

VIII und IX.

EXKURSIONEN

IM WESTLICHEN UND MITTLEREN

ABSCHNITT DER HOHEN TAUERN

UNTER FÜHRUNG VON

F. BECKE und **F. LÖWL.**

MIT EINER GEOLOGISCHEN ÜBERSICHTSKARTE.

VIII.

WESTENDE DER HOHEN TAUERN

(ZILLERTAL).

EXKURSION UNTER FÜHRUNG VON

F. BECKE.

Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern (Zillertal).

Unter der Führung von **F. Becke**.

(Hierzu die Übersichtskarte Nr. VIII—IX.)

Itinerar.

1. Tag. Bahnfahrt von Jenbach nach Zell. Besuch der Gerlosklamm. Wagenfahrt von Zell nach Mayrhofen. Nachmittags Exkursion nach Finkenberg—Astegghöfe—Grubewand: Nachtlager in Mayrhofen.

2. Tag. Hochsteg. Dornaubergklamm—Ginzling. Abstecher in die Floite. Nachtlager in Roßhag.

3. Tag. Oberer Zemmgrund, Berliner Hütte. Nachmittags Exkursion zur Granathütte, Roßbrucken. Nachtlager Berliner Hütte.

4. Tag. Exkursion zum Schwarzsee, Roßkar.

5. Tag. Übergang über Schönbichler Horn—Schlegelstal. Nachtlager Dominikushütte.

6. Tag. Pfitscher Joch—Landshuter Weg—Landshuter Hütte.

7. Tag. Fortsetzung des Landshuter Weges, Wolfendorn, Griesbergkar—Brenner. Bahnfahrt nach Sterzing.

8. Tag. Profil von Mauis. Steinbrüche von Grassein. Bahnfahrt nach Bozen.

Literatur.

Außer der bei Löwl (Exkursion Nr. IX) angeführten.

- G. Stache. Die kristallinen Schiefergesteine im Zillertale in Tirol. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 216 u. 260; 1871, pag. 217.
- Adolf Pichler. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1871, pag. 256 (Mauls- und „Brixener“ Granit).
- F. Löwl. Profil durch den Westflügel der Tauernkette. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 446.
- F. Teller. Zur Tektonik der Brixener Masse und ihrer nördlichen Umrandung. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 69.
- Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 241.
- A. Rothpletz. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
- F. Becke, F. Berwerth, U. Grubenmann. Vorläufige Berichte über die petrographischen Untersuchungen in der Zentralkette der Ostalpen. Anzeiger der kaiserl. Akademie d. Wissensch. 1895, pag. 45; 1896, pag. 15; 1897, pag. 8; 1898, pag. 12; 1899, pag. 5.
- Karten: Spezialkarte von Österreich-Ungarn 1:75.000. Zone 17, Kolonne V Matrei; Zone 17, Kolonne VI Hippach und Wildgerlos-Spitze; Zone 18, Kolonne V Sterzing und Franzensfeste.
- Generalkarte von Mitteleuropa 1:200.000. Blätter Innsbruck und Bruneck.

Geologische Übersicht der Hohen Tauern.

Das Gebiet der Hohen Tauern ist orographisch durch die eisgepanzerten Berge der Ankogel-, Hochnarr-, Großglockner- und Venedigergruppe, durch die Doppelkette der Duxer und Zillertaler Alpen so gut ausgeprägt, wie wenige Gebiete der Ostalpen.

Im Norden grenzt es an ein niedriges Phyllit-Gebirge, welches sich in einer bis 30 *km* breiten Zone bis zu der Auflagerung der nördlichen Kalkalpen erstreckt. Das Hauptgestein dieser Zone ist ein monotoner graugrüner Phyllit, wesentlich aus feinschuppigem Serizit und Chlorit, aus Albit und Quarz bestehend. Ankerit, Turmalin, Tonschiefernädelchen (Rutil) sind häufige akzessorische Gemengteile. Kohlige Beimengungen verleihen manchen Lagen eine bleigraue bis schwarze Farbe. Einlagerungen von Grünschiefern und Kalken sind selten.

Im Nordosten des Gebietes (Dienten, Salzburg), knapp unter der Auflagerung der Trias, sind in den obersten Lagen dieser Phyllite Fossilien des Obersilur gefunden worden. Das Streichen der Strukturflächen innerhalb des Phyllitgebietes ist großen Schwankungen unterworfen und weniger einheitlich als das der Tauerngesteine. Im unteren Zillertale findet man häufig Streichen NO. Von Zell am Ziller bis weit in den Pinzgau hinein hat man auf große Strecken WNW-Streichen.

Die Grenze gegen das Tauerngebiet ist wahrscheinlich ihrer ganzen Entwicklung nach eine Längsstörung, die sich in manchen Teilen ihres Verlaufes als ein Grabenbruch darstellt, an dem mesozoische Sedimente in einzelnen Schollen und Streifen eingeklemmt wurden. Dies gilt insbesondere von dem Talzuge Gerlos-Gerlospaß-Pinzgau. Weiter westlich wird diese Längsstörung markiert durch die diskordante Auflagerung derselben mesozoischen Sedimente in den Tarntaler Köpfen. An den beiden Enden des Tauernbogens: im Brennergebiete westlich und in den Radstätter Tauern östlich, treten dieselben Sedimente in größeren

transgredierenden Schollen auf, zum Teil unter sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen.

Die Südgrenze des Tauerngebietes ist topographisch nicht so auffällig markiert. Hier grenzen die Tauerngesteine an altkristalline Glimmerschiefer und Schiefergneise, welche die Kreuzeck-, Pollinick-, Schober-Gruppe, das Defferegger Gebirge zusammensetzen und sich in zusammenhängendem Zuge über die Sarntaler Alpen bis in die Gegend von Meran verfolgen lassen.

Die vorherrschenden Gesteine sind Glimmerschiefer, aus Muskovit, Biotit, Quarz mit untergeordnetem Oligoklas oder Albit bestehend; sie führen häufig Granat als charakteristischen Nebengemengteil. Diese Gesteine variieren sehr nach dem Mengenverhältnis der Gemengteile. Einlagerungen von Marmoren, Amphiboliten sind nicht sehr verbreitet. In ihnen steckt neben mehreren kleinen die große Intrusivmasse des Antholzer Granitgneises. Sie beherbergen ferner auch die Tonalitkerne des Iffingers und der Rieserferner mit ihren Dependenz von porphyritischen und pegmatitischen Ganggesteinen.

Die Südgrenze des Glimmerschiefergebietes ist die wohlbekannte Pustertaler Verwerfung. Südlich stoßen hier die Pustertaler Phyllite an, welche petrographisch mit den Pinzgauer Phylliten übereinstimmen.

Auch die Grenze zwischen den Tauerngesteinen und den alten Glimmerschiefern ist als eine Störungslinie erkannt, an welcher in der Regel der Glimmerschiefer auf die jüngeren Tauernphyllite gegen Nord überschoben ist.

Auch an dieser Störungslinie sind stellenweise Kalke, Dolomite, kohlige Glanzschiefer und Gipse eingeklemmt, deren Zugehörigkeit zur mesozoischen Schichtreihe zwar nicht durch Fossilfunde nachgewiesen, aber durch den Gesteinscharakter und die Lagerungsverhältnisse wahrscheinlich gemacht wird (Matreier Schichten).

Der geologische Bau der Hohen Tauern wird durch den scharfen Gegensatz zweier Gesteinsreihen beherrscht, welcher bei der ersten geologischen Übersichtsaufnahme

durch die Geologen der k. k. geologischen Reichsanstalt in der Unterscheidung von Zentralgneis und Schieferhülle seinen prägnanten Ausdruck gefunden hat.

A. Der Zentralgneis.

Der Zentralgneis der Hohen Tauern wird wohl von der Mehrzahl der Geologen, welche ihn untersucht haben, als ein metamorphes, größtenteils schiefrig entwickeltes Intrusivgestein angesehen. Er bildet mehrere gesonderte geschlossene Kerne, welche häufig von kleineren Intrusivmassen begleitet werden. Folgende gesonderte größere Kerne sind bekannt:

1. Hochalmkern;
2. Rathauskern;
3. Sonnblickkern;
4. Granatspitzkern;
5. Venediger Kern, der sich im Westen in den Duxer und den Zillertaler Kern spaltet.

Nur die beiden letzten Kerne 4 und 5 liegen im Bereiche der Übersichtskarte.

Die Gesteine dieser großen intrusiven Massen zeigen stofflich beträchtliche Unterschiede sowohl untereinander als innerhalb jedes einzelnen Intrusivkörpers.

Die Hauptmasse des Hochalmkernes und des Rathauskernes ist granitisch. Doch kommen in den tiefsten Partien der ersteren tonalitische Konstitutionsfazies zur Geltung. Die tiefsten Lagen des Rathauskernes sind mehr syenitisch. Der Sonnblickkern ist ebenso wie der kleine Granatspitzkern granitisch. In der großen Venediger-Zillertaler Masse ist der südliche Anteil, der vom Venediger über die Birnlucke in den Hauptkamm der Zillertaler Kette hinzieht, teils körniger, teils flasriger und schiefriger Tonalit. Eine zweite Tonalitpartie ist im mittleren Zillergrund, Stillup- und Flotengrund aufgeschlossen. In diesen tonalitischen Partien der Intrusivmasse sind die basischen Konkretionen und Schlieren besonders häufig. Sie treten in allen Dimen-

sionen von Faustgröße bis zu mächtigen Schlieren auf, die nach hunderten von Metern messen und auf Karten großen Maßstabes ausgeschieden werden können. Sie haben meist dioritische, manchmal sogar Hornblendit-Zusammensetzung.

Die äußeren Partien der Intrusivmasse haben meist die Zusammensetzung eines Granitits. Namentlich gilt das für den Duxer Kern und für die nördlichen Partien des Venediger Kernes.

An den Kontaktflächen ist die Ausbildung kieselensäurereicher, biotitarmer, aplitischer Randfazies häufig, oder man findet einen oftmaligen Wechsel heller aplitischer und dunkler basischer Lagen, welche bisweilen die Zusammensetzung eines Glimmersyenits, bisweilen gar die eines Amphibolits haben.

Auch die Ausbildung porphyrtiger Gesteine vom Habitus der Augengneise ist vornehmlich in den äußeren Partien der Kerne zu beobachten. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung in der nördlichsten Partie des Duxer Kernes.

Nur selten und spurenweise lassen die Zentralgneise die ursprüngliche Erstarrungsstruktur der Massengesteine erkennen. Selbst in den fürs Auge körnig erscheinenden Abarten ist eine durchgreifende Veränderung der Mikrostruktur erkennbar. Zumeist bemerkt man freilich schon mit freiem Auge die Flaserung des Gesteins, welche sich an den Rändern der Kerne allenthalben, vielfach aber auch im Innern derselben bis zu dünnschiefriger Beschaffenheit steigert.

