

Geologie des Gebietes von Villnöß — Gröden — Schlern — Rosengarten.

Von Werner Heißel und Josef Ladurner

(Innsbruck)

(Mit 9 Abbildungen und einer geologischen Karte i. M. 1:25.000.)

Nach einer kurzen stratigraphischen Übersicht werden die tektonischen Verhältnisse eingehender untersucht. Ebenso werden die quartären Ablagerungen ausführlicher dargestellt und eine mögliche Altersdeutung gegeben. Schließlich wird auf die Morphologie des Gebietes näher eingegangen.

Einleitung.

Vorliegende Arbeit entstand auf Anregung des Herrn Prof. R. v. Klebelsberg, der uns die geologische Neukartierung dieses Gebietes vorschlug. Im Anschluß an die bereits bestehenden geologischen Kartenblätter der Südtiroler Dolomiten sollte auch dieses Gebiet im Maßstab 1:25.000 aufgenommen werden.

Die Begehungen erfolgten in den Sommern 1931 bis 1934.

Herrn Prof. R. v. Klebelsberg danken wir für die rege Teilnahme an unserer Arbeit.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein ermöglichte durch mehrere geldliche Unterstützungen die Feldaufnahmen, ferner bewilligte er auch die Mittel für die Drucklegung der Karte. Es sei ihm daher auch an dieser Stelle unser aufrichtiger Dank dafür ausgesprochen.

Innsbruck, im Oktober 1935.

Die Verfasser.

Vorwort.

Das auf der Karte dargestellte Gebiet ist ein Teil der westlichen Südtiroler Dolomiten.

Landschaftlich, wie auch geologisch, zerfällt es in drei Teile. Im N zwischen Villnöß und Gröden liegt ein waldiger Höhenzug, von Phylliten aufgebaut. Am Raschötz liegt ihm eine Quarzporphyrplatte auf. Südlich des Grödner Tales breiten sich die weiten, welligen Flächen der Seiser Alm aus, geologisch durch das Vorherrschen vulkanischer und vulkanisch beein-

flußter Gesteine gekennzeichnet. Dieser Gebietsteil greift auch noch über das Grödner Tal nach N auf jene den Geißler Spitzen im SW vorgelagerten Höhen über. Den dritten, südlichen Teil, nimmt das Dolomitgebiet des Schlern und Rosengarten ein. Der nördliche Teil ist Arbeitsgebiet von Josef Ladurner. Südlich des Grödner Tales, dessen Bach die Arbeitsanteile scheidet, liegt das von Werner Heißel.

Im N bildet die Tiefenlinie des Villnöber Tales die Grenze; im W zunächst der Eisak. Unterhalb Waidbruck schneidet die Begrenzungslinie in SSW-Richtung nach Völs am Schlern und folgt weiter der Grenze Quarzporphyr—auflagernde Sedimente bis zum Tierser Tal. Sie folgt diesem gegen O und zieht dem Westfuß des Rosengarten entlang. Die Südbegrenzung schneidet quer durch diesen über die Coronelle ins Vajolet Tal, dem sie bis zur Mündung bei Rualp im Fassa Tal folgt. Nach S schließt hier die geologische Karte 1:25.000 von S. Vardabasso (50)¹⁾ an.

Im O bildet zunächst das Fassa Tal die Begrenzung. Von Campitello zieht sie ein Stück ins Duron Tal hinein, um dann in nördlicher Richtung zum Saltrie (Jender) Tal und hinaus nach St. Christina im Grödner Tal zu führen. Die im O angrenzende Langkofelgruppe wurde auf einer geologischen Karte 1:25.000 von G. Mutschlechner (33) dargestellt.

Von St. Christina folgt die Grenze zunächst dem Cisles Bach bis zur Einmündung des Mastl Baches, dann entlang diesem bis zum Lec Sant und weiter zur Seceda (2518 m). Von hier läuft sie etwas östlich vorbei an der Brogles Alm zum Kliefer Bach und hinaus ins Villnöber Tal. Die im O angrenzende Puez- und Geißler Gruppe wurde von O. Reithofer und R. v. Klebelsberg (41), das Gebiet der Peitlerkofel Gruppe bis hinaus nach St. Peter im Villnöb von G. Mutschlechner (32) geologisch dargestellt.

Im Mittelpunkt des Arbeitsgebietes liegt die Seiser Alm, etwas westlich davon der Schlern. Seit den Anfängen geologischer Beobachtungen bilden diese beiden das Ziel der Geologen. Die erste umfassende Darstellung gab 1860 Ferdinand Freiherr v. Richthofen in seiner Geognostischen Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seiser Alpe in Süd-Tyrol (mit einer geologischen Karte und vier Profiltafeln) (43). Sie gab Anlaß zu eingehenden stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen bis in die jüngste Zeit. Aus neuerer Zeit liegt eine geologische Karte 1:25.000 von M. M. Ogilvie Gordon (1927) (35) vor. Außerdem ist das Gebiet auf Blatt Monte Marmolada der italienischen Karte 1:100.000 dargestellt. Letztere hat zu geringen Maßstab, während erstere etwas schematisch in der Darstellung ist. Die benachbarten Gebiete im N, W und S sind in neuerer Zeit im Maßstab 1:25.000 aufgenommen worden (siehe oben). Es war Hauptzweck vorliegender Arbeit, auch für dieses Gebiet eine solche Karte herzustellen.

Genaue Schichtbeschreibung und Fossilisten sind in der bestehenden Literatur in reichem Ausmaße vorhanden. Die meisten Schichten waren für sich Gegenstand eingehender Spezialuntersuchungen. Es sei daher auf eine genauere Beschreibung derselben verzichtet. Die petrographische Bearbeitung des Brixner Quarzphyllits und seiner Einschaltungen sei einem späteren Zeitpunkt vorbehalten.

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf das Schrifttumsverzeichnis.

Gesteinsbeschreibung.

Brixner Quarzphyllit.

Das Verbreitungsgebiet des Quarzphyllites ist in der NW-Ecke des Kartenblattes gelegen. Durch seine flachen, nur gegen das Villnöber Tal hin steiler geneigten Hänge hebt er sich deutlich von der darüber einsetzenden permo-triadischen Schichtfolge der Dolomiten ab.

Die steilen Gräben an der Südseite des Villnöber Tales gewähren guten Einblick in die Zusammensetzung dieser Gesteinsfolge. Der Phyllit ist hier in einer (wahren?) Mächtigkeit von 1000 m erschlossen. Im frischen Bruch ist er von grauer, manchmal bläulicher, grünlicher Farbe, meist grünlichgrau bis rotbraun anwitternd. Zwischengeschaltet sind dem Phyllit oft mehr oder weniger mächtige Quarzadern. Der Phyllit ist kalkfrei. Starke Fältelung ist häufig. Fein verschmierte Glimmer (Glimmerhäute) geben dem Gestein sein phyllitisches Gepräge.

Das Streichen des Phyllits verläuft bald nordwestlich, bald nordöstlich, das Fallen ist flach gegen S hin. Die Faltenachsen fallen flach gegen SSO und S ein.

In diesen Quarzphylliten eingeschaltet treten Kohlenstoffphyllite und Kohlenstoffquarzite auf, in Form von größeren und kleineren, unscharf abgegrenzten Linsen und Lagen, aber auch in gewaltiger Breitenausdehnung über große vertikale Erstreckung hin.

Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Kohlenstoffphyllite und -Quarzite ist am Flitzer Bach, wo sie knapp unterhalb der Raschötzer Porphyrrplatte in einer Höhe von zirka 1700 m beginnen und bis an die Sohle des Villnöber Tales herabreichen. Der Flitzer Hof und der Matschieser liegen in diesen Kohlenstoffphylliten und -Quarziten. Die Kohlenstoffphyllite sind mehr oder weniger dunkelgrau, und meist reich an stark abfärbender kohligter Substanz. Die Kohlenstoffquarzite sind bläulichschwarz und sehr dicht. Stellenweise enthalten sie kleine Pyritkriställchen. Gelbe Schwefelauflösungen sind an den Kohlenstoffphylliten und -Quarziten recht häufig.

Neben diesem Hauptverbreitungsgebiet der Kohlenstoffphyllite und Quarzite sind noch allenthalben größere und kleinere Einlagerungen davon erschlossen, zum Teil in Porphyrnähe, so im Flitzer Wald bei P. 1864 (unterhalb des Ausser-Raschötz) und am Segen Bühel (P. 1853, südlich über Pardell), zum Teil aber auch in tieferen Lagen, so bei Pardell selbst, dann bei Bad Froi und an der Straße von hier ins Villnöber Tal.

Kleinere Vorkommen liegen noch am Wege von Bad Froi zum Gnoll Hof und von hier weiter am Wege nach Gufidaun, vereinzelt dann noch in der Umgebung von Gufidaun.

Neben diesen stark kohlenstoffreichen Phylliten und Quarziten kommen aber noch häufig dunkle Phyllite vor, deren dunklere Färbung von geringfügigeren Kohlenstoffanreicherungen herrührt.

Fossilspuren konnten weder in den Kohlenstoffphylliten noch in den Phylliten gefunden werden.

Kohlenstoffphyllite und -Quarzite sind stark radioaktiv, ebenso die ihnen entspringenden Heilquellen von Flitz, Bad Froi und Gstammer Hof (unweit Bad Froi) (4).

Unter P. 1864, knapp neben dem Wege, der von St. Peter im Villnöß zur Flitzer Scharte führt, enthält der Quarzphyllit eine geringmächtige Lage eines dunkelgrauen, lebhaft glänzenden Phyllites, dessen Schieferungsfläche von kleinen mit Glimmerhäuten überzogenen Granaten dicht besät ist.

Als Fallstück fand sich ein Gestein, das neben kleinen Biotiten nur aus kleinen, zum Teil wohlausgebildeten Granaten besteht. Die Oberfläche dieses Gesteinsstückes ist von größeren (bis zu mehreren Millimetern) Granaten dicht gehöckert.

Allenthalben treten im Verband mit dem Quarzphyllit Einschaltungen von quarzitischen Phylliten und Quarzitschiefern auf. Größere Ausdehnung erlangen diese Einschaltungen am Gehänge südsüdwestlich von St. Peter im Villnöß, im oberen Flitzer Graben, nahe der Porphyrbasis, und im Graben, der vom P. 2302 (im Raschötz Kamm) gegen Venedig (im Villnößer Tal) herabzieht. Sonst bilden diese quarzitischen Phyllite und Quarzitschiefer nur geringmächtige Einschaltungen im Quarzphyllit, die sich zufolge ihrer größeren Härte als kleine Wandstufen deutlich aus dem leichter verwitterbaren Quarzphyllit herausheben.

Makroskopisch lassen sich an diesem hell- bis dunkelgrauen, bräunlich anwitternden Gestein neben Quarz nur zahlreiche neugebildete Biotitschuppen erkennen, die die Schieferungsflächen dicht besetzen.

Unter dem Mikroskop ist neben meist stark undulösen, feinkörnigen Quarzen nur reichlich großschuppiger Biotit, feinschuppiger Muskowit und etwas Plagioklas zu erkennen. Reichlich kommen kleine Erzkörnchen vor, der Form nach wahrscheinlich Magnetit.

Neben diesen biotitreichen Quarziten kommen auch solche vor, denen der Biotit ganz fehlt. Sie sind meist etwas dunkler, unter dem Mikroskop erkennt man auch hier wieder undulösen Quarz, daneben etwas Plagioklas, auf der Schieferungsfläche liegen reichlich feinste Muskowitschüppchen.

Nahe der Eisenquelle, östlich von Bad Froi, steht ein grauweißer, rostbraun anwitternder Quarzitschiefer an, der außer Quarz, feinsten Muskowitschüppchen nur noch etwas Plagioklas erhält.

Das Ausgangsmaterial dieser ganzen Gesteinsserie waren Tone und Quarzsandsteine mit gleichmäßig verteiltem Kohlenstoff- oder Bitumengehalt, die von der tektonischen Durchbewegung zu Phylliten umgewandelt wurden. Es erfolgte zunächst (Sander, 47, S. 10) eine regionale Kristallisation (Bildung von Albit, Granat, Biotit und mehr oder weniger mächtigen Quarzgängen und -adern). Die tektonische Durchbewegung hat dann die Phyllonitisierung (Bildung von Glimmerhäuten) bewirkt und die Biotite und Granaten nachkristallin umgeformt.

Nordöstlich des Ausser-Raschötz, dann östlich von Klausen und im Grödner Tal unterhalb der Häuser von Ausserriedel treten helle, stark verschieferte Gneise auf. Makroskopisch lassen sich an diesen nur Feldspäte und stark verschmierte Muskowite erkennen. Unter dem Mikroskop kann man neben feinschuppigem Muskowit und den in großen Körnern auftretenden, manchmal stark undulösen Feldspäten (wahrscheinlich Orthoklas) nur noch etwas Quarz in Form kleiner Körner unterscheiden.

