

ten im basalen Bereich können auf Auswürflinge zurückgeführt werden. Das Gestein ist sehr stark verwittert. Gegen das Portal des Tunnels werden die Tuffe von einem Lavastrom überlagert.

Die Erosionsdiskordanz ist nicht durch die vulkanischen Ereignisse bedingt sondern weist auf eine länger andauernde Erosionsphase hin.

Blatt 195 Sillian

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 195 Sillian

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Ebenso wie weiter im östlichen Lesachtal sind an den Ausgängen des Leitner Tales und Schöntales deutliche Moränenwälle ausgebildet, die aktive Gletscherzungen des Spätglazials markieren, die nur bis zum Haupttal reichten, dieses aber nicht mehr erfüllten.

Am Ausgang des Leitner Tales liegt ein breiter hoher Wall, der oberhalb der Fahrstraße nördlich Kote 1484 m ansetzte. Er biegt dann bei Neurauth nach Osten ein und schließt so den Ausgang des Tales ab, in dem er die nördlich anschließende, teilweise mit Grundmoräne bedeckte, pultförmige Fläche um ca. 10 m überragt. Am orographisch rechten Ufer ist in gleicher Höhe ein ebenso breiter, mächtiger Wall erhalten, dem ein weiterer, ca. 15–20 m tiefer, vorgelagert ist. Beide zeigen an, daß die kräftige Gletscherzunge am Ausgang des Leitner Tals dem Talverlauf folgend nach Osten abgog und ca. bis Schwalen reichte. Die, auch durch periphere Abflußrinnen (Moor an Fahrstraße oberhalb Schwalen), gegliederten Endmoränen bestehen aus schluffreichem, sandigem Moränenmaterial, das viele gut gekritzte Karbonate aus dem Talschluß führt. An der Oberfläche der Wälle sind häufig riesige Blöcke zu finden, die aus Berg- und Felssturzergebnissen stammen. Weiter taleinwärts, bis zum Talschluß des Leitner Tales unterhalb Kote 1901 m, sind nur noch steile Schwemm- und Murenkegel entwickelt, aber keine Moränen zu finden.

Eine noch etwas stärker gegliederte Moränenfolge am Ausgang des Schöntales markiert auch hier eine kräftige Eiszunge, die knapp vor der Gail geendet hat. Auch diese Moränen sind häufig mit großen Bergsturzböcken bedeckt. Innerhalb dieser Abfolge ist dann noch in ca. 1600 m Höhe (nördlich der Jagdhütte) eine Endmoräne ausgebildet, die den Talboden quert und vom Bach tief zerschnitten ist. Ob diese Endlage einen kurzen Halt der Eiszunge unmittelbar nach dem Rückzug von den Moränen weiter im Norden darstellt, oder einen neuerlichen Vorstoß markiert, kann nicht gesagt werden.

Im Schöntal sind ebenso wie im Leitner Tal bis zum Talschluß unterhalb Schöntalwiesen keine weiteren Moränen zu finden. Der Talboden wird auch hier von steilen Muren- und Schuttkegeln bestimmt, wobei der unterhalb des Öfenspitz aktive Steinschlagstätigkeit aufweist. Weiter taleinwärts ist die Talsohle durch einen kräftigen Talzus Schub verengt, hinter dem der See bei

Kote 1812 m aufgestaut ist. Dieser Talzus Schub ist Teil einer modellhaften Sackung, die, durch eine deutliche Abrißnische begrenzt, bis knapp unterhalb des Gipfelbereiches des Hohegg ausgreift.

Am orographisch rechten Ausgang des Erschbaumer Tales ist eine reich gegliederte Moränenfolge erhalten, die ein allmähliches Zurückweichen des Gletscherrandes aus dem Tal westlich des Kartitscher Sattels anzeigt. Die Folge setzt in ca. 1650 m mit Eisstauanteilen ein, denen tiefer am Hang deutliche Moränenwälle folgen. Sie alle zeigen an, daß zu dieser Zeit die Eiszunge das Haupttal noch erfüllte und ins Tal gegen den Kartitscher Sattel zu eindrang. Erst in tieferen Positionen sind Wälle erhalten, die eine Zunge markieren, die aus dem Erschbaumer Tal nach Westen abfloß und bis gegen Sulzenbach reichte. Diese bilden den deutlichen Rücken, der von der auf der Karte verzeichneten Quelle gegen Rauchenbach verläuft. Ob diese Moränenfolge zu verschiedenen spätglazialen Ständen zu rechnen ist oder – gleich alt wie die weiter im Osten – nur ein differenziertes Bild des Rückzuges der Eisfront überliefert, sollte durch die weitere Kartierung erfaßt werden.

Zwischen den Moränen an den Ausgängen von Erschbaumer und Schöntal ist der Hang südlich des Kartitscher Sattels von einer ausgedehnten Massenbewegung erfaßt worden, die bis in den Hang bei Gartler Wälder reicht.