Sowohl bei anscheinender Erhaltung der körnigen Struktur als beim Eintreten der Flaserung und Schieferung vollziehen sich sehr bemerkbare Änderungen im Mineralbestande: reichliche Entwicklung von Glimmer, Epidot, Granat, von Kalzit und Titanit, Ersetzung der basischen Plagioklase durch Oligoklas oder Albit, Verdrängung des Kalifeldspates durch Albit. Diese Mineralumsetzungen vollziehen sich zumeist durch inneren Austausch und sind nur von beschränkten, wenngleich wesentlichen Änderungen

der Gesamtzusammensetzung (Aufnahme von Wasser und Kohlensäure) begleitet. Die Umsetzungen folgen dem Volumengesetze, das ist die Stoffe streben den Verbindungen mit kleinstem Volumen zu.

Die Schieferung erfolgt nicht selten ohne merkliche Kataklyse durch Umkristallisieren (Kristallisationsschieferung). An manchen Stellen tritt allerdings auch heftige Kataklyse ein. Dies ist namentlich am Nordrande des Duxer Kernes der Fall.

B. Die Schieferhülle.

Die Schieferhülle läßt an Stellen größter Vollständigkeit und möglichst ungestörter Lagerung ziemlich sicher zwei Schichtgruppen unterscheiden.

Die untere besteht aus kalkarmen oder kalkfreien Silikatgesteinen, denen gelegentlich größere ziemlich reine Kalklager eingeschaltet sind. Die obere besteht aus einem vielfachen Wechsel von kalkarmen und kalkreichen Schiefergesteinen, in welchen Kalk und ursprüngliches Tonsediment nach Art der Mergel sedimentärer Formationen inniger gemischt sind.

In beiden Stufen, besonders aber in der oberen, treten metamorphe Derivate basischer Eruptivgesteine als Lager und Linsen auf (Grünschiefer, Amphibolite, Olivinfels, Serpentin mit ihren Dependenz von Talk- und Chlorit-schiefern).

Ausschließlich in der unteren Abteilung sind gröbere Sedimente bekannt, welche nun als starkveränderte Konglomeratschiefer ausgebildet sind. Die klastischen Elemente dieser Konglomeratschiefer sind nirgends dem Zentralgneis ähnlich, sonst aber ziemlich mannigfaltig.

Die petrographische Ausbildung der Gesteine der Schieferhülle ist eine verschiedenartige und durchläuft alle Stadien von tonschieferähnlichen Phylliten, Grauwacken, Kalkphylliten und feinkörnigen Kalken und Grünschiefern bis zu hochkristallinen Glimmerschiefern und Schiefergneisen,

Kalkglimmerschiefern, grobkörnigen Marmoren und Amphiboliten.

Im allgemeinen nimmt die kristalline Entwicklung von Nord nach Süd zu; außerdem wächst sie mit der Annäherung an den Zentralgneis und ist am höchsten entwickelt in den schmalen Zügen von Gesteinen der Schieferhülle, welche tief zwischen die Gneiskerne eingeklemmt sind; z. B. in der zwischen Zillertaler und Duxer Masse liegenden Greiner Scholle.

Daß der Zentralgneis sich intrusiv verhält zur Schieferhülle, ist an vielen Stellen nachzuweisen:

a) Durch das Auftreten von größeren und kleineren Lagern von Granitgneis in der Schieferhülle.

b) Durch die Durchaderung der Schieferhülle durch aplitische Adern und Gänge.

c) An manchen Stellen ist auf eine Strecke von wenigen bis zu 100 und 200 *m* die Grenze zwischen den Gesteinen der Schieferhülle und dem Intrusivgestein unsicher und es findet ein allmählicher Übergang vom Schiefer zum Granitgneis statt.

d) Das Intrusivgestein läßt an vielen Stellen in der Nähe der Hülle eine endogene Kontaktzone erkennen, indem es sich entweder dem Aplit nähert oder raschen Wechsel aplitischer und basischer Lagen zeigt. Häufig ändert sich auch in der Nähe der Gesteinsgrenze die Struktur: Ausbildung von porphyrtigem Augengneis, von feinerem Korn.

Mit der Annäherung an den Zentralgneis zeigt sich im allgemeinen eine Zunahme des kristallinen Zustandes der Schieferhülle. Das erinnert an exogene Kontaktmetamorphose. Aber es fehlen die typischen Mineralneubildungen der plutonischen Kontaktmetamorphose (z. B. Andalusit, Kordierit) und dieselben Mineralgesellschaften und Strukturen finden sich in der westlichen Fortsetzung des Tauernzuges (Ridnaun, Oberes Passeir, Gurgler Kamm) fern von den Intrusivgesteinen.

Für die eintretende Metamorphose sind also allgemein wirksame Ursachen (Versenkung in bedeutende Rindentiefe, in Regionen hohen Druckes und hoher Temperatur, Ge-

birgsdruck) verantwortlich zu machen, zu welchen die der Intrusion zuzuschreibenden Wirkungen (Intrusionswärme, Exhalationen von Gasen, von Lösungen) nur fördernd hinzutraten.

Die Gesteine der Schieferhülle unterscheiden sich sowohl von den Pinzgauer Phylliten als von den archaischen Glimmerschiefern durch die größere Mannigfaltigkeit des chemischen Substrates. Von den ersteren durch die im allgemeinen höhere kristalline Ausbildung, das Zurücktreten der wasserreichen gegen die wasserarmen oder freien Gemengteile; von den archaischen Glimmerschiefern durch die Ausbildung der Schieferstruktur. Die Gesteine der Schieferhülle zeigen häufig den Gegensatz eines feinstruierten Grundgewebes, in welchem größere Körner und Kristalle (Porphyroblasten) eingebettet sind (porphyroblastische Struktur). Bei stengligen oder säuligen Porphyroblasten entstehen Garbenstrukturen. Die Einschlüsse der Porphyroblasten zeigen nicht selten eine früher vorhandene feinschiefrige oder gefälte Struktur an.

Ob sich bei fortschreitender Detailkenntnis vielleicht Äquivalente der archaischen Glimmerschiefer oder der Quarzphyllite unter den Gesteinen der Schieferhülle nachweisen lassen werden, mag unentschieden bleiben.

Über das Alter der Gesteine der Schieferhülle sind nur Vermutungen möglich. Sicher ist das Alter höher als Trias. Denn obere Trias liegt in einzelnen Schollen transgredierend auf den Schichtköpfen der Schieferhülle längs des Nordwestrandes.

Andererseits ist es wahrscheinlich, daß die Schieferhülle jünger sei sowohl als die archaischen Glimmerschiefer, sowie als die monotonen Pinzgauer Phyllite. Mit beiden Gliedern stoßen die Gesteine der Schieferhülle im Gebiete der Tauern an Störungslinien zusammen. Dagegen liegen den Kalkphylliten der Tauern sehr ähnliche Gesteine weiter östlich diskordant über den archaischen Glimmerschiefern.

Gegenüber den Pinzgauer Phylliten spricht vielleicht die buntere Gesteinsreihe für jüngerer Alter.

Paläozoisches Alter ist somit wahrscheinlich: suchte man nach einem nächstgelegenen Vergleichsobjekte, so würde man vielleicht das Grazer Paläozoikum heranziehen können und die Schieferhülle der Tauern als deren hochmetamorphe westliche Fortsetzung betrachten.

Das Alter der Intrusion der Granit- und Tonalitgneise ist schwer festzustellen. Substantiell stellen sich die Tauerngesteine zwischen die Intrusivgneise in den archaischen Glimmerschiefern und die Tonalite des großen Südtiroler Tonalitbogens. Sie nehmen auch strukturell eine Mittelstellung zwischen beiden ein.

Da die letzteren sicher jünger als Trias sind, könnte man für die Intrusion der Tauerngneise etwa mittelkarbonisches Alter annehmen, da dies eine Periode starker Störungen war.

Die Gesteine der Schieferhülle bilden über dem Rathaus-Hochalmkern ein in weiter Ausdehnung erhaltenes Dach von uhrglasförmiger Lagerung. Der Sonnblickkern steckt (nebst einigen kleineren Intrusivmassen) als eine mächtige lagerförmige Masse in dem nach Süd abfallenden Teile der Schieferhülle des Rathauskernes.

Über dem Granatspitzkerne bilden die Gesteine der Schieferhülle gleichfalls eine flache Kuppel, von der besonders am Süd- und Ostrande noch beträchtliche Teile in fast söhlicher Lagerung erhalten sind.

Dasselbe Verhältnis ist auf eine gute Strecke am Südostrande des Venediger Kernes zu beobachten. Dagegen ist das Schieferdach in den nordöstlichen Ausspitzungen des Venediger Kernes gänzlich entfernt und an der Grenze von Kern und Hülle herrscht steile Stellung. Die gleiche Lagerung beobachtet man auch in den westlichen Fortsetzungen des Venediger Kernes, ja hier tritt stellenweise eine isoklinale, nach Süd überschobene Stellung der Gneiskerne und ihrer Hüllgesteine ein.

Am Westende des Duxer Kernes bildet der Granitgneis den Kern einer nach Süd geneigten, stellenweise nach Süd überschobenen Antiklinale aus Gesteinen der

Schieferhülle. Die Sattelachse dieser Antiklinale senkt sich unter einem Winkel von 10—15° nach Südwest.

C. Jüngere transgredierende und eingefaltete Sedimente.

In der Depression, welche der Grenze der Schieferhülle und der nördlich vorgelagerten Phyllitberge entspricht, haben sich einzelne Schollen von Sedimenten erhalten. Das Alter dieser zumeist aus Kalken und Dolomiten sowie auch Schiefeln, Quarziten und Sandsteinen bestehenden Ablagerungen reicht von Perm bis Lias.

In einzelnen Schollen treten diese Bildungen teils in transgredierender Lagerung auf den Schichtköpfen der Tauernphyllite, teils in Grabenbrüchen auf von den Tarntalerköpfen über Penkenberg und Gerlossteinwand, das Gerlostal entlang bis in die Gegend von Krimml. Spurenweise sind diese Bildungen an einzelnen Stellen im Pinzgauer Grabenbruche zu finden und deuten die Verbindung mit den großen mesozoischen Transgressionen der Radstätter Tauern an.

Eine ähnliche Einklemmung jüngerer, vielleicht mesozoischer Sedimente (Glanzschiefer, dichte Dolomite, Gips) ist auch längs des südlichen Tauernrandes zu beobachten (Kals-Matrei-Virgental).

Erster Tag.

Bahnfahrt von Jenbach bis Zell; Gerloskamm; Wagenfahrt nach Mayrhofen; nachmittags Finkenberg — Astegg — Grubenwand.