Das Alter des Quarzphyllites ist vorpermisch. Er findet sich bereits in dem gleichen metamorphen Zustand wie wir ihn heute sehen in den Konglomeraten (Verrucano) an der Basis des Quarzporphyrs. Er ist auch älter als die In-

trusion des Brixner Granits und des Klausenits. Ersterer hat Quarzphyllit in seinem heutigen Zustand bereits angetroffen und Stücke davon in seinem Verhände aufgenommen (siehe Sander, 46).

Amphibolit von Gufidaun.

Eine weitere Einschaltung im Quarzphyllit stellt der Amphibolit von Gufidaun dar. Er erstreckt sich vom Gasthaus Stern an der Villnößer Straße, wo er als ganz schmale Einschaltung beginnt, in immer mehr zunehmender Breite über Gufidaun, die Ortschaft liegt ganz auf Amphibolit, bis an den Eisak und greift von hier noch bis über die Tallinie hinüber. Stellenweise ist dieser Amphibolit ziemlich grobkörnig, die Hornblendenadeln liegen divergentstrahlig, sie erreichen Längen von 1 bis 2 cm, manchmal sogar noch etwas darüber. Schöne solche grobkörnige Amphibolite stehen südwestlich von Gufidaun am Wege nach Albions an. An anderen Stellen wieder ist der Amphibolit sehr feinschieferig.

Im N, gegen das Villnößer Tal, hin geht der Amphibolit in ein dichtes dunkelgraugrünes Gestein über, an das sich dann der Phyllit, oft reich an Biotiten, anschließt. In diesen Phyllit ist dann an der Südecke Villnößer Tal-Eisak Tal noch ein kleines Klausenitvorkommen eingeschaltet.

Pichler hielt das dichte, dunkelgraugrüne Gestein für Melaphyr, Johns für zersetzten Amphibolit. Ohnesorge (37), der diese dunklen Partien an der Grenze zwischen Amphibolit und Phyllit im Dünnschliff genauestens untersucht hat, deutet sie als durch den Diorit metamorphosierten Amphibolit.

Nach Ohnesorge (37, S. 114), der auch eine nähere Dünnschliffbeschreibung des Amphibolits gibt, auf die ich hier verweisen möchte, ist dieser Amphibolit seinem Chemismus nach ein Gabbro, der Mineralbestand ziemlich einheitlich; makroskopisch gegensätzliches Aussehen in verschiedenen Teilen ist nur durch die Struktur bestimmt. Er stellt diesen gabbroiden Amphibolit von Gufidaun neben jenen vom Patscherkofel bei Innsbruck.

Sander (47) deutet diesen Amphibolit ebenfalls als gabbroides Massengestein und faßt ihn mit jenem vom Weißhorn nach Pens, Genterberg, südlich Pens, vom Tuxerjoch und vom Patscherkofel zu einer Gruppe zusammen.

Südlich P. 745 (nordwestlich von Gufidaun) sind innerhalb des Amphibolits zwei schmale Gänge einer aus eckigen Quarzstücken, Phyllit und Glimmerschieferstücken und -Stückchen bestehenden Breccie erschlossen, die durch ein dunkles Bindemittel verkittet ist. Vereinzelt kommen in dieser Breccie auch Amphibolitstückchen und Stücke eines weißen, feinkörnigen Marmors vor, der in der Nachbarschaft dieser Brecciegänge in Form einzelner Gänge und Linsen, zum Teil mit auslaufendem Geäder, ansteht. Die Gänge sind scharf abgegrenzt.

F. Teller und C. v. John (48) erwähnen diese durch Phyllit und Quarz ausgefüllten Brecciegänge und deuten sie als sekundäre Ausfüllung offener Spalten und Kluffnetze von oben her.

H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius (11) kommen auf Grund ihrer Beobachtungen, auf die ich verweisen möchte, um hier Wiederholungen zu vermeiden, zu dem Ergebnis, daß eine Ausfüllung der Spalten — um eine Ausfüllung handelt es sich zweifellos — nur von unten her anzunehmen ist. Als Ursache der Spaltenbildung werden Explosivvorgänge angenommen, die

nicht nur die Spalten aufgerissen haben, sondern die auch das Gestein zertrümmert und in die Spalten eingepreßt haben. Das Aufreißen der Spalten ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Bildung der zahlreichen Diorit- und Diabasporphyritgänge des Villnößer Tales erfolgt. Das Vorwiegen von Phyllitstücken in der Breccie wird durch die Annahme einer Unterlagerung des Amphibolits durch Quarzphyllit erklärt, der Amphibolit bildet nur eine linsenförmige Einschaltung innerhalb des Phyllits.

Klausener Diorit (Klausenit).

Das einzige Vorkommen von Klausenit im Kartengebiet liegt am Ausgang des Villnößer Tales an der linken Talseite gegenüber von Sulferbruck. Er ist meistens sehr feinkörnig, von grauer bis graublauer Farbe. Stellenweise herrschen etwas gröbere Partien vor.

Makroskopisch ist nur der Feldspat sicher zu erkennen. Meistens ist er von trüber Beschaffenheit, nur vereinzelt sind hell aufglänzende Spaltflächen zu sehen. An den dunklen Bestandteilen läßt sich mit Sicherheit keine Unterscheidung treffen. Kleinste Pyritkörnchen, wie auch einzelne Anhäufungen davon sind in den feinkörnigen Lagen ungemein häufig. Hinsichtlich der mikroskopischen Beschreibung verweise ich auf die Arbeit von Gisser (16), der diese Gesteine ausführlich beschrieben hat.

Der Kontakt zwischen Klausenit und Quarzphyllit ist durch Schutt und Vegetation verdeckt.

Dem Alter nach sind die Klausenite nach den Untersuchungen von Gisser (16) jünger als der Brixner Granit, er hält sie für echte, vorwiegend halblamprophyrische Spaltungsgesteine aus der Gesellschaft der periadriatischen Tonalitmassen.

Sander (47, S. 17) nimmt ebenfalls an, daß die Klausenite jünger sind als der Brixner Granit und hält einen genetischen Zusammenhang zwischen Brixner Granit und den Klausener Gesteinen für durchaus möglich.

Diabasporphyrit.

An der Villnößer Straße sind nahe dem Ausgang des Villnößer Tales an der linken Talseite unterhalb von Gufidaun drei schmale, parallel zueinander verlaufende Gänge eines dichten, dunkelgrauen Diabasporphyrits erschlossen, welcher ohne Kontaktwirkung den Quarzphyllit durchsetzt. Der dem Talausgang zu gelegene Gang ist 5 bis 6 m mächtig, die beiden anderen etwa 3 m.

Makroskopisch lassen sich an dem Gestein außer feinsten Pyritkörnchen keine anderen Minerale erkennen. Mikroskopisch zeigt sich das Gestein als deutlich porphyrisch. In einer dichten Grundmasse liegen zahlreiche große und kleine Plagioklase. Sie sind zum größten Teil stark zersetzt. Einzelne lassen noch zonaren Aufbau erkennen. Zwillingssammellierung ist häufig. Infolge der großen Auslöschungsschiefe (gemessen in der symmetrischen Zone) ist für die Plagioklase Labrador oder eine noch etwas basischere Mischung wahrscheinlich.

Neben den Plagioklasen, an Menge aber gegen diese zurücktretend, kommt vollkommen uralisierter Augit vor. Pleochroismus konnte nicht beobachtet

werden. Viele Körner sind von einer dunklen bis bräunlich grünen isotropen Masse ganz oder zum Teil erfüllt.

Neben Plagioklas und uralisiertem Augit findet sich in der Grundmasse fein verteilt Titaneisen in Form kleiner Leisten und Stäbchen oder in unregelmäßigen, skelettartigen Gebilden. Vereinzelt findet sich Titaneisen in den Spaltrissen der uralisierten Augite oder als deren randliche Begrenzung. Oktaedrische Erzkörnchen sind wahrscheinlich Magnetit. Fein verteilter Pyrit ist in einzelnen Gesteinspartien häufig.

Eine Altersangabe ist für diese Diabasporphyritgänge nicht durchführbar. Sander (47, S. 16) hält einen generellen Zusammenhang dieser den Quarzphyllit durchsetzenden Gänge mit den Massengesteinen von Klausen, Lüssen und Franzensteine für wahrscheinlich.

Basalbildungen—Verrucano.

Über dem Brixner Quarzphyllit folgt an einigen Stellen eine geringmächtige Lage klastischer Gesteine (Verrucano).

Vom Eisaktal — an der Straße von Waidbruck gegen Kastluth ist sie sehr gut erschlossen — zieht sie, mit kurzen Unterbrechungen im äußersten Teil des Grödner Tales, den S-Abhängen des Grödner Tales entlang nach O, um dann südlich St. Peter unter dem die Talsohle erfüllenden Bergsturzschutt unterzutauchen.

Vorherrschende Ausbildung des Verrucanos sind Konglomerate. Sie bestehen aus Geröllen des liegenden Quarzphyllits und seiner Einlagerungen. Sehr häufig sind auch Quarzgerölle. In oberen Teilen treten nach oben hin immer zahlreicher kantengerundete, schwärzliche bis rotbraune Stücke des hangenden Melaphyrs auf. Vereinzelt Quarzphyllitgerölle sind nach Art der Flußgeschiebe abgeplattet (südlich Waidbruck). An den Hängen entlang des Grödner Tales schwankt die Mächtigkeit des typischen Verrucanos mit Quarzgeröllen stark (1—5 m). Die Gerölle haben mitunter einen Durchmesser von über 15 cm (östlich P. 960, Salames N-Seite). An der Mündung des Prem Baches, sowie westlich und östlich davon, schaltet sich zwischen Verrucano und Quarzphyllit eine Übergangsbildung ein. Sie ist dem Quarzphyllit ähnlich, nur sind die Glimmerschuppen größer und zusammenhängender. Vereinzelt finden sich darin noch Quarzgerölle, die die Geröllform deutlich zeigen, während andere länglich ausgewalzt sind, ja mitunter schon als Quarzlinsen und -Knauern erscheinen (vgl. M. M. Ogilvie Gordon (35, S. 1).

Zwischen Waidbruck und der Brücke über den Grödner Bach bei P. 579 fehlt der Verrucano anscheinend ganz. Hier überlagert die hangende Melaphyrsrie den Quarzphyllit unmittelbar.

Bei den beiden großen Kehren der Straße Waidbruck—Kastluth (P. 615) liegt eine Scholle von Verrucano in Melaphyrtuffen (siehe unten).

Ein weiteres nur hedeutend kleineres Vorkommen von Verrucano liegt unterhalb von P. 2202 (im Raschötzkamm, westlich der Fhitzer Scharte) unter einem gegen das Villnößer Tal hin vorspringenden Teil der Raschötzer Porphyplatte. Er liegt diskordant dem Quarzphyllit auf. Im Verrucano findet sich neben sämtlichen Gesteinen der Phyllitserie, die bereits in derselben Ausbildung, wie sie uns heute vorliegen, hier schon als Gerölle auf-

treten, noch Quarz. Alle Stücke sind mehr oder weniger gut gerollt, die Größe schwankt von kleinstem Korn bis zu Stücken mit 30 und 40 cm im Durchmesser. Es treten aber auch Partien auf, in denen die einzelnen Stücke keine Rollung zeigen, sie bilden ein sperriges Durcheinander von großen und kleinen Stücken, die durchwegs den Gesteinen der Phyllitserie entstammen. Das Bindemittel ist sandig glimmerig.

Verrucanofallstücke liegen im Bergsturzmaterial, das aus dem Kammstück Flitzer Sebarthe—Inner-Raschötz gegen das Villnößer Tal niedergebrochen ist. Anstehend konnte der Verrucano hier nicht gefunden werden.

Ebenso finden sich Verrucanofallstücke im oberen Teil des Genoier Baches, doch konnte auch hier das Anstehende nicht gefunden werden, da die Grenze zwischen Quarzphyllit und Quarzporphyr vielfach durch Schutthaldden oder Bergsturzmassen verdeckt ist.

Im Verrucano treten nur Quarzphyllitstücke, Quarz und in oberen Teilen auch Melaphyr auf, Klausenit und Quarzporphyr fehlen vollkommen.

Über dem Verrucano folgen an der Basis der Raschötzer Porphyryplatte allmählich sich aus diesem entwickelnd dunkle, grauviolette bis rötlichgraue Tuffe, die zum überwiegenden Teil aus kleineren Quarzkörnern bestehen, daneben enthalten sie noch kleine Biotitschüppchen. Ganz vereinzelt treten noch kleine Quarzphyllitstückchen als Einschlüsse auf. Zwischengeschaltet sind diesen dunklen Tufflagen dünnere, hellere Lagen desselben Materials; dadurch entsteht eine leichte Lagenstruktur. Die erschlossene Mächtigkeit dieser Tuffe beträgt 6—8 m.

