

Da die Ortschaft Ginzling unmittelbar am Fuße der Sackungsmasse liegt, wäre hier eine regelmäßige ingenieur-geologische Überwachung anzuraten.

Neben kleineren Felsstürzen (Birglbergalm, Rauher Kopf, Floitenschlag, Karlsteg u.a.) finden sich nördlich des Pfitscherjoches noch zwei postglaziale Bergstürze von jeweils ca. 7 Mio. m<sup>3</sup> geschätztem Volumen, die aus der Nordflanke des Rotbachspitzkammes ausgebrochen sind. Insbesondere die Nordhänge des Pfitscherjoches und des Haupttales sind durch Solifluktionsböden geprägt, die z.T. sehr schöne Girlanden formen.

An den von den eiszeitlichen Gletschern polierten Talflanken kam es gelegentlich zum Ablösen der gesamten Bodenschicht, insbesondere dort, wo abfließendes Wasser eine Haftung vermindert. Nördlich des Wsh. Alpenrose im oberen Zemmgrund fehlt ein 250x120 m großes Stück Boden und gibt polierte Amphibolite frei.

Die Moränen der kleinen Eiszeit des 17. bis 19. Jh. prägen wie überall in den Hochalpen das Bild der Hochlagen. Neben dem Hauptmoränenwall der 1850er und 1890er Vorstöße liegen am Ende des Waxeggkeeses und Schwarzensteinkeeses noch gut bewachsene Reste der Endmoräne eines viel älteren Stadiums, wohl des frühen 17. Jh. (nach lichenometrischen Messungen).

Gungglital: Da die Schieferung genau senkrecht zu dem klassisch schön geformten glazialen Hängetrogtal streicht, liegen sich die Schuttkegel genau gegenüber, was eine merkwürdig regelmäßige Wellenstruktur des Talbodens zur Folge hat.

## **Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Greiner Zone auf Blatt 149 Lanersbach**

Von OTTO THIELE  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In Ergänzung der alten Aufnahmen von E. CHRISTA und der neueren Arbeiten von B. LAMMERER und Mitarbeitern sowie meiner eigenen früheren Kartierungen wurden die Begehungen der Greiner Zone fortgeführt. Dem Vorschlag LAMMERERS entsprechend soll sie von nun an Greiner Mulde genannt werden, vor allem, weil bei dieser Bezeichnung die Äquivalenz zu anderen tektonischen Elementen der westlichen Hohen Tauern, wie etwa der Schönachmulde in der Gerlos oder der Knappenwandmulde im Oberpinzgau, zum Ausdruck kommt, andererseits aber auch eine gewisse Distanz zu jüngsten Mißdeutungen (Scherzone!) geschaffen wird.

Die Abgrenzung der Greiner Mulde läßt sich wie folgt skizzieren: Gegen Norden bzw. Nordnordwesten herrscht längs der Linie Lavitz Alm – S Kleiner Hochsteller – S Kleiner Greiner – S Grauwand (= Hennensteigenkamp) ein tektonischer Kontakt gegenüber den Augengneisen des Tuxer Zentralgneiskerns. Die Grenzfläche fällt, wie schon von CHRISTA, LAMMERER und Vorgänger mitgeteilt, steil gegen Süd bzw. Südsüdost. Längs dieser Linie hat die Mulde, wie man aus den generell WSW-geneigten B-Achsen unter Berücksichtigung des Grenzverlaufs jenseits des östlichen Kartenblattrandes schließen kann, beträchtlichen, von Osten gegen Westen stetig zunehmenden Tiefgang. Gegen Osten und Südosten steht die Greiner Mulde im Intrusivverband des Zillertaler Zentralgneiskernes. Sie kann demnach auch als Altes Dach der Zillertaler Zentralgneise bezeichnet werden. Demgemäß ist die genaue Grenzziehung nicht im Detail möglich. Für den angestreb-

ten Kartenblattmaßstab 1 : 50.000 ist die Kartendarstellung von E. CHRISTA aus den 30-er Jahren mehr als gut genug. Aufgrund der gegen Südsüdosten zunehmenden Migmatisationserscheinungen und des Häufigerwerdens der Durchschläge sowohl der sauren als auch basischen Intrusiva ist eine relative Seichtheit der Greiner Mulde im Bereich der Schwarzensteinalpe anzunehmen. Westlich des Zembaches gewinnt sie infolge Achsenversteilung wieder an Tiefgang: um den Alpengasthof Alpenrose finden sich durchschnittlich 40°, um das Furtschagel Haus schon meist 45–50° gegen WSW fallende B-Achsen. Ihre Südgrenze folgt aber bis jenseits der Furtschagelspitze generell weiter der WSW-Richtung. Westlich des Mösele-Stockes – zum größeren Teil schon auf dem benachbarten Blatt 176 Mühlbach – buchtet die Greiner Mulde gegen Süden aus. Die B-Achsen zeigen weiterhin mittelsteiles Westfallen. Im hintersten Schlegeistal wird die Grenze gegen den Zillertaler Zentralgneis eine tektonische. Zugleich bildet der ebenfalls achsial W–WSW-abtauchende Zillertaler Kern einen Stirnlappen, der das Südwestende der Mulde auf gut 1 km nordvergent überschiebt. Der Muldenschluß ist an der linken Seitenmoräne des Schlegeisferners mit dem schon im Vorjahresbericht erwähnten Amphibolit und Tremolitmarmor gegeben. Die B-Achsen fallen in diesem Bereich 60–90° gegen SW bis NW.

