da die 5–50 cm ebenflächig gebankten Kalke lokal landschaftsprägend sind. Die relativ dunklen, grauen bis graubraunen Mikrite enthalten immer wieder allodapische Lagen von