Über den Tuffen folgt zunächst, der Übergang ist nicht erschlossen, violetter Porphyr, enthaltend Quarz, Feldspat und reichlich Biotit, über den sich erst dann die mächtige Raschötzer Porphyryplatte aufbaut.

Im Genoier Tal stehen an der Porphyrbasis Tuffe in ähnlicher Ausbildung an. Es treten auch hier helle Lagen auf, die fast durchwegs aus stecknadelkopfgroßen Quarzkörnern bestehen, die durch ein sandiges, etwas Biotit enthaltendes Bindemittel sehr lose verkittet sind. Einzelne festere Partien dieser hellen Tuffe enthalten reichlich Biotit und etwas Erz. Die Tuffe liegen dem Quarzphyllit diskordant auf.

Über diesen Tuffen folgen zunächst biotitreiche Lagen des Raschötzer Porphyrs, der Biotitgehalt nimmt dann nach oben hin rasch ab.

Melaphyr und Melaphyrtuff.

Hauptverbreitungsgebiet dieser Gesteinsfolge ist die Umgebung von Waidbruck, das linke Talgehänge gegen Eisak und Grödner Tal. Nach seinem Vorkommen bei der Trostburg oberhalb Waidbruck ist dieser Melaphyr unter dem Namen Trostburg-Melaphyr bekannt. Am besten erschlossen sind diese Gesteine entlang der Straße Waidbruck—Kastluth. Überwiegend sind es dunkle, verschieden farbige Tuffe, denen geringmächtige Lavalagen, schwärzlichbrauner Melaphyr, zwischengeschaltet sind. Eine bis 40 m mächtige Lavabank zieht von der Trostburg oberhalb Waidbruck am linken Hang des Eisak Tales gegen S. Sie bildet am Hang eine kleine Wandstufe. Ein kleines Lavavorkommen liegt an der Straße nach Kastluth bei Schied (P. 679). Die Tuffe sind von schwarzer, dunkelgrüner, dunkelrötlichvioletter Farbe und meist feinkörnig. Größere, klastische Lagen treten besonders in hasalen

Teilen, durch Melaphyrtrümmer bedingt, auf. Diese entwickeln sich im allmählichen Übergang aus dem liegenden Verrucano. Unter den feinkörnigen Tuffen kommen auch solche vor, die reichlich bis stecknadelkopfgroße Quarzkörner enthalten (östlich Waidbruck).

Bei P. 615 der Straße nach Kastluth liegt in den Tuffen eine Scholle von Verrucano. Sie scheint bei der Melaphyreruption mit emporgerissen worden zu sein.

Nächst der Trostburg hat die melaphyrische Gesteinsfolge eine Mächtigkeit von über 250 m. Am linken Talhang des Grödner Tales nimmt diese jedoch rasch ab. Mehrfach ist sie hier nur mehr wenige Meter mächtig.

Quarzporphyr und Quarzporphyrtuff (mit Einlagerungen).

Der Quarzporphyr und seine Tuffe bilden den Sockel der auflagernden Sedimentgesteine. Er ist ein Teil der großen Bozner Porphyrrplatte. Der Quarzporphyr bildet eine große Mulde, deren S-Flügel fehlt. Der N-Flügel hebt sich hoch heraus und bildet den Bergzug des Raschötz (2282 m), um dann rasch bis ins Grödner Tal abzusteigen. Südlich des Grödner Tales baut er die Höhen nördlich und westlich Kastluth—Seis—Völs auf. Das Schichtfallen geht dabei allmählich aus reinem S-Fallen in söhliche Lagerung und O-Fallen über. Südlich der Tierser Linie, einer annähernd O—W streichenden steilgeneigten Störungsfläche, steigt der Quarzporphyr wieder hoch empor zu den Höhen am Westfuß des Roseugarten.

Diesen Sockel setzen im wesentlichen zwei Lavadecken und eine sie trennende Tuffserie zusammen.

Die liegende Lavadecke, in ihrer Ausdehnung wesentlich geringer als die hangende, liegt unmittelbar über der Trostburg-Melaphyrserie. Oberhalb der Trostburg greifen die hangenden Quarzporphyrtuffe bis auf die Melaphyrtuffe herab. Die Lavadecke wird dadurch in zwei Teile getrennt, der eine zieht am linken Eisaktalhang entlang, der andere steht am südlichen Bergang des äußeren Grödner Tales au. Ein Zusammenhang beider unter Tag ist wahrscheinlich.

Die Farbe dieses Quarzporphyrs ist karminrot. Im allgemeinen enthält er ziemlich viel Feldspat und Biotit. Er unterscheidet sich dadurch — besonders durch den Biotitgehalt — vom hangenden Quarzporphyr (Kastluther Porphyr).

Liegender und hangender Quarzporphyr werden durch eine mächtige Tuffbildung getrennt. Sie tritt landschaftlich als eine fruchtbare breite Terrasse zwischen den Steilabfällen der Lava oberhalb und unterhalb deutlich hervor. Die Tuffe ziehen von St. Vigil, westlich Seis über St. Oswald, Tisens, Tagusens ins Grödner Tal. Östlich der Höfe In den Löchern (östlich des Prem Baches) keilen sie ziemlich rasch aus und verschwinden unter den Bergsturzmassen im Grödner Tal südlich von St. Peter.

Die Tuffe sind meist lichtrot gefärbt; grünliche, graue, seltener auch schwärzliche, dann meist feinkörnige kommen vor. Sie sind zum Teil feinkörnig, sandsteinartig, zum Teil grobkörnig mit großen Quarzporphyrgeröllen (Tuffkonglomerate). Die Gerölle besitzen meist Faustgröße, doch kommen auch, besonders in liegenden Teilen kopfgroße und noch größere Blöcke von Quarzporphyr vor. In den feinkörnigen Tuffen, treten Lagen auf, die fast

ausnahmslos aus gerundeten Quarzkörnern bestehen (z. B. am Prem Bach in einer Höhe von 900 m). Kreuzschichtung ist fast überall zu beobachten. Sie tritt besonders hervor, wenn feinkörnigen Tuffen Geröllschmitzen eingeschaltet sind.

Am Prem Bach sind oberhalb der Brücke bei 900 m die Tuffsandsteine von zahlreichen Harnischflächen durchsetzt, die mehr oder weniger mit Hämatit bedeckt sind.

Am Weg von Tisens nach Tagusens treten im Quarzporphyrtuff Lagen auf, die ziemlich häufig Phyllitstücke führen.

Der hangende Porphy (Kastlruther Porphy) ist von weinroter Farbe, vom liegenden Porphy (siehe S. 9) durch das Zurücktreten von Feldspat und Biotit unterschieden.

Der nördlich des Grödner Tales auftretende Raschötzer Porphy wird als gesonderter, älterer Erguß aufgefaßt, jedoch sind irgendwelche eindeutige Aufschlüsse, die diese Annahme bestätigen würden, nicht vorhanden. Vielmehr scheint sich die den Raschötz aufbauende südfallende Porphyplatte im Salames südlich des Grödner Tales fortzusetzen.

Der Raschötzer Porphy baut das Kammstück zwischen Außer-Raschötz und der Brogles Alm auf und zieht von hier bis nahe an den Grödner Bach herab; bei Pontives bildet er die Sohle des Grödner Tales. Im O bildet das Val Anna seine ungefähre Grenze, im W ist der Außer-Raschötz (2282 m) der am weitesten talaus vorspringende Punkt, der noch von Quarzporphy gebildet wird. Der Raschötzer Porphy ist von hellgrauer bis hellbrauner Farbe, gegen die Brogles Alm und gegen das Grödner Tal sind rote bis violette Töne häufig. Stellenweise tritt auch leichte Grünfärbung auf.

Gegen N bricht die Raschötzer Porphyplatte nahezu senkrecht ab. Ungefähr in der Mitte dieser Porphywand ist eine kleine vorspringende Terrasse, die von einer hellen, rötlichen Porphyrlage gebildet wird. In dieser hellen Lage kommen bis zu 5 cm dicke Bänder eines gelbbraunen, oft auch roten und grünlichgrauen Hornsteins vor. Ähnliche kleine Hornsteinlagen treten auch an der N-Seite des Salames auf.

Die Mächtigkeit der Raschötzer Porphyplatte beträgt etwas über 300 m.

Ungefähr halbzeit am Wege von Tagusens nach Tisens steckt an der Untergrenze des hangenden Quarzporphyrs ein kleiner Vitrophyr-(Pechsteinporphy-) Stock. Er ist an der Steilwand, mit der der Porphy zu den Tuffen abbricht, erschlossen. Seine schwärzliche Farbe wird durch die schwarze glasige Grundmasse hervorgerufen, in der große helle Quarze stecken. Der Vitrophyr steckt stockförmig im hangenden Quarzporphy. Seine Basis ist durch Schutt und Vegetation verdeckt. An der Obergrenze schaltet sich eine 1—2 m dicke Tuffschicht zwischen ihn und den Quarzporphy.

Östlich St. Cyprian (im Tierser Tal) liegt eine andere Einschaltung im Quarzporphy. Am kleinen Bach, der die Traunwiese gegen S begrenzt, ist bei 1280 m ein porphyrisches Gestein erschlossen, das makroskopisch in grauer bis grünlichgrauer Grundmasse neben 1—2 mm großen wohlausgebildeten Feldspatkristallen noch vereinzelt stark zersetzte Augite zeigt.

Unter dem Mikroskop erkennt man in dichter, feinkörniger Grundmasse einzelne leisteuförmige größere Querschnitte von Feldspäten, die jedoch größtenteils stark zersetzt sind. In der Grundmasse sind neben winzigen Quarzen noch vereinzelt kleine Feldspäte vorhanden.

Das Verhältnis dieses Einschlusses zum umgebenden Quarzporphyr läßt sich wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht näher untersuchen. Gleichartige Gerölle liegen mehrfach am Wege oberhalb der Hütte 1321 m. Das Gestein ist um so augenfälliger, als der Quarzporphyr hier sehr quarzreich ist, wobei die Quarzkörner ziemliche Größe erreichen. Auf der Karte wurde das Vorkommen wegen seiner Kleinheit nicht eingetragen.

Grödner Sandstein (mit Basisbildungen).

Der Grödner Sandstein folgt im N und W über St Ulrich—Kastluth—Völs geschlossen dem Verbreitungsbereich des Quarzporphyrs. Er wird südlich Tiers am Brei Bach von der Tierser Linie abgeschnitten. Am W-Fuß des Rosengarten schaut er in zwei kleinen Anrissen am Weißen Bach und bei der Baumann Schwaige unter den mächtigen Schuttbildungen vor.

Der Grödner Sandstein überlagert den Quarzporphyr ohne scharfe Grenze. Teils löst sich der Quarzporphyr, gleichsam als Verwitterungsbildung, nach oben hin in Sandstein auf, es kommt zuerst zur Auflockerung des Porphyrs, dann zur Bankung und schließlich zur Feinschichtung, teils schalten sich zwischen Porphyr und Sandstein Geröllagen dazwischen, nach Art jener der Quarzporphyrtuffe.

In der Umgebung von St. Michel—Kastluth, wo der Grödner Sandstein stellenweise weit auf die flach S-fallende Porphyrrplatte in dünnen Lappen und kleinen, oft abgetrennten Fetzen hinaufreicht, liegen zahlreiche Gerölle von Quarzporphyr herum. Sie sind hier aber wohl eher aus Grundmoräne, die hier Quarzporphyr als Hauptgeschiebe führt, als von basalen Konglomeratlagen zu beziehen.

Am Straßer Bach bei St. Konstantin sind Konglomeratlagen erstmals erschlossen. Über Konglomeraten mit bis faustgroßen Geröllen von Quarzporphyr folgen solche mit kopfgroßen und größeren Geröllen. Das Bindemittel ist sandig-tuffig. Darüber entwickelt sich ziemlich unvermittelt der Grödner Sandstein.

Westlich des Völser Weiher sind diese Bildungen am mächtigsten und verbreitetsten. Gegen S nimmt die Mächtigkeit bald wieder ab, bei Ums beträgt sie noch etwa 5 m, unterhalb des Felseck Hofes 2—3 m, ebenso bei Tiers.

Der Grödner Sandstein selbst ist leuchtend rot gefärbter Quarzsandstein. Glimmer kommt nur als untergeordneter Bestandteil vor.

Im Bereich des Grödner Tales erreicht der Grödner Sandstein seine Hauptverbreitung in den flachen Mulden, die von der Brogles Alm in bedeutender Breitenerstreckung gegen St. Ulrich herabziehen, dann bei St. Ulrich — die Ortschaft selbst liegt zum Teil auf Grödner Sandstein — und an den Hängen westlich St. Ulrich talaus bis an die Einmündung des Pufler Baches.