Nach dem vorjährigen Aufnahmsbericht von B. LAMMERER könne man die Greiner Mulde räumlich in zwei Teilmulden gliedern und altersmäßig wie auch strukturell vom variszischen Gesteinsbestand einen jüngeren Anteil abtrennen. Für beides fand ich bisher keine genügenden Gründe. Zur Frage eines eventuellen nachvariszischen Gesteinsbestandes wurde im Berichtsjahr das Profil des Haupttales studiert und bemustert, wo jene „Metakonglomerate“ besonders mächtig entwickelt sind, die von der Münchener Schule als Abkömmlinge eines postvariszischen, im wesentlichen permischen Transgressionsseiments gedeutet werden. Die groben Komponenten der „Metakonglomerate“ setzen sich weit überwiegend aus hellen, feinkörnigen, Aplitgneis-ähnlichen, mehr oder minder stark gerundeten Gesteinsbrocken zusammen. Untergeordnet findet sich derber Quarz, quarzitischer Gneis, hellgelblichgrüner feinkörniger (?) Epidot-Albitgneis, hell- bis dunkelgraues, mitunter auch rötliches, feinkörniges feldspatreiches Gestein, dessen Färbung offenbar von feinverteilten Erzpartikeln herrührt, Fuchsit-führende Schmitzen sowie gelb oder bräunlich anwitternde Linsen oder Schlieren von Karbonat. Wie am Pfitscher Joch fehlen auch im Hauptental alle gängigen Intrusivgesteinstypen der Tauern-Zentralgneise wie Normalgranite, Granodiorite, Tonalite und Diorite in den „Metakonglomeraten“. Nach Feldebefunden entsprechen die hiesigen Geröllgneise weitgehendst den Geröll- und Knollengneisen des Tuxer Tales, bei denen die genauer untersuchten hellen Geröllflatschen „sich unter dem Mikroskop eindeutig als Abkömmlinge eines sauren Effusivgesteins zu erkennen (geben)“ und „die Entstehung der Gerölle ... durch direkte Aufarbeitung eines Quarzkeratophyrs ohne Ferntransport zu deuten (ist)“ (W. FRISCH, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, 1967, S. 294). Der bunte Komponentenanteil wiederum entspricht freijugig völlig demjenigen des „Hüttenkar-konglomerates“ W. HAMMERS in der Gerlos (Schönachmulde), bei dem der Berichterstatter schon in seiner Dissertation (1950) auf Grund von Reliktstrukturen (Fließgefüge, Mandel-Hohlräume) vulkanoklastisches Ausgangsmaterial erkannt hat. Es ist zu erwarten, daß nach einer genaueren petrographischen Untersuchung sich auch die

Geröll- oder besser Agglomeratgneise des Pfitscher Jochs und des Hauptales als Vulkanoklastika herausstellen werden.

Bei der Verfolgung der Agglomeratgneise im Streichen nach Osten kommt man infolge des Achsenanstiegs in immer tiefere und damit höher metamorphe Bereiche der Greiner Mulde. Der Anteil der Agglomeratgneise nimmt gegen Osten ab, der Anteil an Hornblendegarbenschiefen zu.

Mir scheint es, als ob die ganze vulkano-detritische Serie des Hauptales in breiter Front in die Serie der Greiner Schiefer i.e.S. übergeht. Der Beginn dieses Überganges ist bereits im Gehänge westlich des Schlegeis Stausees sichtbar, wo in grobkristallinen Greiner Schiefen mit ihrem typischen Hornblendewachstum noch deutlich Reliktstrukturen der Agglomeratgneise (z.B. wohlabgegrenzte helle feinkörnige Flatschen) zu finden sind. Wie schon von CHRISTA dargestellt, sind die Greiner Schiefer ihrer-

seits nicht selten von (zerscherten) pegmatoiden Gängen durchsetzt – bequem studierbar z.B. am Alpenvereinsweg oberhalb der Grawand. Dies gestattet den Rückschluß, daß die „Konglomerate“ bzw. Agglomeratgneise des Hauptales und des Pfitscher Jochs zum Alten Dach der Tauernzentralgneise gehören. Dasselbe hat ja auch schon W. FRISCH (l.cit. S. 317) für die Vorkommen vom Tuxer Kamm bei der Realspitze festgestellt.