Im Bereich des Kartitscher Sattels, und besonders nach Osten bis Prünste, fällt auf, daß die Südflanke extrem steil um 50–60 m ansteigt, wobei der Hang nur von zwei Gräben unterteilt wird. Weiter hangaufwärts geht der Steilhang in eine wellige Morphologie über, die von E–W-streichenden Rücken und tiefen Gräben geprägt ist. Jene sind 1–200 m zu verfolgen, verlaufen dann, um versetzt wieder von einem nächstsen Rücken abgelöst zu werden. Diese Formen reichen bis zur Forststraße in 1640–50 m Höhe. Hier werden sie von einem Steilhang überragt, der starke Auflockerung des Gesteinsverbandes und in ca. 1700 m auch frische Anrisse zeigt. Die Massenbewegung ist offensichtlich nach dem Abschmelzen des Eises des Haupttales entstanden, indem der Hangfuß in Form eines Talzuschubes nach Norden drängt. Ein Ausgreifen weit in den Hang hinauf ist aber nicht feststellbar. Im Bereich des Talzuschubes kam es zu einer Auflockerung und auch zu einer deutlichen Verstellung des ganzen Gesteinsverbandes. So fällt die – östlich wie westlich der Bewegung senkrecht stehende – E–W-streichende Schieferung mit 30–45° nach Süden ein. Nach Süden zu wird das Einfallen immer steiler und beträgt am Südrand rund 90°, wobei auch leichtes Nordfallen mit 10–15° festgestellt werden konnte.

Spuren der Vergletscherung während des jüngeren Spätglazials fanden sich im obersten Obertilliacher Tal, im Roßkar und im obersten Leitner Tal (Stuckenseen). Unterhalb der Nordwand der Porze sind zu beiden Seiten der steilen Lawinenrinne deutliche Moränen erhalten, die eine steile Eiszunge nachzeichnen, die bis ca. 1750 m herabgereicht haben dürfte.

Der heute künstlich vergrößerte See am Ende der Rinne ist in seiner ursprünglichen Anlage das Produkt der ausgedehnten Massenbewegung im Bärenbad (Neue Porzehütte).

Ebenso während des jüngeren Spätglazials war der Boden des Roßkares unterhalb der steilen Nordhänge der Roßkarspitze und des Wildkarlegg mit einem Gletscher erfüllt, der eine lang hinziehende Endmoräne hin-

terließ, die in etwa dem Karnischen Höhenweg folgt. Innerhalb dieser Endmoräne ist der Karboden mit kleineren, sehr grobblockigen Wällen bedeckt, die besonders zum westlichen Rücken zu noch weniger ausgedehnte Eislappen und -felder der Abschmelzphase nachzeichnen. Am Karboden findet sich noch eine größere Anzahl mehr oder weniger kegelförmiger Hügel, die aus recht feinkörnigem Schutt bestehen. Es sind dies Kameshügel, die von Schmelzwässern in Hohlräumen des Eises abgelagert wurden.

Am obersten Rand des Karbodens liegen noch girlandenartige Schuttmassen, die ehemalige, heute inaktive Blockgletscher darstellen. Ähnliche Formen sind noch in dem Kar NW Wildkarlegg und unterhalb der Heretalm ausgebildet. Dieser Blockgletscher führte zur Abdämmung des Oberen Stuckensees.

Die jüngsten Spuren kleiner Gletscher sind dann noch am Filmoorsattel und auf der Filmoorhöhe zu finden, die kleine Eis- und Firnfelder markieren, die in günstiger Schattlage oder durch starke Schneeakkumulation durch Lawinen noch längere Zeit existieren konnten.

Deutliche Spuren von Massenbewegungen im Bereich des Karnischen Hauptkammes im kartierten Gebiet sind die deutliche Bergzerreißung am Roßkarspitz (die Mulden, Spalten und tiefen Gräben wurden für die militärischen Stellungen benutzt) und die auffälligen Blockfelder im Rendlen, die auf häufige Fels- und Bergstürze vom Heretkofel als Folge von Auflockerung hinweisen.

Blatt 197 Kötschach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den südöstlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 197 Kötschach

VON MARTINA HENRICH & THOMAS HEYER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 wurde das Gebiet westlich des Gailbergsattels des bereits erschienenen Kartenblattes 197 Kötschach neu aufgenommen. Dies geschah im Zuge der Gesamtbearbeitung der Lienzer Dolomiten durch das Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität Giessen (BRD).

Das Kartiergebiet erstreckt sich von der Gailbergfurche im E bis zum Podlanigbach im W (Steig 222). Die nördliche Grenze ist durch die Linie Scharfenkopf – Joch – Haberjoch gegeben. Die Verbindung Ham-Wiesen – Lumwiesen – Panul-Wald – Röthen – Laas bestimmt die Südgrenze.