Die Farbe des Grödner Sandsteines ist hier vorwiegend rot, doch kommen auch violette, blaugrüne und fast weißliche Lagen vor. Zwischengeschaltet sind öfters graue und graugrüne tonige Lagen. Kreuzschichtung ist in den Sandsteinen manchmal zu beobachten.

Ein weiteres Vorkommen von Grödner Sandstein ist an der linken Talseite des Villnößer Tales gegenüber St. Peter. Zu unterst ist hier roter, mehr oder weniger feinkörniger Sandstein, der einzelne dünne Lagen bildet. Eine

mittlere Zone wird von weißlichem bis grauem Sandstein gebildet, der häufig Kreuzschichtung zeigt. Im Hangenden folgt wieder roter Grödner Sandstein. Die Gesamtmächtigkeit beträgt hier etwa 80 m.

Bei P. 1084 der Straße von Kastluth nach Seis stehen an der Untergrenze des Grödner Sandsteines feine rote Tone an.

Gegen die hangenden Bellerophon-Schichten schalten sich andersfarbige, helle, graue und bräunliche Sandstein- und Mergellagen dazwischen.

Bellerophon-Schichten.

Durch Zurücktreten der roten Sandsteinlagen und Wechsellagern mit grauen und gelblich-bräunlichen Sandsteinen und Mergeln entwickeln sich die Bellerophon-Schichten.

Sie sind meist schlecht erschlossen. Grödner Sandstein und Bellerophon-Schichten sind auf der Hochfläche von Kastluth—Völs—Tiers die Hauptträger des Wiesen- und Ackerlandes. Außerdem bilden sie den Fuß der steiler aufragenden überlagernden Schichten. Sie sind von deren Schutt vielfach bedeckt.

Nordöstlich von St. Ulrich folgen die Bellerophon-Schichten im engsten Anschluß an das Verbreitungsgebiet des Grödner Sandsteins. Sie bauen die unteren Teile der W- und NW-Abstürze der Seceda und des Mte. Ballest auf. Vom Mte. Ballest ziehen sie hinab bis ins Grödner Tal, wo sie beim Weiler Poz auf die S-Seite des Tales übergreifen.

Bäche und kleine Rinnsale haben in diese sehr steilen Hänge tiefe Rinnen gerissen, die guten Einblick in den Aufbau der Bellerophon-Schichten gewähren. Sie gehen in allmählichem Übergang aus dem Grödner Sandstein hervor. Es sind zunächst graue bis graugrüne, sandige Mergel und Mergel, die zahlreiche kleinere und größere Gipslagen und -bänke enthalten. Gegen oben folgen Rauhbacken mit noch einzelnen dünneren Gipslagen, an die sich schließlich helle und dunkle, oft stark bituminöse Kalke anschließen. Die Mächtigkeit der Bellerophon-Schichten beträgt hier ungefähr 150 m, wobei auf die gipsführenden Schichten ungefähr zwei Drittel entfallen.

Am Abhang westlich des Kuka Sattels stehen nahe bei P. 1791 Zellenkalke in einer Mächtigkeit von ungefähr 30 m an. Sie sind tektonischen Ursprungs. Sie bilden die Basis der Pitschbergüberschiebung.

Im Graben, der von Plesch d'Inaz in nordwestlicher Richtung gegen den Pitschberg hinaufzieht, stehen ebenfalls Bellerophon-Schichten an. Es sind graue Mergel mit feinen Gipszwischenlagen, drüber folgen weiß geäderte, dunkelbraun anwitternde, bituminöse Kalke und Kalksandsteine.

Südlich des Grödner Tales folgen die Bellerophon-Schichten einerseits dem Verbreitungsbereich des Grödner Sandsteins, andererseits treten sie am N-Abfall der Seiser Alm an der hier entlang ziehenden Überschiebung als unterste Schichte der Hangendscholle auf. Im Fassa, zwischen Mazzin und Campestrin (und an der Mündung des Udai Tales) kommen sie als tiefstes Glied der antiklinalen Aufwölbung am Fuße des Mte. Dona zum Vorschein.

In jenem, dem Grödner Sandstein folgenden Streifen werden die Bellerophon-Schichten hauptsächlich durch Sandsteine (meist rauhbackig), Mergel und Rauhbacken vertreten. Lediglich südlich St. Ulrich, an den Hängen von

Überwasser, zeigen Fallstücke schwarzen Kalkes mit *Bellerophon* sp. das Vorhandensein desselben an. Gips ist nur sehr spärlich vertreten.

Westlich Kastluth beginnen die Bellerophon-Schichten mit grauen und grünlich-grauen, sandigen Mergeln, denen schwarze, tonige Mergel, helle Kalke und Rauhdecken eingelagert sind. Es folgen darüber in Wechselagerung gefaltete Tone mit Gips und wieder schwarze Mergel. Sie werden bei Sehagul von 5 m mächtigem, rotem Sandstein, der ganz das Aussehen des Grödner Sandsteines hat, überlagert. Es folgen graue und schwarze Tone. Hangende Lagen von kalkigen Mergeln bilden den Übergang zu den Werfner Schichten.

An der Störungsfläche der Tierser Linie im Tierser Tal grenzen die Bellerophon-Schichten unmittelbar an Quarzporphyr. Es sind helle, plattige Mergelkalke, gelblichgraue Mergel und Rauhdecken.

Am W-Fuß des Rosengarten sind Bellerophon-Schichten unterhalb der „Bergler Hütte“ und unterhalb der „Kölner Hütte“ erschlossen. Hier sind es dunkle oolithische Kalke, dort Mergel, Rauhdecken und Gips.

Zwischen Mazzin und Campestrin im Fassa stehen schwarze Mergel und helle Rauhdecken an, an der Mündung des Udai Tales auch schwarze Kalke, die ziemlich reichlich Fossilien führen, besonders Algen und kleine Muscheln.

Die an der Basis der Überschiebung im Grödner Tal anstehenden Bellerophon-Schichten sind nur nächst Pufels und westlich Pilat gut erschlossen. Neben sandigen Mergeln kommen auch nächst Pufels schwarze Kalke sowie gelblichgraue Dolomite vor. Es ist möglich, daß die Fallstücke schwarzen Kalkes bei Überwasser aus diesem Horizont stammen.

Werfner Schichten.

In allmählichem Übergang folgen über den Bellerophon-Schichten die Werfner Schichten. Sie sind ein im allgemeinen 200—300 m mächtiger Komplex mergelig-kalkiger Schichten, die mitunter sandig verunreinigt sind. Die Schichtflächen weisen meist Glimmerbelag auf. In unteren Teilen herrschen mehr graue Mergel und Mergelkalke vor (Seiser Schichten), in oberen mehr rote (Campiller Schichten). Doch tritt auch in hasalen Teilen Rotfärbung auf, so nächst Salegg bei Seis. Hier führen die Schichten reichlich Pflanzenreste, die sich bis zu kleinen Kohlenschmitzen anreichern.

Nördlich des Grödner Tales ist das Hauptverbreitungsgebiet der Werfner Schichten im Bereich der Seceda, des Mte. Ballest und vor allem an den Hängen, die vom Pitschberg gegen das Grödner Tal und den Cisles Bach herabziehen. Ihre Mächtigkeit beträgt hier ungefähr 300 m, stellenweise sogar bis gegen 350 m. Eine sichere Abgliederung in untere Seiser und obere Campiller Schichten ist wegen des Fehlens des Kokenschen Konglomerates nicht durchführbar.

Die Seiser Schichten entwickeln sich ganz allmählich aus den Bellerophon-Schichten. Es sind graue bis graubraune, dünn-schichtige bis dünnbankige, kalkig-mergelige Schichten. Sie sind manchmal leicht wellig. Gegen oben zu herrschen rote bis rotviolette Schichten vor (Campiller Schichten).

Westlich des Mte. Ballest ist in den oberen Teilen der hier violetten Campiller Schichten eine dünnbankige Lage (5—10 cm) von grauen und rötlichen

Kalken eingelagert, welche ganz erfüllt von kleinen Gastropoden ist (Gastropodenoolith). Im Fassa ist derselbe mergelig entwickelt (westlich Fontanaz).

An der Obergrenze der Werfner Schichten tritt mit ziemlicher Beständigkeit eine Konglomeratlage auf. Sie wurde von Richthofen (43) bei Pufels und Bad Ratzes erstmals beschrieben. Sie tritt im Tierser Tal ebenso wie bei Campitello im Fassa auf. Über dem Konglomerat folgen meist etwa 10—20 m mächtige, rote Mergel, gleich denen im Liegenden. Die stratigraphische Zugehörigkeit des Konglomerates (Richthofen'sches Konglomerat) zu den Werfner Schichten wurde von einigen Autoren geleugnet. Mojsisovics, Diener, Phillip, Arthaber und Ogilvie Gordon stellten es zusammen mit den überlagernden Mergeln zum Unteren Muschelkalk, Richthofen, Wittenburg und Weller zu den Werfner Schichten. Für die Zuordnung zum Unteren Muschelkalk waren paläontologische Gesichtspunkte maßgebend, während vielerorts diese Gesteine mehr den Werfner Schichten ähnlich sind.

Eine Lage solchen Muschelkalkkonglomerates, die noch in obersten Horizonten der Campiller Schichten liegt, ist am S-Abhang des Pitschberges erschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt 6—8 m. Die einzelnen Bestandteile sind gut gerollt, ihre Größe schwankt von feinstem Korn bis zu Faust-, ja manchmal sogar Kopfgröße. Grobgeröllige Lagen wechseln mit feinkörnigen ab. Das Material ist fast zur Gänze den Werfner Schichten entnommen. Vereinzelt finden sich Stücke aus den Bellerophon-Schichten. Das Bindemittel ist sandig-kalkig.

Ein ganz ähnliches Vorkommen von Muschelkalkkonglomerat ist östlich des Mte. Ballest nahe bei P. 1999.

Die große Mächtigkeit der Werfner Schichten am Morinser Berg östlich Kastluth geht vielleicht auf die hier auslaufende Überschiebung zurück, die an den N-Abhängen der Seiser Alm entlang zieht.

Oberhalb P. 1468, an der S-Seite der Kesselschneide (Tierser Tal), ist knapp unterhalb des Kammes des gegen St. Cyprian hinunterführenden Rückens eine offene Kluft in den Werfner Schichten. Sie zieht über 100 m weit am Hang waagrecht entlang. Ihre Bildung steht wohl in Zusammenhang mit der ziemlich starken tektonischen Bearbeitung des Gesteins an der von der Bärenfalle herüberziehenden Störung.

Unterer Muschelkalk.

Der Untere Muschelkalk beschränkt sich auf die grauen, bräunlichgrauen und schwärzlichen Schichten an der Basis des Mendoldolomites. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 3 und 10 m. Im N ist sie im allgemeinen größer als im S.

Zunächst über den roten Werfner Schichten liegen gelblichbräunliche, sandige Mergel. Durch Zunahme des Kalkgehaltes gehen sie in dünnblättrige bis dünnbankige, meist bituminöse und dann schwärzliche Kalke über, vereinzelt auch in Dolomite. Gegen den hangenden Mendoldolomit nimmt die Dicke der Bänke und der Dolomitgehalt allmählich zu.

Am O-Abhang des Pitschberges folgen über dem Muschelkalkkonglomerat rote, feinblättrige Kalke, die noch einzelne 2—3 cm mächtige, feinkörnige

Konglomeratlagen enthalten. An diese etwa 3 m mächtigen roten Kalke schließen dann harte, graue, bräunlich anwitternde dünnbankige Kalke in einer Mächtigkeit von 8 bis 10 m an. Die oberen Muschelkalklagen werden bereits dolomitischer und dickbankig und leiten ziemlich rasch, aber ohne scharfe Grenze in den Mendeldolomit über. An den W- und NW-Abhängen der Seceda und des Pitschberges, dann gegen den Cisles Bach hin und vor St. Christina ist die Ausbildung des Muschelkalkes überall dieselbe, nur fehlen die tieferen roten Kalke stellenweise. Es treten dann lediglich graue und grauschwarze, meist etwas bituminöse Kalke auf.

Am Weg von Plesch d'Inaz zum Lec Sant sind innerhalb des Muschelkalkes geringmächtige, hellgraue Lagen mit kleinknolliger, welliger Oberfläche erschlossen.