In dieselbe Richtung weisen Beobachtungen, die man westlich des Furtschagelhauses anstellen kann. Bei Anstieg des Hüttenwegs quert man zwischen 2200 und 2230 m Seehöhe eine Wechsellagerung von feingebänderten Biotitgneisen, Hornblendegneisen und Amphiboliten, in der in mehreren Horizonten – auch in amphibolitischen Lagen – helle Komponenten wie in den Agglomeratgneisen eingestreut sind. Ein paar Meterzehner nördlich davon finden sich in der selben Serie deformierte pegmatoidale Gänge als relativer Altershinweis.

## Blatt 150 Zell am Ziller

Siehe Bericht zu Blatt 120 Wörgl von G. POSCHER.

## Blatt 157 Tamsweg

### **Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Schwarzenberges auf Blatt 157 Tamsweg**

Von CHRISTOPH EXNER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an die sorgfältige geologische Kartierung von Herrn Kollegen W. GRUM (Jb. Geol. B.-A., **132**, 589–591, Wien 1989) wurden der Mittel- und W-Teil des Schwarzenberges kartiert und petrographisch untersucht. Es fehlen noch die vegetationsreiche untere N-Flanke bei Unternberg und Negerndorf sowie der Retzengraben.

Strukturell bildet der Biotit-Plagioklas-Gneis des Schwarzenberges eine flache Schüssel, die im W und E auf Granatglimmerschiefer schwimmt. Dieser unterlagert den Gneis im W im Bereich Pichlern – Schmalzer – Gräfinweg – Spitzinggraben – Lasenwiesen und im E im Bereich Ramingstein – Lasaberg.

Die Schüssel verengt sich an ihrer NE-Ecke bei Tamsweg und geht sigmoidal in den W–E-streichenden Gneiszug des Seetales, Sauerfelder Waldes und Leißnitzbaches über (siehe vorjähriger Bericht!).

Sonderbar ist die tektonische Beschaffenheit der S-Grenze der Gneis-Schüssel im Thomatal:

Hier befindet sich der in W–E-Richtung 6 km breite Übergang vom Gneis des Bundschuhgebiets zum Gneis des Schwarzenberges. Doch stellt sich eine tektonische Komplikation ein. Kontinuierlich vollzieht sich nämlich dieser Übergang nur im E-Abschnitt des Thomatales (zwischen Fegendorf und Madling). Dort streichen die Gneise und Granatglimmerschiefer des Bundschuhgebiets kontinuierlich zum E-Teil des Schwarzenberges fort.

Hingegen folgt der W-Abschnitt des Thomatales anscheinend einer Störung, die ich als Thomatal-Störung bezeichnen möchte. Sie ist unter der Talalluvion zwischen Fegendorf und Gruben anzunehmen. Sie streicht WNW und bewirkt eine Diskordanz zwischen Schwarzenberg-Gneis im N und Bundschuh-Gneis im S. Der erstgenannte ist an der Störung aberrant schüsselförmig aufgebogen. Er streicht NW und fällt nach NE. Der Zweitgenannte hingegen folgt dem regionalen NNE-Streichen und fällt nach ESE.

Die in der Vertikalen 600 bis 700 m hohe, steile S-Flanke des Schwarzenberges hier um die Ortschaft Thomatal bedingt zwar beträchtliche gravitative Bergzerreißen, Felsackung und Bergstürze. Doch zeigt die von mir hier aufgenommene Strukturkarte auf 3 km streichender Länge und senkrecht dazu auf 1,5 km Breite am Bergleib (vom Thomatal bis zum Fingerling- und Obernock) die oben geschilderte konstante Lage der s-Flächen. Es dürfte sich also nicht nur um sekundäre Hangtektonik, sondern um ein tatsächliches Aufbiegen des Schwarzenberg-Gneises während eines älteren tektonischen Aktes an der Thomatal-Störung handeln.

Es ergibt sich somit, daß der Gneis des Schwarzenberges den schüsselförmigen „Kopf“ im N des Bundschuh-Gneiskörpers darstellt. Doch hat der Gneis des Schwarzenberges eine gewisse Eigentektonik. Auch seine Petrographie zeigt einige Unterschiede zum Bundschuhgneis.

So ist der typische mittelkörnige, Biotit und Oligoklas führende und meist nur mikroskopisch kleinen Granat enthaltende, sehr kompakte Biotit-Plagioklas-Gneis vom Typus Bundschuh (EXNER, 1989, Jb. Geol. B.-A., **132**, 85–89) auf den E- und Mittelteil des Schwarzenberges beschränkt. Er wurde im gegenwärtigen