Aufgenommen wurde die östliche Fortsetzung der beiden Hauptstrukturen der Lienzer Dolomiten, die Lienzer Antiklinale und die Tscheltscher Mulde. Hauptstreichrichtung ist E–W mit geringen Abweichungen (NE–SE).

Zur Beschreibung der Schichtenfolge im Westen eignet sich ein Profil Rautalm – Mukulinalm – Scharfenkopf:

Lassen sich die Serien des Permoskyths im S noch ohne weiteres über den Podlanigbach verfolgen, so verändert sich das Bild ab Punkt 1156 m (2. Brücke über den Podlanigbach Richtung Kornater Alm).

Hier wird die Normalabfolge durch die von W aus dem Lahnerbachgraben heranreichende Südrandstörung unterbrochen. Nach SCHLAGER (1963) trennt die Südrandstörung das Kristallin und seine sandig ausgebildete Hüllserie (Permoskyth = Grödner Sandstein, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) von der von Kalk und Dolomit dominierten Trias.

Der Alpine Muschelkalk ist hier bis auf 120m Zwischendolomit reduziert. Knollenkalke, zwar auch tektonisch vermindert, finden sich erst wieder im E auf dem Forstweg zwischen Rautalm und Mukulinalm.

Die sich anschließenden Fellbacher Kalke sind ebenfalls gering mächtig, nehmen aber Richtung E „Auf der Mussen“ sehr stark in ihrer Mächtigkeit zu. Die Fellbacher Kalke sind dort stark intern gefaltet, so daß sich ihre Mächtigkeit nicht genau bestimmen läßt.

Die nachfolgende Kalk-Dolomit-Wechselfolge östlich des Podlanigbaches läßt sich nach NE bis zum Punkt 2038 m (zwischen dem Schatzbichl und Auf der Mussen) verfolgen. Die Abfolge ließ sich von uns stratigraphisch noch nicht einordnen, da datierbare Fossilfunde fehlen und das Gebiet schlecht zugänglich ist. Als mögliche stratigraphische Einheiten bieten sich Wetterstein oder Plattenkalk an. Dies müssen jedoch weitere Untersuchungen zeigen. Eine Verschuppung dieser Wechselfolge ist nicht auszuschließen, da hier aus dem Störungssystem des Südrandes die „Silbergrabenstörung“ abzweigt.

Diese Störung ist über das ganze Kartenblatt zu verfolgen. Sie streicht aus dem SW an der Mukulinalm vorbei über den Abbruch südlich des Schatzbichl, wo sie durch das Auftreten von Felszinnen aus brekziiertem Gestein gut zu verfolgen ist, in den Gailbergbachgraben. Diesen verläßt sie nordwestlich der Jagdhütte (zwischen Haberjoch und Silbergraben) nach NE Richtung Gailberggut. Mit diesem Verlauf der Störungslinie stimmen wir mit SCHLAGER (1963) überein.

Die in unserem Gebiet ENE-streichende Tscheltscher Mulde verschnälert sich vom Podlanigbach im W bis südlich des Schatzbichl, wo sie von der Silbergrabenstörung abgeschnitten wird.

Reste von Kössener Schichten sind nur noch nördlich der Felszinnen im Abbruch zu beobachten. Hinzuweisen wäre noch auf die schon von WARCH (1985) beschriebenen Fossilfundpunkte südlich wie nördlich der Mukulinalm (Punkt 1487 m), wo sich gut erhaltene Brachiopoden- und Bivalvenschalen finden lassen.

Die nördlichste der von uns kartierten Strukturen stellt die E–W-streichende Lienzer Antiklinale dar.

Während die Mächtigkeit des Hauptdolomits im Bereich des Scharfenkopfes noch einige 100 Meter beträgt, verringert sich der Ausstrich zwischen Joch und Schatzbichl beträchtlich (auf 200 m). Erklärbar ist dies durch das Abtauchen der Sattelachse nach E. Westlich des Haberjochs wird die Gesamtstruktur durch die Silbergrabenstörung abgeschnitten.

Westlich der Mukulinalm befindet sich eine SW–NE-streichende sinistrale Blattverschiebung, an welcher der Hauptdolomit der Lienzer Antiklinale relativ nach SW über den Plattenkalk und die Kössener Schichten (N-Flügel) der Tscheltscher Mulde bewegt wurde.

Im Bereich dieser Störung (z.B. Steig 222) findet man Brekzienhorizonte des mittleren Hauptdolomits, welche nach KÜBLER & MÜLLER (1962) und SCHLAGER (1963) als Spatisationsbrekzien zu interpretieren sind. Weitere Brekzien sind im Plattenkalk nördlich der Mukulinalm (Höhe 1630-1670 m) aufgeschlossen.