Eine etwas abweichende Entwicklung des Unteren Muschelkalkes liegt im Fassa vor. An den Hängen westlich Campitello—Fontanaz treten unter dem Mendeldolomit ziemlich mächtige, hell- bis dunkelgraue Dolomite auf. Sie sind mitunter von Kalzitadern durchzogen. Dazu kommen hellbräunliche Dolomite mit von Kalzitdrusen erfüllten Hohlräumen. Mutschlechner (33) beschreibt ähnliche Dolomite von den Abhängen der Rodella. Er stellt sie zu den Bellerophon-Schichten, da sie an einer Stelle zusammen mit fossilführenden Bellerophonschichten vorkommen. Westlich Campitello ist aber das Verhältnis dieser Dolomite zum Mendeldolomit ein so inniges, der Übergang ein ganz allmählicher, so daß dem Verfasser hier eine Zuordnung zum Unteren Muschelkalk zweckmäßiger erscheint. Auch ist nicht einzusehen, wieso in einem Gebiet, in dem die weichen und schmiegsamen Werfner Schichten in reichem Maße vorhanden sind, gerade zwischen zwei starren Dolomitmassen die Hauptbewegungsflächen liegen sollten. Schließlich sei auch noch erwähnt, daß in den Bellerophon-Schichten bei Mazzin-Campestrin und in Val d'Udai derartige Dolomite nirgends auftreten.

Mendel- (Sarl-) Dolomit.

An der Obergrenze des Unteren Muschelkalkes nimmt die Dicke der Schichtbänke von wenigen Zentimetern rasch auf 1 m und mehr zu. Es entwickelt sich ein heller, poröser, in mittleren Teilen ungehauener kristallinischer Dolomit. Bruchstücke zeigen häufig Abdrücke von Diploporen. Gegen die hangenden Buchensteiner Schichten tritt wieder dasselbe Verhältnis ein, wie zu dem liegenden Muschelkalk, deutliche Bankung. Die Mächtigkeit der Bänke nimmt rasch ab, vereinzelt auch der Dolomitgehalt. Es folgen in diesen Fällen meist dunkle, graue und graubraune, im ganzen 2—3 m mächtige Kalke. Die Dicke der einzelnen Schichten schwankt von wenigen Zentimetern bis 1 dm (Oberer Muschelkalk). Gewöhnlich stellen sich jedoch über den obersten dünnen Dolomitbänken gleich die Buchensteiner Schichten ein. Die Mächtigkeit des Mendeldolomits liegt um 100 m.

Nördlich des Grödner Tales ist das Hauptverbreitungsgebiet des Mendeldolomits einerseits in den Steilhängen zwischen Seceda und Pitsch Berg und von hier weiter gegen den Cisles Bach, andererseits in großer horizontaler Erstreckung westlich des Pitsch Berges. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 30 und 50 m. Aus dem umgebenden Gestein hebt er sich als helle Zone deutlich hervor.

Etwas kleinere, im Landschaftsbild durch schroffe Formen sich abhebende Mendeldolomitvorkommen liegen westlich von St. Christina und bei den Höfen von Plesch d'Inaz.

An der N-Seite des Schlern schaut der Mendeldolomit nur an einigen Stellen aus dem riesigen Schuttmantel vor, so im Hauensteiner und Vigiler Wald, am Völser Bach, weiters am Schlern Bach und südlich davon.

An der Störung am Ausgang des Tschamin Tales ist der Mendeldolomit stark zertrümmert, einzelne Lagen sind mylonitisch.

Wo die Buchensteiner Schichten nicht oder nur undeutlich entwickelt sind, geht der Mendeldolomit bei Ansicht aus der Ferne unmittelbar in Schlern-dolomit über (Felseck, Tschager Kemmet, Tschamin Spitzen S-Seite, Vajolet Türme W-Seite, siehe unten).

Im Landschaftsbild tritt der Mendeldolomit deutlich hervor. Meist kommen seine Ausstriche in die Waldregion zu liegen; es hebt sich die weißliche Felswand scharf aus dem Grün des Waldes heraus.

Buchensteiner Schichten.

Waren die älteren Schichten im ganzen Gebiet ziemlich gleich entwickelt, so setzt zur Buchensteiner Zeit jene große Faziesdifferenzierung ein, die die Südtiroler Dolomiten und besonders das Gebiet der Seiser Alm herühmt gemacht hat.

Am N- und W-Abfall der Seiser Alm und am N-Fuß des Schlern beginnen die Buchensteiner Schichten mit dünnblättrigen bituminösen, mergeligen Kalken von geringer Mächtigkeit. Über ihnen folgen graugrünliche Knollenkalke, denen häufig bis zu 20 cm dicke Lagen von Pietra verde eingeschaltet sind. Auch dolomitische, rauchgraue, teils geschichtete, teils ungeschichtete Lagen treten auf (bei Bad Ratzes). Im Hangenden der Knollenkalke kommen auch bituminöse, mergelige, bräunlich anwitternde dünnblättrige Kalke vor (bei P. 1466, östlich Bad Ratzes).

Im Bereich der Seiser Alm werden die vornehmlich aus Knollenkalken bestehenden Buchensteiner Schichten von der mächtigen Augitporphyrserie überlagert (Laven und Tuffe). Im Saltrie Tal, an den N-Abhängen des Wolfenbühel und Piz Berges sind denselben, mit den liegenden Sedimentgesteinen in gleichsinniger Lagerung, große Schollen von Knollenkalk (untergeordnet auch Agglomerate) eingelagert. Ihre Ausstriche lassen sich kilometerweit verfolgen. Am Pufflatsch werden die Buchensteiner Schichten, die zunächst den Mendeldolomit überlagern, westlich der Fortschelle, wo dieser verschwindet, rasch geringmächtiger. Sie liegen hier in Augitporphyr. Mit 2 m Mächtigkeit schneiden sie im Graben unter P. 2059 plötzlich ab.

Für einzelne Fälle kann ohne weiteres angenommen werden, daß Lagergänge des Augitporphyrs in die Buchensteiner Kalke eingedrungen sind. Für große Teile aber der in Augitporphyr liegenden Buchensteiner Schichten spricht die gleichmäßige Lagerung, der Zusammenhang auf große Strecken, die Mächtigkeit der liegenden augitporphyrischen Gesteine sowie das Fehlen stärkerer Kontaktmetamorphose eher für sedimentäre Zwischenlagerung.

Die kleinen Schollen von Buchensteiner Schichten am Fromm Bach und im Tale des Frötsch Baches sind bei den Eruptionen mit emporgerissen worden.

Die Buchensteiner Schichten, überwiegend Knollenkalke, lassen sich von den W-Abhängen der Seiser Alm bis an den N-Fuß der Santner Spitze geschlossen verfolgen. An der N- und W-Seite des Schlern sind sie unter Gehängeschutt verdeckt. Nur gelegentliche Gerölle von Knollenkalk zeigen auch hier ihr Vorhandensein an. Im Weißenbach Graben, südlich von Seis, sind solche verhältnismäßig zahlreich, im Schlern Grahen östlich Ums sehr selten anzutreffen.

Am Felseck und Tschafon, nördlich Tiers, fehlen eigentliche Buchensteiner Schichten ganz. Sie werden hier durch dünnbankige (0·5—1 dm), dichte, weiße Dolomite ersetzt. Am Felseck nähern sie sich derart dem Aussehen und Verhalten von Mendel- und Schlerndolomit, daß hier auch die Schichtterrasse zwischen beiden, die sonst die Buchensteiner Schichten stets bilden, verschwindet. An der S-Seite des Tschafon setzen die Buchensteiner Schichten, gegen O immer deutlicher werdend, wieder ein. Im Steger Tal (ober Weißlahnbad) kommen wieder, zunächst untergeordnet, Knollenkalke hinzu. Eine deutliche Wandstufe bildend, ziehen die Buchensteiner Schichten am Fuße der S-Ahstufe des Schlern ins Tschamin Tal, wo sie immer wieder unter Schutt vorschauen.

Im Tschamin Tal sind Knollenkalke am Weg bei 1500 m erschlossen. Das Streichen ist O—W, das Fallen annähernd gleichsinnig dem Hang.

An der S-Seite der Gsellen Spitze vertreten wieder dichte, dünnbankige, weiße Dolomite die Buchensteiner Schichten. Sie bilden ein schmales, steil geneigtes Band in der Felswand. An den Schichtfugen tritt mitunter leichte Grünfärbung auf, was wohl auf einen leichten Anflug von Pietra verde zurückgeht. Die Mächtigkeit der Dolomite beträgt ungefähr 10 m. Ihr Streichen ist N 80° W, das Fallen 20° N.

Beide Aufschlüsse, der am Weg ins Tschamin Tal und der an der Gsellen Spitze, zeigen ein Einfallen annähernd gleichsinnig dem Hang. Mangel an Aufschlüssen und unübersichtliches Gelände (Bergwald) verhindern die genaue Verfolgung des Ausstrichs der Buchensteiner Schichten im Zwischenstück an der S-Seite des Tschamin Tales.

Östlich der Gsellen Spitze, am S-Ahfall der Tschamin Spitzen werden die Buchensteiner Schichten wieder Mendeldolomit, bzw. Schlerndolomit ähnlicher. Nur im frischen Bruch geben sie sich fallweise noch zu erkennen.

An der W-Seite der Vajolet Türme zeigen vielleicht drei kleine Augitporphyrgänge die ungefähre Lage der Buchensteiner Schichtfuge an. Ein weiterer kleiner solcher Gang schaut an der W-Seite der Vajolet Scharte aus dünnem Gehängeschutt vor.

Von der W-Seite der Laurinswand an südwärts nehmen die Buchensteiner Schichten wieder rasch an Mächtigkeit zu. Sie bilden hier die berühmte Wandstufe an der W-Seite des Rosengarten. Zunächst auf dem noch schmalen Band, kommen mehr oder weniger von Schutt bedeckt, nächst der Kölner Hütte die Buchensteiner Schichten zum Vorschein, über dem Mendeldolomit zunächst dünne, meist dunkelgefärbte Mergel- und Dolomitlagen, vereinzelt auch ockerfarben anwitternd, darüber Breccien und Konglomerate, die vornehmlich Dolomitgerölle führen und Dolomitsandsteine. Obere Teile sind durch Schutt verkleidet.

Ähnlich wie an der S-Seite der Gsellen Spitze und der Tschamin Spitzen sind die Buchensteiner Schichten im Vajolet Tal ausgebildet. Nördlich der

Vajolet Hütte, bei der Quellwasserfassung für dieselbe, liegt in ihrer Höhe ein kleiner Augitporphyrgang.

Erst an der S-Seite von Aut da Monzon erlangen sie wieder größere Mächtigkeit, doch sind sie von Gehängeschutt stark verdeckt.

Westlich Campitello, mit der Annäherung an das Verbreitungsgebiet des Augitporphyrs, nehmen auch wieder dessen Einflüsse zu. Wie am N-Abfall der Seiser Alm, treten auch hier neben Knollenkalken feine, teils aber auch grobkörnige Agglomerate häufig auf. Die Zusammensetzung schwankt von fast reinen Lavabreccien bis zu fast reinen Kalkbreccien und Konglomeraten. Dolomite und stark bituminöse dünnblättrige oder auch knollige Lagen kommen dazu. In hangenden Teilen der Buchensteiner Schichten zeigen sich Anklänge an die Ausbildung nächst der Kölner Hütte, es treten rauchgraue, sandige Dolomite mit kugeligen Konkretionen auf.

Im Innern der Seiser Alm stehen Buchensteiner Schichten lediglich am Saltrie Bach südlich der Feger Schwaige (1759 m) an. Am Bach sind es Kalke und Dolomite, am rechten Berghang (Comun Weiden) bei P. 1827 Agglomerate, Pietra verde und Knollenkalke.

Nördlich des Grödner Tales, im Bereiche der Geißler Spitzen, sind die Buchensteiner Schichten zur Hauptsache mehr oder weniger dünnbankige Kalke von graugrüner Farbe mit zahlreichen von roter und grüner Mergelsubstanz überzogenen Hornsteinknollen. Pietra verde-Zwischenlagen bis zu 15 cm Dicke wurden hier beobachtet. Darüber treten oft dunkle, dünnplattige, etwas bituminöse Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen auf. Vereinzelt kommen auch darin Pietra verde-Zwischenschaltungen vor.

Die Buchensteiner Schichten bei Plesch d'Inaz und bei St. Christina sind Knollenkalke mit buntem Mergelüberzug.

Augitporphyr und Augitporphyrtuffe.

Unter dieser Bezeichnung wurde auf der Karte ein Komplex von Gesteinen zusammengefaßt, teils Laven, teils Tuffe und Tuffkonglomerate. Beiderseits des Duron Tales (Höhenzug Auf der Schneid—Pallacia und Berge des Monte Dona) und nächst der Zallinger Schwaige ist wohl eine Trennung dieser Gesteine möglich, an den N- und NW-Abhängen der Seiser Alm stößt solche auf große Schwierigkeiten und wäre hier nur ungenau durchführbar. Unwegsames Waldgelände und starke Schuttbedeckung sind die Ursachen. Es wurde daher von getrennten Signaturen auf der Karte Abstand genommen.