Die Bahn fährt von Jenbach über den Inn und biegt bei Straß um eine Felsecke, bestehend aus dem „Schwazer Dolomit“, in das breite untere Zillertal. Die bis hoch hinauf mit Vegetation bedeckten Berge haben die sanften Formen des Pinzgauer Phyllites (Quarzphyllit). Bei Fügen werden rechts ein paar schroffe Felsgipfel, Ausläufer des aus Gneis bestehenden Keller-Joches, sichtbar. Die Bahn-

fahrt endet in der Station Zell am Ziller, Hauptort des unteren Zillertales. Die Gehänge zu beiden Seiten der beckenförmigen Talweitung bestehen aus Quarzphyllit. Im Südosten ragt die Gerlossteinwand auf, der Schichtkopf einer transgredierenden mesozoischen Kalkscholle, im Südwesten sieht man die Fortsetzung dieses Lagers in stufenförmigen Terrassen von der Höhe des Penkenberges zur Grubenwand gegen das Becken von Mayrhofen absinken. Im Hintergrunde ragt der Tristner und Ingent herein, bereits dem inneren Gneiskerne angehörig.

Von Osten mündet bei Zell das Gerlostal, dessen Bach eine tiefe Klamm in den Quarzphyllit eingeschnitten hat. Am Eingange zur Klamm sieht man das Gestein in charakteristischen Aufschlüssen entblößt. Das Gestein ist hier reich an Serizit und Chlorit, arm an Albit und Quarz. Die Schieferungsflächen sind wellig, uneben und gehen vielfach in glänzend gestriemte Harnische über. Das Streichen der Schieferung ist ungefähr O—W mit merklicher Abweichung nach SO; dieser Richtung folgt die Klamm. Man bemerkt zahlreiche glatte Klüfte, welche das Gestein senkrecht zur Streckungsrichtung durchziehen, ferner zahlreiche Quarzlinsen und Lagen.

Die Wagenfahrt von Zell nach Mayrhofen führt bei den Stollenmundlöchern des alten Goldbergbaues Hainzenberg vorbei. Weiterhin sind schöne Rundhöcker an der Straße zu sehen.

Die Erweiterung des Tales hinter Ramsau entspricht dem Durchstreichen der weichen Tonschiefer und Phyllite der nördlichen Schieferhülle. Die Grenze gegen den Pinzgauer Quarzphyllit ist am rechten Ufer nicht genau angebar; am linken Ufer ist sie durch die Mündung des Sidantales markiert. An der Grenze liegen hier die tiefsten Staffeln des mesozoischen Kalkes.

Erst kurz vor Mayrhofen rücken die Abhänge wieder näher zusammen; sie sind aus härteren Grauwackengneisen mit Zwischenlagen von Quarziten, Phylliten und Kalken gebildet und gehören der unteren Stufe der Schieferhülle an.

5

4

3

2

1



Talbecken von Mayrhofen. (Nach einer Photographie von J. Maidler in Mayrhofen.)

1 Zillergrund, eingeschnitten in Granitgneis. — 2 Brandberger Kolm (Höchsteger Kalk), die Fortsetzung ist im Mittelgrund an der weißen Schutthalde kenntlich. — 4 Rettelwand und 5 Gerlossteinwand, transgredierende Scholle von mesozoischem Kalk diskordant auf weichen Phylliten lagernd. — 3 Torhelm, Grauwackengneis mit Phylliten wechsellagernd, die Fortsetzung bilden die Felsen links im Mittelgrund.

Eine Kalkbank bildet die Kante des sogenannten „Nieder“ und formt im Talboden einen ausgezeichneten Rundhöcker, den Burgstallschrofen.

Wir erreichen Mayrhofen, den Endpunkt der Wagenfahrt. Nachmittag Exkursion nach Finkenberg. zu den Astegghöfen und (eventuell) auf die Grubenwand.

Im Talbecken von Mayrhofen vereinigen sich vier Taläste (Gründe) zum unteren Zillertal: Zillergrund, Stillup, Zemmgrund, Duxer Tal. Die Vereinigung erfolgt genau an der Grenze des Kernes von Granitgneis und seiner nördlichen Schieferhülle.

Das tiefste hier aufgeschlossene Glied der letzteren, den Hochstegenkalk, sieht man von Osten, vom Brandberger Kolm über den Brandberger Stein in das Talbecken von Mayrhofen, herabziehen. (Vergl. das Vollbild Talbecken von Mayrhofen.) Spuren desselben treten am Eingange der Stillup und des Zemmgrundes auf. Dann zieht das graue Band durch die tiefe Klamm des Duxer Baches auf den westlichsten Gipfel des Grünberges. Dem Kalke sind Lagen von serizitischen Schiefen eingeschaltet, welche sich in der Modellierung des rechtseitigen Abhanges vom Grünberge durch die Einschaltung vor der Larchtalspitze (Lachtelspitze) auffällig geltend machen.

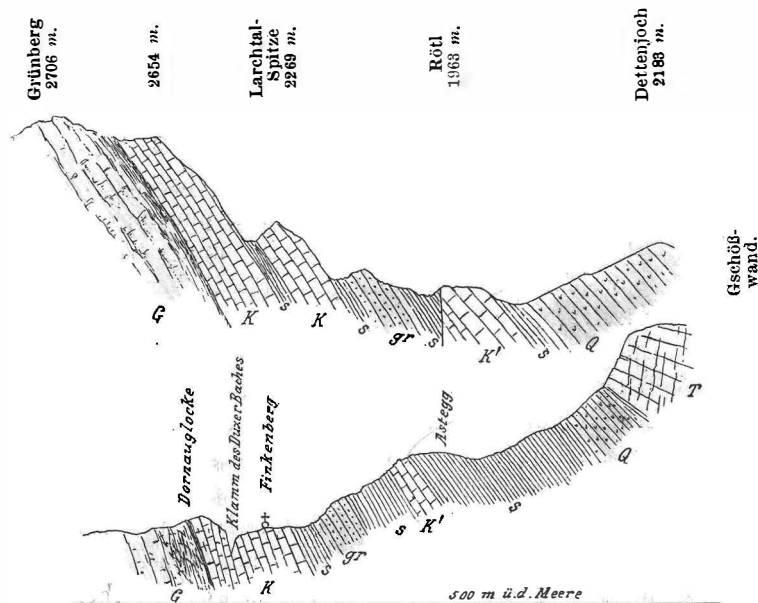
Vom Talboden aus kann man das Profil durch den Mayrhofer Schieferzug am Grünberg-Abhange gut verfolgen (vergl. das Profil Fig. 1): Auf den Hochstegenkalk folgen Phyllite und Schiefer von braungrauer Färbung, denen Bänke von gröberer psephitischer Struktur eingelagert sind, mit klastischen Körnern von Quarz, ehemaligem Orthoklas (meist durch Albit verdrängt, „Schachbrett-Albit“) und einem serizitischen Zement, das aber öfter biotithaltig wird.

Manche Bänke werden ganz gneisähnlich (Grauwackengneise). Diese Schiefer und Grauwackengneise bilden den Höcker nördlich der Larchtalspitze. Die Einsenkung entspricht weichen serizitischen Schiefen, denen eine starke Kalkbank eingelagert ist (Rötl 1963 *m*). Auf diesen weichen sericitischen Schiefen lagert im Dettenjoche

eine wenigstens 600—700 m mächtige Lage von lichtapfelgrünen Sericitquarziten und Sericit-Albitquarziten. Mit diesen schließt hier das sichtbare Profil.

Beim Aufstiege zu den Astegghöfen berührt man zu unterst (siehe Fig. 1):

Fig. 1.



Süd. **Zwei Profile durch den Mayrhofer Schieferzug.** Nord.

G = Granitgneis des Dnaxer Kernes, randlich kataklastisch und sericitisch geschiefert. — *K* = Hochstegenkalk. — *s* = Sericitische Phyllite. — *gr* = Grauwackengneise. — *K'* = Zweites Kalklager. — *Q* = Sericitquarzite und Sericit-Albitquarzite. — *T* = Triaskalk der Gschößwand.

1. den Hochstegenkalk am Wege nach Finkenbergr. Er ist in Rundhöckern mehrfach aufgeschlossen; grauer, plattiger, feinkristallinischer, beim Anschlagen bituminös riechender Kalk; einzelne Lagen und Linsen sind hellgrau, kurzklüftig, dolomitisch. Streichen ONO, Fallen steil NNW.

2. Oberhalb der Ortschaft Finkenberg bildet der Grauwackengneis ausgezeichnete felsige Aufschlüsse,

3. In der Höhe von zirka 1100 *m* trifft man ein zweites, etwa 100 *m* mächtiges Kalklager, die Fortsetzung desjenigen, welches wir vom Burgstallschrofen zur Kante des Nieder verfolgen konnten.

4. Auf der Höhe der Astegghöfe weiche phyllitische Schiefer, bald lichtgrün, serizitisch, bald dunkelgrau, graphitisch abfärbend; dieselben Gesteine setzen auch den unteren Teil der Abhänge der Gschöß- und Grubenwand zusammen.

5. Unmittelbar, bevor der Kalk der Gschöß- und Grubenwand erreicht wird, trifft man wechsellagernd mit lichtgrünen serizitischen Schiefern die hier nur in geringerer Mächtigkeit entwickelten Sericitquarzite und Sericit-Albitquarzite, welche am Dettenjoche in beträchtlicherer Mächtigkeit auftreten.

Die stratigraphische Stellung dieser Gesteine ist nicht völlig sichergestellt. Sie scheinen nur in der nördlichen Schieferhülle vorzukommen. An manchen Stellen (Quarzgemäuer im Duxer Tal) scheinen sie diskordant auf den weichen Phylliten zu lagern. In den Tarntaler Köpfen treten sehr ähnliche Gesteine als Unterlage und als Auflagerung der triadischen Kalke auf; aus den Lagerungsverhältnissen am Dettenjoche und an der Gschößwand würde man auf eine konkordante Einlagerung in den oberen Horizonten der Schieferhülle schließen. Die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit Verrukano und Sernifit verdient noch Berücksichtigung. Allerdings ist petrographische Ähnlichkeit ein schwacher Führer in der Stratigraphie alpiner Gesteine.

6. Über dem Sericitquarzite liegt endlich der Kalk der Gschöß- und Grubenwand. Zwischen Gschöß- und Grubenwand streicht eine jener Verwerfungen durch, in denen die hochlagernde Kalkscholle des Penkenberges staffelförmig über Gschößwand und Grubenwand bis ins Niveau des Zillertales herabsinkt. Auf der Grubenwand

liegt überall der großenteils dolomitische Kalk der transgredierenden Scholle herum, zum Teil mit unbestimmbaren Fossilspuren.