Die Ausbildung der Laven ist schwankend. Neben Augit-Plagioklasporphyr kommen solche vor, für die in der Literatur die Bezeichnungen Andesit und Melaphyr Eingang gefunden haben. Teile sind als Mandelsteinlaven entwickelt.

Wenn auch die Hauptmasse der Laven (vereinzelt auch als Mandelsteinlaven entwickelt) mehr in den unteren Teilen des Komplexes auftreten, so finden sie sich doch auch, meist als dünnere Bänke in den oberen Lagen. Umgekehrt treten auch Tuffbildungen (besonders Tuffkonglomerate) in liegenden Teilen auf.

Auf der Aschkler Alm (Geißler Gruppe) ist der Augitporphyr dunkelgrün bis schwärzlich, deutlich porphyrisch struiert mit schönen Augiten und einzelnen Plagioklasen als Einsprenglinge in einer sehr feinkörnigen Grund-

masse. Gegen den Kuka Sattel treten stellenweise Mandelsteinlaven auf, deren blasige Hohlräume zum Teil von Kalkspatkriställchen erfüllt sind.

Nördlich der Kirche von St. Christina und ebenso nördlich der Mündung des Cises Baches in das Grödner Tal steht grüner Augitporphyr mit einzelnen Augiteinsprenglingen an.

Am Außenrand (N- und NW-Rand) der Seiser Alm setzen die Augitporphyrserie Laven und Tuffkonglomerate zusammen. Feinkörnige Tuffe sind sehr selten. Die Höhen beiderseits des Duron Tales hingegen werden vornehmlich von Tuffsandsteinen (Auf der Schneid) und Tuffkonglomeraten aufgebaut. Laven treten nur basal und in geringmächtigen Zwischenlagen höher oben auf. Derartige Laven wurden vielfach nur zu Unrecht als Lagergänge beschrieben.

In den Tuffkonglomeraten an der S-Seite der Comun Weiden sind 0.5 bis 1 m lange Linsen eines blaugrauen Kalkes eingeschaltet.

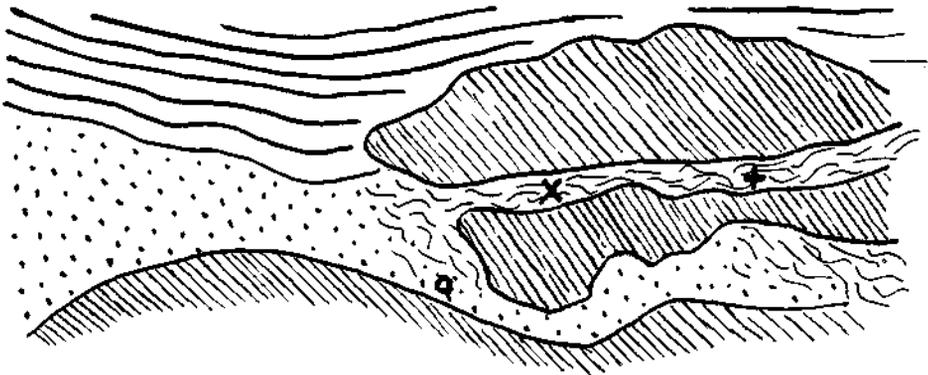


Fig. 1. Hangendgrenze des Augitporphyrs bei P. 1792 am Schlern O-Hang.

Schraffiert = Augitporphyr; punktiert = Augitporphyr-Tuff; Wellenlinien = „Grünerde“; liniert = Wengener Schichten. +, ×, ○ Fundstellen der Fossilien und Schlacken.

Der Beginn der Ablagerung der augitporphyrischen Gesteine fällt in die Buchensteiner Zeit. Auf der Seiser Alm folgen im Hangenden Wengener und Cassianer Schichten. Im Höhenzug der Schneid—Pallacia—Fassa Joch und am Mte. Dona erreichen die (zur Hauptsache) Tuffkonglomerate und Mandelsteinlaven große Mächtigkeit, obere Teile davon haben sicher Wengener Alter, wenn sie nicht noch jünger sind (Cassianer Alter). Knapp östlich P. 2258 (westlich Fassa Joch) liegt am Weg rein weißer Kalkschutt. Er stellt vielleicht den Rest einer Auflagerung von Cipitkalk vor. In nächster Nähe, nördlich des Fassa Joches, gibt Mutschlechner (33) Cassianer Schichten an.

Gegen den Schlerndolomit hin tritt Faziesverzahnung ein (siehe Seite 26).

Unterhalb P. 1792 an der O-Seite des Schlern konnten in obersten Teilen der augitporphyrischen Serie, etwa 1—2 m unterhalb der untersten Wengener Schichten, einige Fossilfunde gemacht werden (siehe Fig. 1). In „grünerde“artigen Bildungen, die noch von einer Scholle von Augitporphyr überlagert werden, fanden sich in zwei Nesteru Fossilien. An der in Fig. 1 mit ×

bezeichneten Stelle konnte ein Stück einer *Daonella* und ein kleiner Ammonit gefunden werden. Beide lagen in von Schlacken durchsetzter „Grünerde“ (Klausner Grün).

Die *Daonella* ist nicht vollständig erhalten. Die Wirhelfpartie sowie der vordere und hintere Schalenrand fehlen. Am Wirbel schaut unter der Daonellenschale noch ein weiterer kleiner, globoser Ammonit vor. Die *Daonella* selbst ist reich berippt, die einzelnen Rippen spalten sich in verschiedenen Abständen vom Wirbel. Nach allem ist sie am ehesten zu *Daonella Tirolensis* Mojs. zu stellen. Der Ammonit zeigt polyphyllitische Suturen, ist sehr eng genabelt, hat breiten gerundeten Externteil und abgeplattete Flanken. Er dürfte zur Gruppe der Arcestidae gehören.

Bei + der Fig. 1 fanden sich ebenfalls Daonellen, sie zerbrachen beim Versuch sie herauszuschlagen. An dieser Stelle kommen auch kleine Einschlüsse von Kalk vor. Ein Stück zeigt ebenfalls eine kleine *Daonella*, ähnlich der vorhin beschriebenen. Die Kalkstücke zeigen mitunter schlackige und glasige Krusten. Bei ○ der Fig. 1 liegen in Tuff und Grünerde eingebettet reichlich kleine Stücke glänzend schwarzer Schlacken.

Wengener Schichten.

Im Gebiete der Seiser Alm und des Schlern sind die Wengener Schichten in drei Fazies entwickelt, eine kalkig-mergelige an der O-Seite des Schlern und am W-Rand der Seiser Alm (Tuffbildungen sind nur untergeordnet vertreten), eine vornehmlich tuffige an der NO-Seite der Seiser Alm (Saltrie Tal) und eine rein vulkanische mit Laven und Tuffkonglomeraten am S- und W-Abfall der Roßzähne und des Schlern. Zwischen allen dreien bestehen allmähliche Übergänge.

An der O-Seite des Schlern ziehen die Wengener Schichten vom Ochsenwaldbach bis an die O-Seite der Santner Spitze vor.

Nordnordwestlich P. 1891 sind sie im Graben, der von der O-Seite des Brngstall herunterzieht, erstmals erschlossen. Über Augitporphyrit liegen zunächst geringmächtige grüne und rote, kontaktmetamorph beeinflusste Kalkmergel (0.2—0.5 m). Der Augitporphyrit (Mandelsteinlava) greift mit einzelnen Lappen in diese Hangendschichten ein. Über den Mergeln folgen kieselige Kalke und Dolomite. Die durchschnittlich je 1 m dicken Bänke, durch dünne Mergellagen voneinander getrennt, werden von zwei Scharen feiner Klüfte durchzogen, die mit Kalzit verheilt sind. Auch kleine Harnische sind häufig an den Klüften zu beobachten. Es folgen wechsellagernd Kalktuffe, Mergel und Sandsteine. Sie sind klein gefaltet, kleine Verwerfungen treten auf; ebenso wieder jene beiden Kluftscharen wie in den Dolomitlagen, die Klüfte sind oft mit Pyritkrusten beschlagen. Fossilien sind hier ziemlich häufig. Die Sandsteine führen lagenweise reichlich Pflanzenhäcksel, aber auch Crinoideen-Stielglieder, die Kalke und Mergel enthalten Daonellen. Nach oben gehen die Sandsteine zurück, dafür treten bis ½ m dicke Kalklagen hervor. An den Schichtflächen führen sie zahlreiche, schlecht erhaltene Fossilien, besonders Crinoideen-Stielglieder. Es überlagern helle, gelblich-graue, sandige Mergel, denen in unteren Teilen noch dünne Kalkbänke eingelagert sind. Den hangendsten Lagen, an deren Aufbau Agglomerate wesentlich beteiligt sind, sind große, rot anwitternde Blöcke eines grauen Dolomits

eingepreßt, was zu örtlicher Steilstellung der Mergel- und Tufflagen führt. Darüber folgt gewöhnlicher Schlerndolomit.

Die Zerklüftung der Wengener Schichten zeigt wohl eine leichte Störung an, die vom Schlernplateau (P. 2470) herunterzieht.

Bei P. 1729, an der O-Seite des Burgstall, sind nur unterste Lagen der Wengener Schichten erschlossen.

Ähnlich, wie im Graben nordnordwestlich P. 1891, sind die Wengener Schichten bei P. 1737 entwickelt; zu unterst graue, kalkige Mergel und $\frac{1}{2}$ –2 m dicke Dolomitlagen. Sie sind von saiger stehenden, mit Kalzit verheilten Klüften durchzogen. Es folgen wechsellagernd Mergel- und Kalkbänke. Die Schichtflächen letzterer sind übersät von Crinoideen-Stielgliedern, Cidaris-Stacheln, vereinzelt auch Korallen. Nach oben hin werden diese Schichten

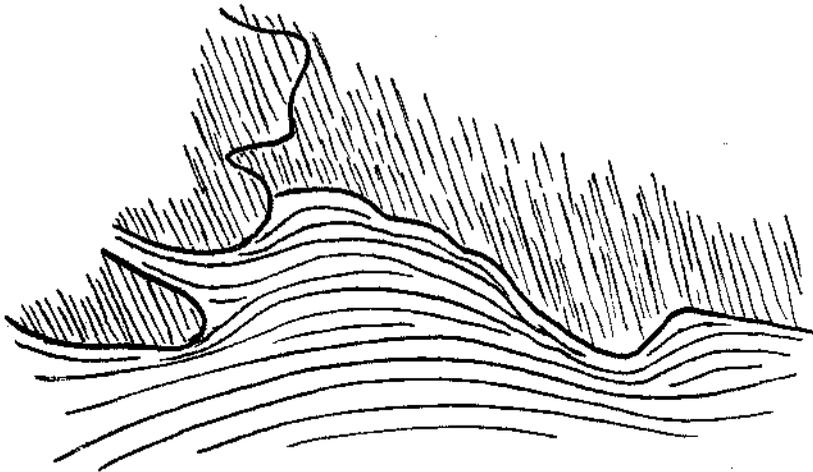


Fig. 2. Hangendgrenze der Wengener Schichten bei P. 1792 am Schlern O-Hang
Liniert = Wengener Schichten; schraffiert = Schlerndolomit.

immer dolomitischer. Die vom Schlernhang bei P. 2177 herunterziehende Störung ist innerhalb der Wengener Schichten stellenweise gut erschlossen. Die Verwerfung steht saiger und streicht N 10° O. Höher oben im Schlerndolomit biegt sie etwas ab.

Bei P. 1792 sind die Wengener Schichten rund 40 m mächtig; sie setzen sich zusammen aus grauen und graubraunen Kalken und Mergeln. Die dolomitischen Einlagerungen keilen aus. An der Hangendgrenze greifen Wengener Schichten und einzelne Blöcke gelblich anwitternden Schlerndolomits ineinander. Dabei liegt der Dolomit mit unruhiger Schichtgrenze den Wengener Schichten auf, die einzelnen vorspringenden Teile drücken die Mergelagen ein (siehe Fig. 2).

Bei P. 1760 wechsellagernd über Angitporphyr graue plattige Kalke mit Daonellen-Bruchstücken mit Kalken mit Crinoiden-Stielgliedern auf den Schichtflächen. Sie werden nach oben tuffig verunreinigt und dann mehr grünlich. Es treten lagenweise Pflanzenhäcksel führende Tuffsandsteine und fossilere Mergel mit dünnen Kalkzwischenlagen hinzu.

Entlang des ganzen Schlernhanges sind die Wengener Schichten wellig verbogen.

Bei P. 1741 am Tschapit-(Cipit-) Bach liegen dunkelgrüne, millimeterdünn geschichtete Mergel mit zwischengeschalteten grauen Kieselkalken auf Augitporphyr. Nach etwa 8 m Mächtigkeit werden die Mergel tuffig und gehen in feinkörnige, dunkelgrüne Agglomerate über. Es folgen (3 m) Tuffkonglomerate mit hellgrauen Kalkgeröllen und wenig tuffigem Bindemittel. Sie werden nach oben feiner und zeigen Kreuzschichtung. Vereinzelt finden sich in ihnen Crinoideen-Stielglieder, bald auch *Cidaris*-Stacheln und dünn-schalige Muscheln in Kalksandstein ähnlichen Lagen. Bei 1755 m gehen die Wengener Schichten in Cassianer Schichten über (Tuffe mit Cipitkalkblöcken).

Vom Tschapit-(Cipit-) Bach ziehen die Wengener Schichten östlich der Proßliner Schwaige vorbei gegen P. 1928 hinauf, wo sie von einer Störung abgeschnitten werden.

Im Gebiete des Frommer Hauses und an den S-Abhängen des Pufflatsch setzen sich die Wengener Schichten aus grauen und graublauen Kalken und sandigen, gelb anwitternden Tuffen zusammen. Bei der Moadl Schwaige liegen rein weiße Kalke unmittelbar auf Augitporphyr. Sie sehen sehr den Cipitkalken ähnlich. Ob sie zu den Wengener oder den Cassianer Schichten zu stellen sind, ist nicht sicher zu entscheiden.

Eine Sonderstellung bezüglich ihrer Lagerung haben die Wengener Schichten von Unternon. Lithologisch gleich den Vorkommen der Umgebung, zeigen sie, obwohl im Zusammenhang liegend, kein einheitliches Schichtfallen und -streichen. Sie scheinen durch sich kreuzende Störungen zerrüttet worden zu sein. Sie werden von Augitporphyr-Bergsturzschutt umgeben.

Über Heißböck und Schgaguler Schwaige nach O nehmen mehr und mehr braun anwitternde Tuffsandsteine am Aufbau der Wengener Schichten teil. Sie verdrängen im Saltrie Tal fast ganz die kalkig-mergeligen Schichten. Von den überlagernden Cassianer Tuffen sind sie kaum zu trennen. Verhältnismäßig häufig finden sich in ihnen Pflanzenreste (Bruchstücke von *Equisetes* und *Pterophyllum*), *Posidonia Wengensis* *Wissm.*, daneben Daonellen-Bruchstücke.

Westlich der Tirler Schwaige richten sich die Wengener Schichten steil auf (Flexur); sie ziehen dann über Mahlknecht am Fuß der Roßzähne entlang. Westlich des Seiser Alpenhauses bestehen sie aus schwarzen Tuffkonglomeraten und konkordant eingelagerten, meist $\frac{1}{2}$ –2 m mächtigen Lavalagen (siehe Fig. 3). Das Fallen ist 30–40° in der Richtung NW–NNW. Einzelne Lavalagen keilen schon nach kurzem Verlauf aus. Die Lava ist im allgemeinen ziemlich blasige Mandelsteinlava, mit reichlich Augit, oft auch reiner Augitporphyr; im frischen Bruch fast schwarz, in der Anwitterung dunkelrotbraun. Die obersten Tufflagen sind feinkörnig.

Tuffkonglomerate und Laven ziehen weiter über das Tierser Alpl. Geschlossen lassen sie sich bis zur Wegabzweigung über den Hühnerstand (nächst der Schafer Hütte, östlich P. 2344) verfolgen. An einer Stelle ist in ihrem Verbands eine dünne Kalk- und Dolomitlage erschlossen (wohl sedimentäre Einlage). Wenig westlich, bei P. 2344, sehen sie an drei Stellen unterhalb des Weges unter Gehängeschutt vor.

An der S-Seite der Roterdsapitze bilden gleiche Laven und Tuffe eine schön begrünte Schulter unterhalb des Weges auf das Schlernplateau. Bei P. 2451 und unter P. 2577 stehen sie wieder an.

Nach einer kurzen Unterbrechung im oberen Pletscher Tal ziehen diese schon von Richthofen (43) beobachteten Schichten an der S-Seite des Schlernplateaus entlang. Sie liegen zwischen Schlerndolomit. Es sind wieder, wie am Tierser Alpl, dunkle, teils melaphyrische, teils porphyrische Laven, mitunter zeigen sie Fließstrukturen. Die Blasenräume sind meist von Zeolithen erfüllt. Auch scklackige Ausbildung ist zu beobachten (unter St. Cassian am Schlern).

Ein durch Erosion abgetrennter Rest von Lava krönt den Tschafatsch (2340 m). Am Mittagkofel (2186 m), bis zu welchem Punkt frühere Aufnahmen die Lava vom Schlern herüberziehend verzeichnet haben, fehlt jede Spur dieser Bildungen.

Als breite, fruchtbare Schichtterrasse auswitternd, umziehen diese Laven — Tuffbildungen sind nur ganz untergeordnet — den Schlern auf seiner

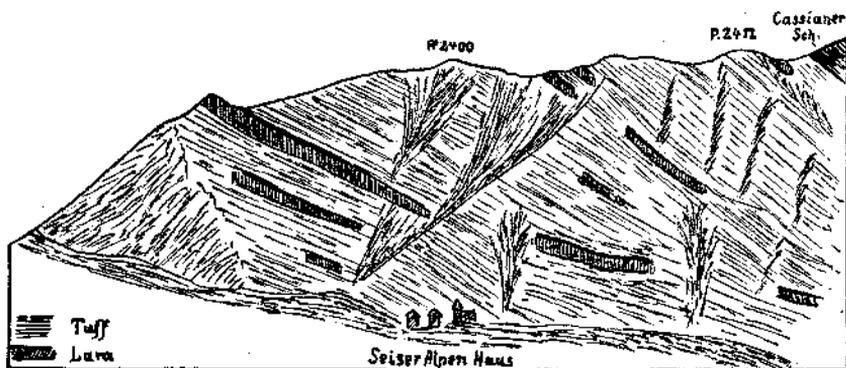


Fig. 3. Wengener Schichten beim Seiser Alpenhaus. In Tuffkonglomeraten liegen konkordant Lavalagen.

S- und W-Seite. Sie keilen auf der W-Seite des Burgstall aus. Ihre Fortsetzung bildet eine schön ausgebildete Schichtfuge. Sie steigt ziemlich rasch an der W-Seite von Burgstall und Euringer Spitze ab, wo sie sich dann verliert. Verlängert man dieselbe jedoch an der N-Seite der Santner Spitze herum, so trifft sie gerade auf die an der O-Seite derselben auskeilenden Wengener Schichten.

Ist schon der Übergang von den Wengener Schichten bei der Mahlknacht Schwaige zu den Lava- und Tuffbildungen westlich des Seiser Alpenhauses ein ganz allmählicher und hier von irgendwelchen Störungen nichts zu beobachten (35), so zeigt auch diese an der W-Seite des Burgstall absteigende Schichtfuge an, daß die im Schlerndolomit liegenden vulkanischen Gesteine gleiches Alter haben, wie die Wengener Schichten der Seiser Alm. Die Ansicht von Mojsisovics (31), daß die Hauptmasse des Schlerndolomits Wengener Alter hat, hat in der geänderten Form Berechtigung: Dem Dolomit im Liegenden des Lavabandes am Schlern entsprechen dem Alter nach im vulkanischen Faziesbereich der Seiser Alm der Großteil der augitporphyrischen Serie und die Wengener Schichten.

Cassianer Schichten.

Auf der Seiser Alm liegen den Wengener Schichten die Cassianer Schichten auf. Als Teil einer großen, aus dem O herüberziehenden Mulde bilden sie auf der Seiser Alm im Einfallen die Form einer flachen Schüssel. Die Ränder fallen mehr oder weniger gegen das Innere der Alm ein.

Ist auch die Grenze zu den liegenden Wengener Schichten keine scharfe, so geben doch die überall auftretenden, in Schlerndolomitmähe jedoch stärker hervortretenden Lagen mit Cipitkalk (nach dem Cipit-(Tschapit-) Bach südlich der Proßliner Schwaige genannt) deutlich den Beginn der Cassianer Schichten an. In unteren Teilen wechsellagern mergelige Kalke, Mergel, Tuffe und Tuffkonglomerate (Agglomerate). Die Tuffbildungen nehmen nach oben hin zu, es entwickeln sich daraus die „Pachycardien-Tuffe“. Die Tuffe weisen mitunter Kreuzschichtung auf (Tschapitbach bei P. 1843). In mittleren und oberen Teilen der Ablagerung liegen in den Tuffen dünne Lagen augitporphyrischer Laven. Am Tschapitbach, bei 1930 m, zeigt eine solche eigenartige Erstarrungsformen. Die rund 1 cm dicke Lavabank bildet ein aus verzerrten vierseitigen Prismen bestehendes Pflaster.

Aus den Pachycardientuffen am Tschapitbach seien einige Fossilfunde angeführt: Neben *Pachycardia rugosa* Hauer, ein nicht näher bestimmbarer Brachiopode, *Cuspidaria gladius* Laube, *Gervillia planata* Broili, ? *Gervillia Rothpletzi* Broili, *Mysidioplera Emiliae* Bittner, *Terquemina* sp., *Hologyra alpina* Koken, *Patella magna* Read, *Coelostylina similis* Münster, *Coelostylina solida* Koken.

An den Abhängen des Schlern gegen den Ochsenwald Bach liegen Cassianer Tuffe gleichsinnig auf annähernd hangparallel fallendem Schlerndolomit. Am Ochsenwald Bach und an der N-Seite der Roßzähne verzahnen Cassianer Schichten mit Schlerndolomit.

Cassianer Schichten (Cipitkalk, Mergel und Tuffe) ziehen am S-Fuß der Roßzähne bis an die Hänge oberhalb des Tierser Alpls, wo sie im Schlerndolomit auskeilen. (Über den Fazieswechsel zu Schlerndolomit siehe S. 26)

Schlerndolomit.

In Schlern und Rosengarten hat er im Gebiet seinen Hauptverbreitungsbereich. Als Fortsetzung der rein marinen (Riff-) Fazies folgt er über den Buchensteiner Schichten. Er ist ein weißer bis gelblicher, poröser, oft auch kristallinischer Dolomit. Am Schlern wittert er im Hangenden der Lavaeinlagerung mit mehr rotbrauner Farbe an, im Liegenden derselben mit mehr gelblicher bis bleichgrauer Farbe. Mitunter, besonders im nördlichen Rosengarten (Molignon-Kesselkogel), zeigt er schöne Großoolithstrukturen, gleich denen in Partnach- und Wettersteinkalk der Nordtiroler Kalkalpen. Der Schlerndolomit ist sehr fossilarm. Im allgemeinen findet man höchstens schlecht erhaltene Korallen oder kaum kenntliche Hohlformen von Kalkalgen.

Am Völser Schlernweg zeigt ein Fallstück oberhalb der Mendeldolomitstufe eine größere Einzelkoralle. Aus der Schuttrinne an der O-Seite der Santner Spitze stammt ein Bruchstück eines grobrüppigen Pecten (Negativ) sowie der Abdruck einer etwa 2 cm großen, reich skulpturierten Muschel, ähnlich der *Mysidioplera Emiliae* Bittner der Cassianer Schichten (Pachycardien-

Tuffe), aus dem Weißenbachgraben südlich Seis der Abdruck eines Brachiopoden. Es handelt sich wohl um die obere Schale eines Vertreters aus der Gruppe Spirigera oder Rhynchonella. Die an der Grenze gegen die Raibler Schichten liegenden Dolomite werden nach oben zunehmend fossilreicher. Es stellt sich allmählich Raibler Fauna ein: *Encrinurus* sp., *Cidaris* sp., unbestimmbare Bivalven.

Zumeist ist der Schlerndolomit nahezu ungeschichtet. Lediglich hangende oder peripher gelegene Lagen weisen Schichtung mehr oder weniger deutlich auf. Besonders ausgeprägt ist sie im Hangenden der Lavaeinlage am Schlern, mit Ausnahme des Kammes Roterds Spitze—Roßzähne, in dem der Dolomit ebenfalls nahezu ungeschichtet ist. Deutlich ist Schichtung auch im Gebiet der Grasleitentürme—Molignon. Gegen S verschwindet sie allmählich.

An jenen Stellen, an denen die normal entwickelten Buchensteiner Schichten fehlen (Felseck—Tschafen, Gsellen Spitze—Tschager Kemmet—Tschamin Spitzen W-Seite; siehe S. 17), treten an ihre Stelle dünnbankige, dichte Dolomite.