Von der Höhe hat man eine prachtvolle Aussicht auf das mittlere Zillertal, auf die gerade gegenüberliegende Kalkplatte der Gerlossteinwand und Rettelwand (vergl. das Bild Talbecken von Mayrhofen) und auf die im Granitgneise eingeschnittenen Gründe: Ziller-, Stillup-, Zemmgrund.

Der Abstieg erfolgt über Astegg-Burgstall nach Mayrhofen, wo übernachtet wird.

Zweiter Tag.

Früh 7 Uhr Abmarsch von Mayrhofen, mittags in Ginzling, nachmittags Absteher ins Floitental, abends in Roßhag (Übernachten).

Der Weg führt am Eingange der Stillupklamm vorüber, die Felsen von porphyrtigem Granitgneis zeigen deutliche Rundhöckerformen. Westlich von der Klamm klebt eine kleine Partie von Hochstegenkalk. Die Grenze desselben gegen den Granitgneis ist ausgezeichnet aufgeschlossen am Hochstege. Hier hat der Zembach eine tiefe Klamm quer aufs Streichen ausgenagt. An der Grenze zwischen Kalk und Granitgneis ist eine tiefe Rinne entstanden, woselbst man das auf Seite 18 befindliche Profil (Fig. 2) beobachtet.

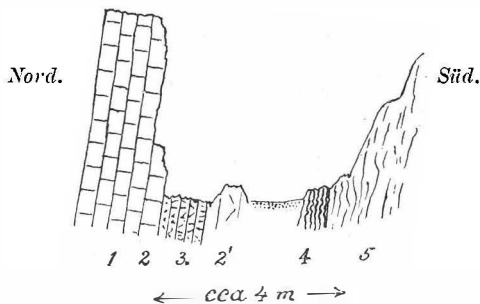
Ähnliche Profile sind längs der ganzen Nordgrenze der Duxer Granitgneismasse zu beobachten. Die leicht verwitternden Lagen 3 und 4 bedingen, daß fast nirgend der direkte Kontakt des Granitgneises mit der Schieferhülle aufgeschlossen ist. Beweise für Intrusion sucht man vergebens. Die Beschaffenheit des Granitgneises spricht für das Vorhandensein eines Längsbruches.

Der Weg übersetzt die Klamm des Zembaches mit dem Hochstege, dahinter ausgezeichnete Aufschlüsse im Hochstegenkalke, mit Rundhöckerformen, die durch spätere Karrenbildung modifiziert sind. Der sericitische, chloritoidführende Glimmerschiefer ist abermals aufgeschlossen, dahinter schlechte Aufschlüsse in dem randlich sericitisierten und verquetschten Granitgneise. Der Weg quert

eine Stirnmoräne des alten Zemmglätschers, aus typischem Zentralgneis und Amphibol-Garbenschiefer bestehend, und tritt in das glaziale Felsbecken des Lindtales. Ausgezeichnete Aufschlüsse im porphyrtigen Granitgneis des Duxer Kernes an dem Alpenvereinswege durch die 1 Stunde lange landschaftlich reizende Dornaubergklamm.

Das Gestein besteht aus einem Wechsel porphyrtiger und mittelkörniger Lagen, die eine starke Kataklas-Schiefe-

Fig. 2.



Profil beim Hochstege.

Grenze des Duxer Granitgneises gegen den Hochstegenkalk.

1. Grauer plattiger, feinkristallinischer Kalk.
2. Heller weißer, etwas zuckerkörniger, dolomitischer Kalk.
3. Grauer gelblich verwitternder, unreiner Kalk.
- 2'. Kleines Lager von weißem Dolomit.
4. Sericitschiefer, stellenweise chloritoidführend.
5. Grober, sericitisierter, porphyrtiger Granitgneis.

rung unter Ausbildung eines sericitreichen Grundgewebes angenommen haben. Die weißen Feldspatdurchschnitte verraten häufig die gewöhnliche Orthoklasform, bestehen aber größtenteils aus Albit, welcher den Kalifeldspat verdrängt hat (Schachbrett-Albit). Das Gestein ist häufig von aplitischen Adern durchzogen. Basische, glimmerreiche Konkretionen sind selten.

Indem wir tiefer in den Kern der Intrusivmasse vordringen, verlieren sich die sericitischen Häute, die Harnische,

die Quetschspuren überhaupt, Biotit tritt als Gesteinsgemengteil erkennbar hervor, die Grundfarbe des Gesteins wird braun statt grau. Die porphyrtartige Struktur des Gesteins ebenso wie die grobschiefrig-flasrige Beschaffenheit bleiben aber bestehen. Die chemische Zusammensetzung ist die eines nicht sehr quarzreichen Granitits. Die mineralogische Zusammensetzung weicht allerdings von der des ursprünglichen Granitites stark ab durch Vermehrung des Glimmers auf Kosten der Orthoklassubstanz und durch einen merklichen Gehalt an Kalzit. Der vorherrschende Feldspat ist Oligoklas-Albit oder Albit.

Dieser Gesteinscharakter ändert sich abermals, indem man nach Überschreitung des Karlssteges sich dem breiter geöffneten Talbecken von Dornauberg nähert. Aufschlüsse sind allerdings am Wege nicht vorhanden, da mächtige Sturzhalden den unteren Teil der Gehänge verdecken. Man kann sich aber an den Haldenblöcken überzeugen, daß der porphyrtartige Charakter sich verliert und dass das Gestein mehr und mehr den Habitus eines schiefrigen biotitreichen Gneises mit aplitischen Zwischenlagen annimmt. Letztere walten in der Tiefe des Tales vor und bilden die mächtigen Felsabbrüche des Jaunkopfs, an denen man deutlich zwei vertikale Kluftsysteme wahrnimmt. Wir kreuzen jetzt jene Zone biotitreicher Gneise mit aplitischen Zwischenlagen, welche die Masse des porphyrtartigen Granitgneises, die im Grünberge kulminiert, von der Hauptmasse des hellen Granitgneises des Duxer Kernes trennt; diese schiefrig-aplitische Fazies bedeutet die Nähe einer Kontaktfläche, und in der Tat kann man an mehreren Stellen im Bereiche dieses Zuges, aber immer nur in der Höhe (z. B. zwischen Schönach- und Wimmertal, südlich von der Ahornspitze, auf der Höhe der Rifflerscharte im Duxer Kamme) sichere Glimmerschiefergesteine nachweisen; im Bereich dieses Zuges findet man ferner deutliche Spuren von Konglomeratschiefern. Diese Zone von schiefrigem biotitreichen Gneis mit aplitischen Zwischenlagen entspricht also einer bis auf die Wurzel denudierten Schiefermulde.



Rosshag im Zenngrund gegen den Tristner. (Nach einer Photographie von J. Maidler in Mayrhofen.)
Im Hintergrunde ist der Gegensatz zwischen schiefrigen Gneis (Tristner) und Granitgneis rechts von der Scharte bemerkenswert.

Von Ginzling, wo Mittagrast gehalten wird, führt ein Abstecher in den unteren Teil des vier Stunden langen Floitentales zu guten Aufschlüssen in dem schiefrigen biotitreichen Gneise, welcher von aplitischen Massen durchzogen ist. Vom Wege hat man einen schönen Einblick in den von Gletschern bedeckten Talabschluß des Floitengrundes.

Im Weiterwandern nach Roßhag zieht die grüne Pyramide des Tristners im Rückschauen den Blick an. Der scharfgeschnittene Gipfel mit den glatten, begrünzten Abhängen besteht aus schiefrigem biotitreichen Gneis; der scharf contrastierende zackige Felskamm rechts davon ist heller glimmerarmer Granitgneis. (Vergl. das Bild Roßhag gegen den Tristner.)

Die ähnlich gebaute Wildschrofenschneid auf der nördlichen Talseite ist die Fortsetzung des schiefrigen glimmerreichen Gesteinszuges.

Dritter Tag.

Von Roßhag über Breitlahner zur Berliner Hütte. Besuch des Roßrückens.

Die Felsen hinter Roßhag zeigen noch denselben Wechsel von lichtgefärbtem glimmerarmen, aplitähnlichen Gneis mit schiefrigen biotitreichen Lagen, die bisweilen auch in Form von eckigen Einschlüssen auftreten. Am Wasserfalle ob Roßhag kann man das Anstehende anschlagen und sich von der normalen Lagerung (Streichen der Schieferung ONO) überzeugen. Der Rifflerbach bringt dieselben Gesteine herab; die hellen aplitähnlichen Varietäten walten vor.

Einen ausgeprägteren Granitgneischarakter nimmt das Gestein an, sobald man den ebenen Talboden der Bernau-Alpe verlassen hat.

Der Zembach schneidet hier in anstehenden Fels ein, der vom Wasser geglättet ausgezeichnete Aufschlüsse darbietet. Der ziemlich gleichmäßig geschieferte Granitgneis enthält nicht selten linsenförmige basische Konkretionen; auch eine größere basische Schliere wird sichtbar, bestehend aus hornblendearmem, biotitreichem Diorit-Amphibolit. Das

undeutlich plattig abgesonderte dunkle Gestein ist von aplitischen und pegmatitischen Adern durchzogen, welche so wie die plattige Absonderung der allgemeinen Schieferung folgen. Dieselbe Beschaffenheit zeigen auch die anstehenden Felsen beim Breitlahner.

Hier verlassen wir das Längstal, welches als Zamsergrund zum Pfitscher-Joch weiterzieht, indem es eine zirka 400 m hohe Talstufe überwindet, und wenden uns südlich in das Quertal des oberen Zemmgrundes. Der Weg zieht erst ohne Aufschlüsse am Fuß von riesigen Sturzhalden hin, die alle den monotonen lichtgefärbten Granitgneis (Ingentgneis) herunterbringen. In den Klammern der Seitengräben sieht man ihn in prallen Felsen und in seigerer Stellung der Schieferung anstehen. Er führt wie die meisten echten Granitgneise wenig basische Konkretionen, dagegen häufig Quarzadern, die oft Drusen von Bergkristall, Muskovit, auch Adular umschließen. Gegen den Südrand wird diese Granitgneismasse porphyrtartig, immer gut geschiefert; die Bankung fällt ganz steil Süd, wie insbesondere an dem von der linken Seite herabsteigenden Hennsteigenkamm, gut zu sehen ist.

Der Weg überwindet in sanftem Anstiege am Gelänge zuletzt in einigen Serpentinien die Talstufe des „Grawander Schinders“.

Der ebene Boden der Grawandalpe bietet keine Aufschlüsse, aber ein prachtvolles Landschaftsbild: Im Rückblicke das eben durchwanderte Gneistal mit der schönen Firnkuppel des Riffler als Abschluß (Granitgneis); westlich die dunklen Schieferwände des Großen Greiner und die scharfe Grenze des grauen Granitgneises an der Pyramide des Kleinen Greiner; östlich die graue, aus dem Rande des Granitgneises bestehende Felsmauer des Hennsteigenkammes. Die Klamm bezeichnet die Grenze gegen die hochkristallinen Schiefer der Greiner Scholle; in der Tiefe der Klamm sieht man einen hellen Lagergang von Aplit das dunkle Schiefergestein durchsetzen.

Nun quert der Weg $1\frac{1}{2}$ Stunden lang in fast fort-

laufenden Aufschlüssen die hochkristallinen Schiefer der Greiner Scholle, jener Zunge, welche sich von Westen her aus dem Pfitschtale über das Pfitscher-Joch zwischen dem Duxer Granitgneise im Norden (Olperer, Riffler) und dem Zillertaler Tonalitgneise im Süden (Schwarzenstein, Thurner Kamp, Mösele) hereinzieht und erst im Floitental auskeilt.

Das Gestein ist sehr wechselvoll und mannigfaltig entwickelt: Zuerst kommen prachtvolle Garben-Amphibolite mit untergeordneten granatführenden Glimmerschiefern, dann vorherrschend Glimmerschiefer mit Pseudomorphosen von Biotit nach Amphibol. Das Fallen ist erst steil Süd gerichtet und geht durch saigere Stellung in steiles Nordfallen über.

Bei der Waxegg-Alpe erreicht man die Nordgrenze des südlichen Tonalitgneiskernes. Die Grenze ist nicht vollkommen scharf angebbar. Die ersten Lagen des vollkommen konkordant steil N einfallenden Gneises sind glimmerarm, aplitähnlich, strichweise reich an kleinen Granaten.

Dazwischen kommen einzelne Lagen, welche durch den Gehalt an Pseudomorphosen von Biotit nach Amphibolstrahlen an die eben gequerten Schiefer erinnern. Um die Berliner Hütte ist das Gestein in den trefflich entblößten Rundhöckern sehr stark differenziert in aplitische Lagen und dunkle Schlieren von feinschuppigem, biotitreichem Amphibolit, der vielfach von feinen aplitischen Adern durchzogen ist. Der Amphibolit zeigt auf den abgeschliffenen Flächen Lagenstruktur und ist auf oft sehr komplizierte Weise gefaltet. Dasselbe Gestein wird vom Zembache in einer tiefen Klamm durchbrochen.

Nach der Mittagsrast in der Berliner Hütte, von deren Hof man eine prachtvolle Aussicht auf den Gletscherzirkus des Horn- und Waxegg-Gletschers genießt, werden einige Nachmittagstunden dem Studium des Nordrandes der Tonalitgneismasse der Zillertaler Hauptkette gewidmet.

Auf dem ebenen Boden vor dem Horn-gletscher ist in prachtvoll gestriemten Gletscherschliffen ein heller porphyrtiger Granitgneis aufgeschlossen. Er enthält namentlich

auf der östlichen Seite prachtvolle basische Schlieren von verschiedenen Dimensionen.

Das herrschende Gestein ist ziemlich epidotreich, mehr geplattet als geschiefert, ziemlich glimmerreich, die Feldspate, meist Orthoklase, erreichen bis 4 *cm* Größe.

Durch stufenweise Übergänge geht das Gestein in Tonalitgneis über, der nun in schiefrigen und körnigen Varietäten die Zillertaler Hauptkette zusammensetzt. An den vom „Steinmann“, dem Eckpfeiler des zwischen Horn- und Waxegg-Gletscher gelegenen Roßrückens, abgestürzten Haldenblöcken kann man den Zusammenhang körniger und längs Kluftflächen flasrig geschieferter Varietäten beobachten. Hier findet man auch gute Proben der seltenen basischen Ganggesteine, welche in zwei anstehenden Gängen südlich von der „Granathütte“ beobachtet werden.

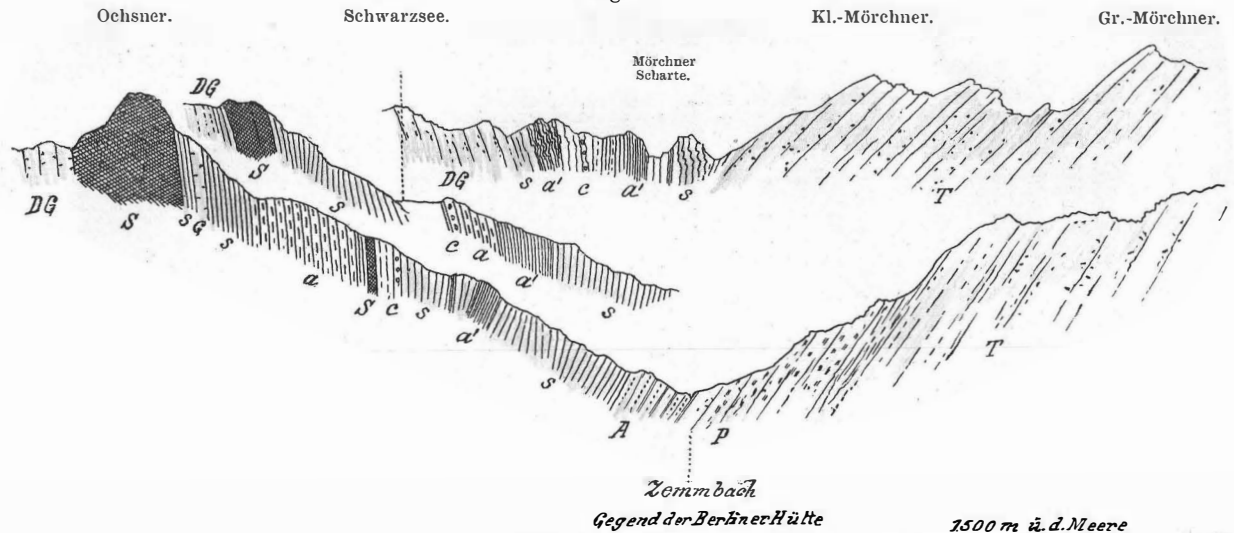
Bei der Granathütte hat man auch Gelegenheit, Proben jenes in Form von Schlieren im Tonalitgneise auftretenden Gemenges von Almandin und Biotit zu sammeln, dessen Almandinkristalle (Rhombendodekaëder) auf primitive Weise gewonnen werden und als Tiroler Granaten in den Handel kommen. Die grünliche Farbe mancher Proben ist eine Verwitterungserscheinung und beruht auf der Bildung von Chlorit auf Kosten des Biotits. Die Fundstelle ist durch eine dreistündige Gletscherwanderung zu erreichen; sie liegt ungefähr in 2800 *m* Seehöhe am Roßrücken.

Vierter Tag.

Zum Schwarzsee und ins Roßkar.

Der vierte Tag ist dem Studium der kristallinen Schiefer der Greiner Scholle gewidmet. Die Exkursion wird so geführt, daß in schräger Richtung ein vollständiges Querprofil der Schieferscholle von der nördlichen Randfazies des Tonalitgneiszuges der Zillertaler Hauptkette bis zum Südrande der Duxer Gneismasse begangen wird. Die Exkursion ist bei günstigem Wetter auch landschaftlich sehr dankbar, da man von der Höhe der oberen Schwarzenstein-Alpe eine prachtvolle Aussicht auf die Firnfelder und Gipfel genießt,

Fig. 3.



Nord.

Drei Profile durch die Greiner Scholle in den Schwarzensteingrund.

Süd.

DG = Granitgneis der Duxer Masse. — *S* = Serpentin. — *s* = Glimmerschiefer der Greiner Scholle, immer Biotit, meist Granat, auch Staurolith, Disthen führend. — *a* = Garben-Amphibolite. — *a'* = Feinschuppig-schiefriger Biotit-Amphibolit. — *A* = Aplitische Randfazies des Tonalitgneises der Zillertaler Masse mit Einlagerungen von Biotit-Amphibolit. — *P* = Porphyrtiger Granitgneis. — *T* = Tonalitgneis. — *G* = Intrusivlager von Granitporphyr-Gneis (an der Ochsnerwand).

welche den Schwarzenstein-, Horn- und Waxegg-Gletscher umgeben. (Siehe das Profil Fig. 3.)

Wir folgen dem Wege zum Schwarzsee und queren zuerst die nördliche Randfazies des Zillertaler Tonalitgneises. Es wechseln aplitische, zum Teil granatführende Varietäten, die stellenweise reich an silberweißem Muskovit werden und völlig den Habitus eines Muskovitschiefers annehmen, mit dunklen amphibol- und biotitreichen Schlieren, welche aber an Menge sehr zurücktreten.

Die Grenze zwischen dem Aplitgneisrande und dem Glimmerschiefer ist durch eine Reihe von glazialen Auskolkungen mit stehengebliebenen Rundhöckern im Terrain ziemlich gut ausgeprägt. Die nach Nord folgenden Glimmerschiefer (quarzarm, feldspatreich, durch reichlichen Biotit braun gefärbt, steil nordfallend geschichtet und geschiefert) bilden ein steiles Gehänge und zeigen rostbraun verwitternde Felsen. Der Weg zieht eine Zeitlang ungefähr längs der Grenze im Streichen hin, quert dann eine Zone von braunen Biotitschiefern zum Teil mit Amphibolgarben, die aber meist in Biotit pseudomorphosiert sind, sodann eine ausgedehnte Zone von graugrünen feinschuppig - strahligen Biotit-Amphiboliten, die mit geringer Unterbrechung bis nahe zum Schwarzsee reichen. Dort erreicht man in einer Höhe von 2400 m die ersten Bänke der prachtvollen Garben-Amphibolite, teils mit, teils ohne Granat, manche Lagen von kohligter Substanz bleigrau bis schwarz, bei vortretendem Biotitgehalte rotbraun verwitternd.

In der Zone der Garben-Amphibolite erfolgt der Aufstieg auf die Höhe des Roßkars, wo man auf gut aufgeschlossenem Terrain glattgescheuerte Rundhöcker von einem deutlichen Konglomeratschiefer antrifft: Lichte, meist linsenförmig ausgezogene Gerölle von feldspatreichem Gestein, seltener von Quarz liegen in einem Zement von wechselnder, bald heller (biotitarm), bald dunkler (biotitreich) Farbe, welches auch kleine Granaten führt.

Vom Konglomeratschiefer nördlich durch das Kar fortschreitend, passiert man zunächst eine Zone prachtvoll ent-

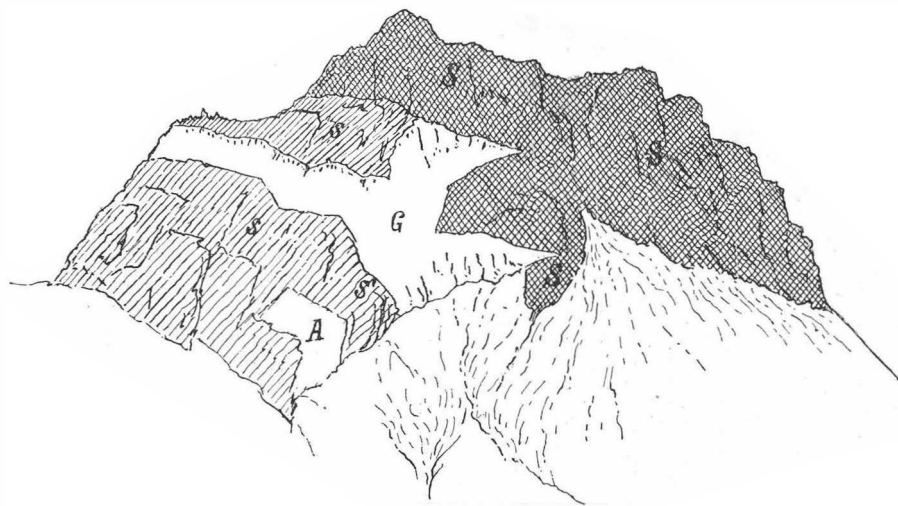
wickelter Garben-Amphibolite, wechsellagernd mit dunklen und hellen granatführenden Glimmerschiefern, dann eine Zone von etwas zweifelhaften, dünnplattigen, schiefrigen Gneisen, deren Zurechnung zur Schieferzone oder zum nördlich anhebenden Ingentgneise nicht mit Sicherheit entschieden werden kann.

In diesem dubiosen Grenzgestein steckt ein kleiner, trefflich aufgeschlossener Serpentinstock von etwas elliptischem Querschnitte mit einer dünnen Ausschwängung in Gneis nach Osten hin. Hier sieht man die mannigfaltige Reihe der Gesteine, die unter ähnlichen Verhältnissen in den Ostalpen überall den Serpentin begleiten, Talkschiefer, Topfstein mit Breunnerit, Chloritschiefer mit Magnetitoktaedern, grobschuppige Chloritnester, den Serpentin von Strahlstein durchsetzt.

An der Nordgrenze des Serpentin kann man sehr schön die Schale von Chloritschiefer mit Magnetit beobachten, die so häufig den Serpentin vom Gneis scheidet. Der Serpentinstock selbst ist von mehreren Gängen eines gänzlich metamorphosierten basischen Ganggesteins durchsetzt. Die Salbänder bestehen aus Chloritschiefer mit Magnetit, die Mitte der Gänge aus dunklem Amphibolit, mit lichtgelben Pseudomorphosen von Epidot nach Feldspat. Vom Ufer des Schwarzsees zurückkehrend, kann man knapp beim Seeufer wieder ein Lager von Konglomeratschiefer konstatieren, daß sich im Streichen bis ins Ochsnerkar verfolgen läßt. Der Ochsner ist ein mächtiger Serpentinstock, der im großen ähnliche Erscheinungen zeigt wie der kleine Serpentinstock ober dem Schwarzsee. Aus der Entfernung kann man hier das Eindringen einer Intrusivmasse von porphyartigem Granitgneise in den Serpentin verfolgen. Blöcke dieses Gesteins sind in der Tiefe des Ochsnerkars zu finden neben Blöcken von dunkelgrauem Schiefergneis, Konglomeratgneis und von Aplit, der gleichfalls in wenige Meter mächtigen Gängen in den Serpentin eindringt. (Siehe Fig. 4.)

Abstieg zur Berliner Hütte.

Fig. 4.



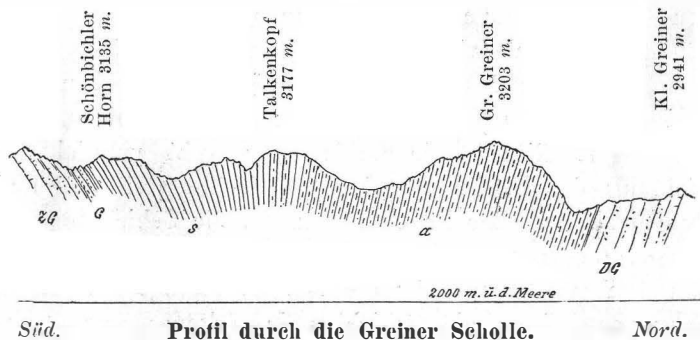
Anblick der Ochsnerwand von Sfld.

S = Serpentin. — *s* = Glimmerschiefer und Schiefergneis. — *G* = Granitporphyr-Gneis. — *A* = Aplit.

Fünfter Tag.

Übergang von der Berliner Hütte über das Schönbichlerhorn zum Furtschagelhause, durch das Schlegeistal zur Dominikushütte.

Der Weg führt über die Granathütte und den unteren ebenen Teil des Waxegg-Gletschers, folgt dann eine Zeitlang seiner linken Ufermoräne und erreicht in stetigem Anstiege eine mit Rundhöckern bedeckte Fläche, das Bett des in der Eiszeit vergrößerten Waxegg-Gletschers. Man gewinnt hier gute Einblicke in die Beschaffenheit des Intrusivgneises. Das Gestein ist reich an basischen Kon-

Fig. 5.

ZG = Randfazies des Zillertaler Tonalitgneises. — *s* = Biotitschiefer.
 — *G* = Zwei Lager von Granitgneis in dessen liegendster Partie.
 — *a* = Garben-Amphibolite. — *DG* = Südrand der Duxer Granitgneismasse.

ktionen, vielfach durchzogen von aplitischen Adern. Das Hauptgestein entspricht hier nicht reinem Granit und nicht typischem Tonalit, sondern jener weitverbreiteten Übergangsform, die als Granodiorit bezeichnet wird. Die Schieferung fällt steil Nord.

Der Weg erreicht die aus einem Wechsel von amphibolitischen und granitischen bis aplitischen Lagen bestehende Randfazies an der Krähenfußwand (Krohfußwand). Auf dem Grate angelangt, beginnt bald der Schiefer der Greiner Scholle (zirka bei 2750 m). Auch hier sind ein-

zelne Lagen von Konglomeratschiefer zu sehen. Ungefähr bei 2800 *m* sieht man dem braungrauen, deutlich geschichteten Glimmerschiefer zwei etwa 4 *m* mächtige Granitgneis-Lager anscheinend konkordant als Lagergänge eingeschaltet. An einer Stelle sieht man eine Apophyse als Quarzgang endigen. Gleich dahinter (2850 *m*) sieht man einen ausgezeichnet aufgeschlossenen basischen Gang den Schiefer quer durchsetzen. Er streicht etwa NS, steht seiger und hat eine Mächtigkeit von zirka $\frac{1}{4}$ *m*. Das Gestein ist wenig schiefrig und besteht aus biotitführendem Amphibolit. Schmale Lager desselben Gesteins wiederholen sich öfter. Das sedimentäre Gestein hält sich im Rahmen derjenigen Varietäten, die von der Schwarzberg-Alpe bekannt sind. Insbesondere häufig sind dunkelviolettblaune, dünntafelige, plattig brechende biotit- und feldspatreiche Schiefer. Bemerkenswert sind Ausscheidungen von Quarz und groß- bis mittelschuppigem Biotit. Die Schieferung geht parallel der Richtung des Felsgrates (ONO) und fällt steil (75° und steiler) N. Dieselbe Lage hat zumeist die Schichtung des Gesteins, welche durch den Wechsel von biotitreicheren und ärmeren Lagen sehr deutlich ausgeprägt ist. Nicht selten erscheinen die Schichten in Falten zusammengesoben, deren Achsen nahezu vertikal stehen, wobei das Streichen zwischen ONO und N wechselt, die Schieferung geht unverändert durch diese gefalteten Partien durch und liegt so stellenweise quer zur Schichtung. An solchen Stellen sieht man eine senkrechte Streckung angedeutet. Sonst senkt sich die Streckung, wo sie erkennbar wird, nach West. Nun über einen sanft ansteigenden breiten Schneegrat und über einen scharf ansteigenden Felsensteig zum Schönbichlerhorn (3135 *m*).

Hier genießt man bei gutem Wetter eine herrliche Rundschau über die Firnfelder von vier großen Gletschern der Zillertaler Kette und über die nach Norden abzweigenden Ketten und die gegenüberliegenden Duxer Ferner. Die Lagerung der Schichtung ist hier merklich flacher; Einfallen zirka 60° N.

Vom Horn führt der Weg anfangs steil durch Fels, dann über Firnfelder und Schutthalden ohne besondere Aufschlüsse zum Furtschagelhause, immer im Angesichte der steilen Wände, mit denen die Hochfeiler- und Hochfernergruppe gegen die Firnmulden des Schlegeis-Gletschers abbricht. Wenn nicht Neuschnee liegt, erkennt man deutlich die Auflagerung der in der sogenannten Röte entwickelten braunen Schiefer auf die in den unteren Partien der Hochfeilerwand und in den östlich angrenzenden Höhen (Mutnock, Breitnock) anstehenden Granitgneise. So senkt sich der südliche Ast der großen Zillertaler Tonalitgneismasse unter ihr Schieferdach. Die Pässe, welche die Fortsetzung des Hauptkammes westlich vom Hochfeiler übersetzen, treffen den Granitgneis nicht mehr an.

Rechts von der Abstiegslinie bildet Serpentin den dunklen Stock des Totenköpfchens, aus der Entfernung erkennt man die helle Schale von Talkschiefer und Topfstein, welche ihn einhüllt.

Vom Furtschagelhause abwärts leitet der Steig über die untere steile Partie des Abhangs in das nach typischer U-Form entwickelte Schlegeistal. Bis zu dem Stege bei der Bockhütte quert man die volle Breite der Schiefer der Greiner Scholle, die in allen ihren typischen Varietäten entwickelt sind. Im Vergleiche mit der Entwicklung im Roßkar und auf der Schwarzenbergalpe wird man hier bereits eine Zunahme des sericitisch-phyllitischen Grundgewebes wahrnehmen. Bei dem Stege stehen noch prachtvolle Garben-Amphibolite an, dasselbe Gestein, welches die Felswände des großen Greiners zusammensetzt. Die nächsten Sturzhalden bringen bereits den lichten Granitgneis des Duxer Kernes. Im Talgerölle trifft man nicht selten auch Wanderblöcke des von Futterer beschriebenen „Granitporphyrs“ der Griesscharte. Er bildet ähnliche Einlagerungen wie diejenigen, die wir am Aufstiege zum Schönbichlerhorn beobachteten im plattigen Glimmerschiefer an der schwer zugänglichen Griesscharte. Er unterscheidet sich von dem anstehend beobachteten Intrusivgneis nur durch die

sehr großen, mehrere Zentimeter erreichenden Feldspat-Augen.

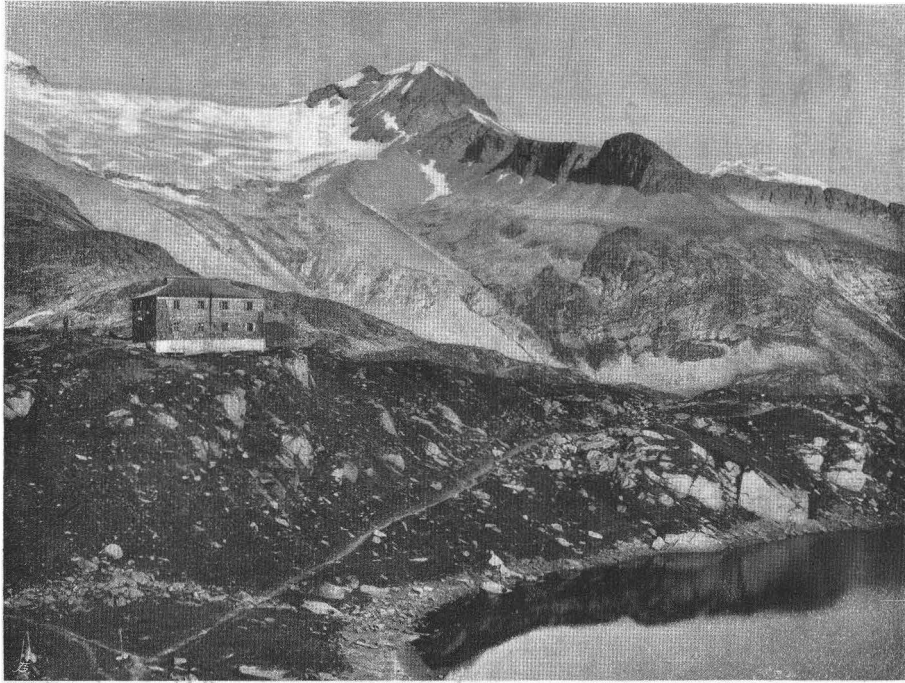
Am Ausgange des Schlegeistales erreichen wir die Dominikushütte, unser Nachtlager. Wenige Schritte abwärts am Zamserbache finden sich gute Aufschlüsse in dem Granitgneise des Duxer Kernes. Der größere Reichtum an Kali im Vergleiche mit dem Tonalit- und Granodioritgneis der Zillertaler Hauptkette verrät sich sofort in dem Reichtum an silberweißen Gleitflasern von Muskovit.

Sechster Tag.

Früh Aufbruch von Dominikushütte. Durch das obere Zamsertal zum Pfitscher-Joche ($2\frac{1}{2}$ Stunden). Rast. Studium des Profils durch die Schiefer und den Südrand des Duxer Granitgneismassivs. Nachmittags Wanderung auf dem aussichtsreichen Landshuter Wege zur Landshuter Hütte ($3\frac{1}{2}$ Stunden). Nachtlager.

Der Weg überwindet eine niedrige Talstufe und führt ohne Aufschlüsse durch alte Moränenlandschaft mit prachtvoller Vegetation im oberen Zamsertale aufwärts. Zur Rechten die steilen Gneisberge des Duxer Kammes. Der obere Teil des Weges führt durch fast vegetationslose, schutterfüllte Strecken und ist ziemlich reizlos. Über eine typische Rundhöckerlandschaft von Granitgneis, die mit massenhaften Wanderblöcken desselben Gesteins übersät ist, vollzieht sich der Aufstieg zur breiten Jochhöhe. Die glättende und scheuernde Wirkung der alten Gletscher, welche hier nach dem Pfitschtale abflossen, ist überall erkennbar. Zahlreiche kleine Tümpel und Seebecken sind im Felsboden ausgeschürft. Kurz, ehe man die Jochhöhe erreicht, überschreitet man die Grenze des Schiefers.

Von der Höhe des Jochhauses hat man eine treffliche Aussicht auf das Pfitschertal. Südlich davon die charakteristischen Bergformen des Kalkglimmerschiefers und Grünschiefers mit den bleigrauen Bretterwänden und den grünen Sturzhalde. Der Zug des Kalkglimmerschiefers überschreitet das Pfitschtal in seinem unteren Teile und baut auch die dreigipflige Gruppe des Hühnerspiels auf. Der östlichste Gipfel trägt eine kleine Kappe von Triasmarmor.

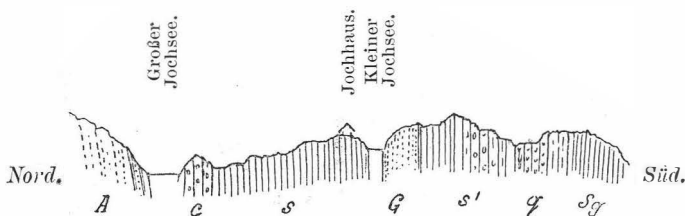


Pfitscher Joch gegen den Schrammacher. (Nach einer Photographie von J. Maidler in Mayrhofen.)
Im Hintergrunde Granitgneis des Duxer Kerns, beim Jochhaus die ankeritführenden Glimmerschiefer der Greiner Scholle.

Die westliche Talwand besteht aus der Fortsetzung des Schieferzuges, auf dessen Schichtköpfen wir stehen; die Höhen des felsigen und mit Schutt verhüllten Kammes zur Rechten bestehen aus dem Granitgneis des Duxer Kernes. Im Rückblick zeigt der Granitgneis im Schrammacher seine charakteristischen Felsformen. (Vergl das Bild: Pfitscher Joch gegen den Schrammacher.)

Wir gehen vom Jochhause einige hundert Meter westlich und studieren ein Profil, durch die Schieferzone von Ost nach West fortschreitend. Die dem Jochberge gegenüberliegenden Ausläufer des Hochfernerzuges (Gamstetten-Wand)

Fig. 6.



Profil am Pfitscher Joche.

A = Aplitische Randfazies der Duxer Granitgneismasse mit Amphibolitlagen. — *c* = Konglomeratschiefer. — *s* = Glimmerschiefer, phyllitisch mit Biotit und Dolomit. — *G* = Intrusivlager von Granitgneis. — *s'* = hellgefärbte sericitische Glimmerschiefer mit einzelnen Amphibolgarben und mit Lagen von Konglomeratschiefer. — *q* = Fahlbänd. — *sy* = Brauner phyllitischer Glimmerschiefer mit Biotit, Granat.

besteht noch aus Kalkglimmerschiefer mit Grünschiefer. Die Abhänge des Jochberges gegen das Oberbergthal aus biotitreichen Granatglimmerschiefern, denen ähnlich, welche am Schönbichler Horn auftreten; sie enthalten Einlagerungen von Granitgneis wie an der Griesscharte. In diese Glimmerschiefer ist eine Lage von Quarzit eingelagert, welche reichlich Pyrit enthält und als eine rostige Zone weithin verfolgt werden kann.

Bei dieser fahlbandartigen Einlagerung beginnen wir unser Profil. Es folgen im Gehänge in Rundhöckern aufgeschlossen typische Konglomeratschiefer. Das Streichen ist ONO, das Fallen sehr steil Süd. Gegen Norden fortschreitend, wird der Konglomeratcharakter undeutlicher, das Gestein nimmt den Charakter eines dünnplattigen hellen Glimmerschiefers an, in dessen muskovitischem Grundgewebe Biotit-schuppen, Ankerit-rhomboeder, ab und zu auch Pseudomorphosen von Biotit nach Amphibolgarben eingelagert sind. Die Schneide der südlich vom Jochsee herabziehenden Felsrippe besteht noch aus diesem Gesteine. Beim Jochsee selbst kreuzt man ein Lager von Granitgneis. Es verrät sich am Ausgehenden durch die reichliche Blockbildung, mag im Streichen etwa auf 500 *m* vom Joch nach Osten verfolgt werden können und eine Mächtigkeit von zirka 20 *m* erreichen; nach Westen ist es bis in den nächsten Graben zu verfolgen. Der mittlere Teil ist gröber körnig und parallelepipedisch abgesondert, gegen die Salbänder wird es dünnplattig. Die Grenze gegen die Schiefer ist ziemlich scharf. Ein Gehalt an Turmalin ist nicht selten erkennbar.

Nun kommen die bräunlichgrauen Schiefer, auf denen das Jochhaus steht; sie zeigen in einem feinschuppigen Grundgewebe von Muskovit Idioblasten von Biotit, Ankerit, bisweilen auch Granat. Sie setzen das Joch in ganzer Breite zusammen, ihre leichte Verwitterbarkeit bewirkt, daß sie weniger gut aufgeschlossen sind. Verfolgt man den Steig, der zum Landshuter Wege führt, so erreicht man nach wenigen Minuten ausgesprochene Rundhöcker, welche den größten der Jochseen umgeben. Diese Rundhöcker bestehen wieder aus typisch entwickelten Konglomeratschiefern.

Jenseits des Sees erreicht man die Randfazies der Duxer Gneismasse. Sie beginnt mit hellen glimmerarmen, aplitischen Varietäten, welche kurzklüftig verwittern und arg zersetzt sind; ihnen sind mehrmals in nicht sehr mächtigen Lagen feinkörnig schiefrige Amphibolite eingelagert, welche sich in ihrer Struktur sehr von den Garben-Amphiboliten der Schieferzone unterscheiden.

Vergleicht man das hier gequerte Profil mit dem von der Schwarzenstein-Alpe, so erkennt man, daß dieselben Schichten hier bereits in einer viel weniger deutlich kristallinischen Ausbildung vorhanden sind. Feldspate, Granat, Hornblende treten zurück gegen Glimmer und Karbonate. Die Gesteine sind weicher, die Gemengteile kleiner, der äußere Habitus phyllitähnlicher.

Diese Veränderungen nehmen zu, wenn man die gleichen Schieferlagen weiter nach Westen verfolgt, wo sie erst im Pfitsch unter die Fortsetzung des Duxer Granitgneises einfallen, dann sich um das Westende des Gneises herumlegen, um in flach abfallender Lage den Nordsaum des Granitgneiskernes zu bilden.

Wir folgen nun dem Landshuter Wege, der in bedeutender Höhe die Kare am Südhange des Duxer Kammes durchzieht und bei freiem Ausblicke in die Tiefe des Pfitschtales und auf die gegenüberliegenden Kalkglimmerschieferberge ohne bedeutende Steigung die Höhe des Wildseepasses und der Landshuter Hütte gewinnt.

Indem wir tiefer in die Duxer Gneismasse eindringen, ändert das Gestein seinen Charakter in der uns bereits bekannten Weise. Zunächst verschwinden die feinflasrigen Amphibolite und an die Stelle tritt ein Wechsel aplitischer und glimmerreicherer, flasriger Granitgneise.

In dem nächsten Kar, welches in die Südflanke der Grobwand eingeschnitten ist, wird das Gestein gröber flasrig, in dem weiten gegen den Kluppen eingeschnittenen Kar sehr grob, granitisch. Akzessorische Bestandmassen: Biotit-schieferlinsen, aplitische und Quarzgänge sind nicht selten.

In dem westlich anschließenden Kar ober der Beilstein-Alpe ist die Ausbildung wieder mannigfaltiger, varietätenreicher; wir nähern uns wieder der Grenzfazies. Der letzte Wegabschnitt an den Südabhängen des Kraxenträgers zur Landshuter Hütte führt durch recht variables Gestein. Die verschiedenen Abänderungen wechseln in Lagen ab, die keine bedeutende Mächtigkeit, höchstens 1—2 m, meist aber viel weniger erreichen. Die Gesteinsbänke senken sich flach

nach WSW unter die Sedimente. Wir nähern uns dem Scheitel der kahntförmigen Antiklinale.

Die hier auftretenden Varietäten lassen sich folgendermaßen klassifizieren:

1. Grobkörnig-flasriger, heller biotitarmer Granitgneis.
2. Sehr grobporphyrischer, flasriger Granitgneis mit mehrere Zentimeter großen Feldspatäugen.
3. Granitporphyrgneise mit einem mehr oder weniger feinkörnigen, schiefrigen Grundgewebe und höchstens 1 cm großen Feldspateinsprenglingen:
 - a) mit hellem biotitarmen Grundgewebe;
 - b) mit dunklem biotitreichen Grundgewebe;
 - c) mit dunklen Biotitfasern und hellen Feldspäten.
4. Dunkle Biotitschiefer, die häufig feingefältelt erscheinen und in sehr verschiedenen Abstufungen der Reinheit auftreten. Sie vertreten die basischen Schlieren.

Zwischen den typischen Abänderungen gibt es unzählige Zwischenformen. Manche Varietäten werden außerordentlich feinschiefrig und dünnplattig, dadurch dem Glimmerschiefer sehr ähnlich. Ich habe aber nie die charakteristischen Übergangsteile echter Glimmerschiefer (Granat, Disthen, Staurolith etc.) finden können.

Alle diese Varietäten kann man auch bei der Besteigung des Kraxenträgers wiederfinden, die in 1 $\frac{1}{4}$ Stunde von der Landshuter Hütte leicht gemacht werden kann.

Siebenter Tag.

Von der Landshuter Hütte am Landshuter Wege bis zum Sattel vor dem Wolfendorn. Auf den Wolfendorn und zurück, Abstieg durch das Griesbergkar nach Brenner Post; Mittagsstation. Mit Bahn nach Sterzing. Nachtlager in Sterzing.

Der Kammweg führt an der Wildseespitze vorbei, mit prächtigen Einblicken in die links und rechts liegenden Kare, südlich ins Pfitschtal mit den Kalkglimmerschieferbergen der Wildenkreuzspitze, nördlich ins Brennertal und in die Tribulaungruppe (zentralalpine Trias). Das Gestein zeigt

denselben Wechsel von gröber und feiner struierter Varietäten des Granitgneises. An einer Stelle am Aufstiege gegen die Wildseespitze sieht man einmal ein sehr biotitreiches Ganggestein aufsetzen, mit wenigen großen Feldspatkörnern. Hinter der Wildseespitze treten auf dem Kamme undeutlich aufgeschlossen die ersten Spuren der Sedimente auf: graue und schwarze graphitische Quarzite. Der weiter folgende Abstieg führt abermals in den Granitgneis, der sogar hier eine Strecke weit ungemein grobkörnig wird.

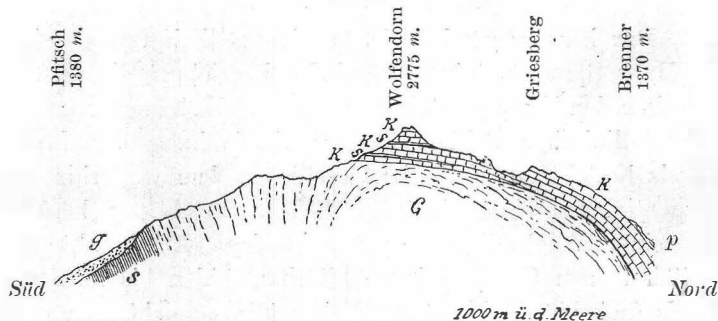
Kurz bevor der Sattel erreicht wird, treffen wir das erste kleine, wenig mächtige Kalklager, welches auf lichtem dünngeschiefertem Gneise aufruht. Keine Spur von Kontaktwirkung ist zu erkennen; der Kalk ist fein kristallinisch-körnig und enthält lichte Glimmerschüppchen. Über dem Kalklager folgt eine nicht sehr mächtige Lage von schwarzen Quarziten, Glimmerschiefern, die in Phyllite übergehen. Auf den Schichtflächen sieht man öfter feine, garbenförmig gestellte graue Disthen-(Rhäticit-)Stengel. Über der Quarzitlage folgt ein zweites mächtiges Kalklager; am Fuße der Wolfendornspitze liegt ein zweites Lager von Quarzit und Schiefer, das sich unter dem dritten Kalklager des Wolfendorns durchzieht und auf dem breiten Sattel westlich von Wolfendorn auf große Strecken die Oberfläche bildet. Hier ist ein Hauptfundort der Rhäticitschiefer. Dieses Schiefer- und Quarzitlager läßt sich nur wenige hundert Meter am Abhange gegen Pfitsch verfolgen und keilt aus, indem die Kalklager II und III sich vereinigen.

Über diesem Kalklager folgen dann (Flatschspitze und Ziragalpe zusammensetzend) weiche phyllitische Schiefer, denen am Schlüsseljoche nochmals ein Kalklager eingelagert ist, sodann die Kalkglimmerschiefer der Amthorspitze in bedeutender Mächtigkeit. Alle diese Glieder liegen mantelförmig um den nach Südwesten flach einfallenden Kiel der Duxer Granitgneis-Antiklinale. Der Kalk des Wolfendorns und die ihn unterlagernden Kalke hängen auf der Nordseite unmittelbar und ohne Unterbrechung mit dem Hochstegenkalke zusammen. Es sind dieselben Kalklager, welche in

der Umgebung des Brenner mehrfach in Steinbrüchen aufgeschlossen sind und als Marmor verwendet werden.

Vom leicht erreichbaren Gipfel des Wolfendorns gewinnt man bei gutem Wetter eine prachtvolle Aussicht, deren Glanzpunkt der Einblick ins Brennertal ist. Deutlich treten in der Landschaft die Auflagerungen und die Einfaltungen der Triaskalke hervor, welche man von den schroffen Wänden des Karwendelgebirges über die Kalkkögel, die Serlesspitze, Tribulaungruppe bis in die hochmetamorphen südlichen Ausläufer (Telfser Weißen, Moarer Weißen etc.) verfolgen kann.

Fig. 7.



Profil durch das SW-Ende des Duxer Kammes.

G = Granitgneis des Duxer Kernes. — *K* = Körniger Kalk. —
s = Schwarze und graue quarzitische Schiefer mit Rhäticit. —
p = Phyllit. — *g* = Glazialschutt.

Dahinter die firnbedeckten Höhen der Stubai- und Ötztaler Alpen, die aus archaischem Glimmerschiefer mit untergeordneten Intrusivgneisen bestehen.

Wir kehren zurück zum Sattel nördlich vom Wolfendorn. Beim Abstiege beobachten wir nochmals das zweite Kalklager, die erste Schieferlage, das unterste, wenig mächtige Kalklager und unmittelbar darunter den Gneis, der auch die mit zerstreuten Blöcken bedeckten Rundhöcker des Kars zusammensetzt. Auf beiden Felsrippen sehen wir scharf abgegrenzt den lichten Kalk ganz flach den Gneis über-

lagern. Beim Abstiege von der Alpe kann man nochmals die Hand an die scharfe Grenze von Kalk und Granitgneis legen; weit unten sieht man den Kalk in einer scharfen Kurve zu steilerem Nordfall umbiegen, worauf der Gneis in dem schutterfüllten Talboden verschwindet. Bei den ersten Bauernhöfen sieht man noch in schlechten Aufschlüssen die weichen phyllitischen Schiefer entblößt, die den Brenner Sattel bilden und den bei Mayrhofen das Zillertal kreuzenden weichen Phylliten entsprechen.

Achter Tag.

Wagenfahrt nach Mauls; von Mauls nach Grasstein. Von Grasstein mit Bahn nach Bozen.

Der hervorragende Fels, auf dem südlich von Sterzing die Burg Sprechenstein sich erhebt, bezeichnet die Grenze zwischen den Tauerngesteinen und den südlich angrenzenden altkristallinen Schiefen. Der Nordabhang des Burghügels besteht aus Kalkglimmerschiefer, dem weiterhin ein Serpentinlager eingeschaltet ist. Der Südabhang besteht aus einer Wechsellagerung von Feldspat-Amphibolit mit aplitähnlichem Granitgneis. Weiterhin fehlen bis kurz vor Mauls Aufschlüsse. Kurz vor Wolfenstein erreicht man eine jener Schollen von Bänderkalk, deren triadisches Alter durch Funde von Daktyloporen sichergestellt ist. Die Unterlage bildet Verrucano in stark sericitisch gefaserner Ausbildung. Unter dem Verrucano gänzlich zerrütteter und zersetzter Glimmerschiefer und Schiefergneis. Wir queren den breiten Schuttkegel des Maulserbaches, der wiederholt durch seine Ausbrüche die Ortschaft in die größte Gefahr brachte.

Die ersten Aufschlüsse jenseits des Baches bringen ein Gestein, das wie schlecht entwickelter, stark verquetschter Hornfels aussieht. Es ist ein gänzlich zerquetschtes kataklastisches Schiefergestein, eine geschieferte Dislokationsbreccie. Es reicht genau bis zur breiten Mündung des Schuttkegels im Haupttale. Hier beginnt die sehr ausgeprägte Randzone der Iffingermasse, welche Pichler als Oligoklasschiefer, Teller als Tonalitgneis bezeichnet hat.

Seiner Konstitution nach ist es eine basische Randfazies des Iffingergesteins und entspricht einem an Hornblende reichen Tonalit. Die Struktur ist reine Kataklaschieferung unter Erhaltung des ursprünglichen Mineralbestandes, fast ohne mineralische Neubildung, und in dieser Hinsicht ein lehrreiches Gegenstück zu den kristallisationsschiefrigen Tonalitgneisen der Tauern. Das Hauptgestein (Granodiorit mit schönen basischen Konkretionen und aplitischen Gängen) kann man in den ausgedehnten Steinbrüchen bei Grasstein studieren.

Von Grasstein führt die Bahn die Exkursionsteilnehmer in dreistündiger Fahrt nach Bozen zum Ausgangspunkte der Exkursion nach Predazzo.