Im unmittelbar Hangenden der Lavaeinlage am Schlern treten zunächst andersgeartete Lagen auf. Es sei hier ein Profil angeführt am Weg vom Tierser Alpl zur Roterds Spitze. Das unmittelbar Hangende der Lava bildet roter, tufiger Dolomitsandstein in ganz ähnlicher Ausbildung, wie solcher auch in den Raibler Schichten am Schlernplateau auftritt. Er ist $\frac{1}{2}$ —1 m mächtig. Es folgen nach oben ähnliche, grünliche Gesteine ($\frac{1}{2}$ m), dann rote bis ocker-gelbe Dolomite (2—3 m). Sie zeigen mitunter reichlich Querschnitte von Gastropoden und Lamellibranchiaten. Nach oben gehen sie in normalen, weißen Schlerndolomit über, der auf Klüften und Hohlräumen schöne Rasen von Dolomitzkristallen mit aufgewachsenen kleinen Brauneisenerzrizen führt. In untersten Teilen des weißen Dolomites liegt eine dünne, stark tufig beeinflusste Lage. Sie erinnert im Aussehen sehr an ähnliche Bildungen in höheren Teilen der Wengener Schichten an der NO-Seite des Schlern. Unterhalb St. Cassian am Schlern führen unterste Lagen des hangenden Dolomits stellenweise reichlich kleinere und größere „Spritzer“ von blasiger Lava.

Am Schlern liegt der Dolomit mit Ausnahme der Hänge gegen die Seiser Alm, von kleinen Schwankungen abgesehen, mehr oder weniger sählig. Gegen die Seiser Alm (NO) fallen die Dolomitbänke mit Winkeln um 30° ziemlich gleichsinnig mit dem Hang ein. Beiderseits der Linie Tschamin Tal—Tierser Alpl heben sich die Dolomitbänke bei N-Fällen (25 — 40°) herauf. Südlich von Vajolet Scharte—Kesselkogel—Antervoja See legen sie sich wieder flach. Nur im östlichen Teil des Rosengarten, im Gebiete von Mantello-Polenton, fallen sie gegen O.

Im südlichen und östlichen Teil, der Rosengarten Gruppe, stecken in Schlerndolomit zahlreiche Gänge augitporphyrischer Laven und Tuffe (siehe S. 27).

Wie schon erwähnt, liegt im Schlerndolomit des Schlern konkordant eingelagert eine Lage vulkanischer Gesteine. Ihr Zusammenhang mit den Wengener Schichten wurde bereits nachgewiesen (siehe S. 22, 23). Damit gliedert sich im Schlern der Schlerndolomit seinem Alter nach in einen Liegenden, er entspricht Augitporphyrserie und Wengener Schichten, und einen Hangenden, er entspricht den Cassianer Schichten.

Facieswechsel.

Schlerndolomit-Cassianer Schichten.

An den Hängen des Schlern gegen die Seiser Alm treten Schlerndolomit und Cassianer Schichten in enge Wechselbeziehung. Einerseits keilen die Dolomitbänke in Cassianer Schichten aus, andererseits liegen in Dolomit eingeschlossen mehr oder weniger stark vulkanisch beeinflusste Einschaltungen.

Einzelne, größere Reste von Schlerndolomit liegen am Grüner Bühel und Goldknopf in Cassianer Tuffen. Bei wechselndem Dolomitgehalt ist der Habitus dieser Lagen noch ganz der des Schlerndolomits. Vom Cipitkalk trennt besonders seine Fossilarmut.

In Fortsetzung der am Schlernweg ober P. 1760 (Ochsenwald Bach) anstehenden Cassianer Tuffe zieht am Schlernhang in ungefähr 1900 m Höhe eine Einlagerung hinaus. Es sind teils rot gefärbte, sandige Dolomite und Kalke (ähnlich den Raibler Schichten am Schlern), teils brecciöse oder konglomeratische „Agglomerate“. Sie werden vorherrschend aus Dolomitstücken zusammengesetzt, das Bindemittel ist tuffig. Bei P. 1906 keilen sie aus. Die Schichtflächen sind oft grobknollig. Liegendes und Hangendes bildet typischer Schlerndolomit. Diese Einlagerung tritt schon morphologisch als Terrasse mit guten Almböden hervor. Einzelne Quellen treten aus.

Roter, tuffiger Dolomitsandstein bildet mehrfach durchschnittlich bis 10 m lange und bis 3 m mächtige Einlagerungen in Schlerndolomit. Sie sind am Wege von der Proßliner Schwaige zum Schlern öfters erschlossen. Bei 2140 m steht hier auch eine kleine Schmitze grüner Tuffe an.

Am Ochsenwald Bach, zwischen P. 1911 und P. 1832, treten im Schlerndolomit Bänke auf, die reichlich Tuffbestand führen. Sie enthalten meist blaßgrünliche, gerundete oder kantige Gerölle verschiedener Größe von feinkörnigem Tuff (südlich P. 1888). Oft sind diese Lagen brecciös. Dazu kommen wieder rote, tuffige Sandsteine und grauer dolomitischer Kalk mit Kalzit und Pyrit in Hohlräumen und auf Klüften.

Schlerndolomit-Augitporphyrserie.

Besonders gut ist die Grenze Schlerndolomit-Augitporphyr am Oberlauf des Duron Baches erschlossen. Schlerndolomitlagen keilen in augitporphyrischen Gesteinen aus; Augitporphyrgänge treten in Schlerndolomit ein. Außerdem ist der Schlerndolomit stellenweise ganz durchsetzt von größeren und kleineren Trümmern von Augitporphyr. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt von $\frac{1}{4}$ —10 m; sie durchsetzen den Dolomit teils saiger, teils liegen sie in ihm als Lagergänge. In der Kontaktzone ist der Schlerndolomit oft „marmor“ähnlich dicht und rötlich oder bräunlich gefleckt und von zahlreichen Sprüngen durchzogen. Er keilt in 1—2 m dicken Lagen im Augitporphyr aus. Dieselben sind oft cipitkalkähnlich, nur (makroskopisch) vollkommen fossilieer. Dafür sind Großoolithstrukturen sehr häufig, auch feinkörnige Oolithe sind zu beobachten. Einzelne Lagen sind von Kieselsäure imprägniert.

Im Grenzbereich beider Gesteine liegen in Schlerndolomit eingebettet zahlreiche Butzen von Augitporphyr. Die Größe dieser Einschlüsse schwankt von $\frac{1}{2}$ cm großen Stücken bis zu Blöcken von mehreren Kubikmetern. Die Stücke sind stets kantig; oft liegen sie so dicht im Dolomit, daß auf 1 m² Anbruchfläche mehrere zu liegen kommen.

Gänge in Schlerndolomit.

Oft noch weitab vom Verbreitungsgebiet des Augitporphyrs treten im Schlerndolomit, vereinzelt auch in seiner unmittelbaren Unterlage (Buchensteiner Schichten und Mendoldolomit) Gänge augitischer Laven auf. Nur wenige sind Lagergänge, die meisten durchsetzen mehr oder weniger steil, meist saiger, als echte Gänge den Schlerndolomit.

Die Lagergänge liegen stets in der Nähe der Buchensteiner Schichten und haben wohl deren Alter. Zwei kleine solche Gänge liegen im Hang ober Weißlahnbad, der eine an der Grenze Mendoldolomit-Buchensteiner Schichten (westlich des Steger Tales bei P. 1556), der andere in Mendoldolomit (oberhalb P. 1289).

Im Tschamin Tal, nnterhalb P. 1526, schaut aus Dolomitschutt schwarzer augitporphyrischer Schutt vor. Er stammt wohl von einem unter Schutt verborgenen Gang in Mendoldolomit.

Unterhalb der Vajolet Scharte steht ein kleiner augitporphyrischer Gang, teilweise durch Hangschutt verdeckt, an. Drei weitere kleine Gänge sind an der NW-Seite der Vajolet Türme.

Ein weiterer, kleinerer augitporphyrischer Lagergang liegt bei der Quelfassung für die Vajolet Hütte.

Schließlich ist noch ein Gang in Buchensteiner Schichten (Dolomit) bei Al Vidoi am nördlichen Berghang von Val d'Udai erschlossen. Alle diese Gänge sind Lagergänge.

Die steil den Schlerndolomit durchsetzenden Gänge treten hauptsächlich im östlichen und südlichen Teil des Rosengarten auf. Bei ziemlichen Schwankungen gegen O und W ist ihr Streichen annähernd N—S gerichtet.

Nur ein einziger solcher Gang liegt im Schlerngebiet, im oberen Teil der Bärenfalle, zwischen Mittagkofel und Tschafatsch. Er wurde schon von Richthofen (43) beobachtet, der darüber schreibt: „Ich fand einen nicht unbedeutenden (Gang) am Weg von St. Cyprian nach der tiefen Schlucht des Schlern Baches . . .“ Zwischen 1800 und 1830 *m* stehen augitporphyrische Tuffe an. Sie enthalten zahlreiche Gerölle von Kalk, ähnlich dem Cipitkalk und grüner bis karminroter, teils porphyrischer, teils melaphyrischer oder blasiger Lava. Die Tuffe werden von dünnen Lagen augitporphyrischer Lava durchzogen. Dieselben fallen steil gegen NO ein.

Die Gänge im Rosengarten treten schon morphologisch deutlich als tiefe Furchen hervor, oft noch spät im Jahre von Schnee erfüllt.

Ein Stück grüne Lava aus dem Gang an der W-Seite des Gran Cront (2778 *m*) enthält zahlreiche kleine Kalkgerölle mit schön erhaltenen kleinen Korallen. Die Kalkstücke, auch jene im Tuff in der Bärenfalle, sind wohl noch in jenen Zustand, den der Schlerndolomit vor seiner Dolomitisierung hatte.

Wo im Schlerndolomit die augitporphyrischen Gänge auftreten, stecken in ihm, ähnlich den Vorkommen am Duron Bach (siehe S. 26), zahlreiche Butzen (durchschnittliche Größe 0.5 *m*) von Laven, so am Antermoja See, am Larsec und am Gran Cront, doch sind an solchen Stellen auch ganz kleine, oft nur millimetergroße „Spritzer“ von Lava zu beobachten. Im Schutt liegen immer wieder Fallstücke von augitporphyrischen Laven. Es sind derartige Einschaltungen wohl viel zahlreicher, als sie auf der Karte dar-

gestellt sind, doch sind ihre Vorkommen durch Schnee, Schutt und Unwegsamkeit des Geländes der Beobachtung entzogen.

Die Gänge stehen häufig in Verbindung mit Brüchen. Im starren Dolomit bilden sie Schwächestellen, die dann von tektonischen Linien benützt wurden.

Kalkstücke, sowie das Auftreten von Tuffen in Gängen, wie auch die dem Dolomit eingestreuten kleineren Stücke von Lava weisen auf ein annähernd gleiches Alter hin wie es der umgebende Schlerndolomit selbst hat.

Raibler Schichten.

Im Arbeitsgebiet sind die Raibler Schichten auf das Schlernplateau beschränkt.

Sie bilden eine verschiedenartig zusammengesetzte Gesteinsfolge von vorwiegend intensiv roter Farbe: Dolomite, Sandsteine (größtenteils dolomitisch) und Mergel. Sandsteine und Mergel führen sehr häufig Bohnerz.

An der SW-Seite des Schlern sind die Raibler Schichten weitaus mächtiger als auf der NO-Seite. Dort (an der SW-Seite) entwickeln sie sich allmählich aus dem liegenden Schlerndolomit.

Am NO-Rand des Schlern fehlt eine geschlossene Bedeckung des Schlerndolomits durch Raibler Schichten. Lediglich in dolinenartigen Löchern sind noch Reste davon erhalten. Bei P. 2352 sind es graue Sandsteine, sonst meist nur wohl nachträgliche Zusammenschwemmungen des leicht verwitterbaren Raibler Materials. Sie gaben neben anderem Anlaß zur Annahme einer Störungslinie am östlichen Schlernrand (siehe S. 35).

Gegen die Roterdspitze hinauf keilen die typischen roten Raibler Schichten allmählich aus. Bei P. 2577 liegen noch geringmächtige rötliche Dolomite und Mergel. Sie biegen hier vom Kamm gegen SO hinunter ab. Am Kamm gegen die Roterdspitze hinauf werden sie von geringmächtigen Dolomiten überlagert, welche dem Aussehen nach dem Schlerndolomit nahekommen, jedoch Raibler Fauna führen.

Dachsteindolomit.

Er ist nur in kleinen Resten am Schlern erhalten. Es ist heller, weißer Dolomit. Über den Raibler Schichten beginnt er teils mit endogenen Breccienlagen (Pez), teils mit Dolomiten, die fast ganz aus Megalodontensteinkernen bestehen (P. 2469). In randlichen Lagen löst sich der Dachsteindolomit allmählich durch Verwitterung in ein Meer loser Blöcke auf, so daß die Feststellung, wie weit wirklich Anstehendes reicht oft auf Schwierigkeiten stößt.

Tektonik.

A. Überschiebungen.

Das nahezu den ganzen W der Dolomiten umfassende Gebiet ist in seiner Tektonik durch große O—W verlaufende Störungsflächen gekennzeichnet, die den in seiner ursprünglichen Anlage muldenförmigen Bau untergliedern.

Wie das Kartenbild zeigt, streichen im N, aufliegend dem kristallinen Sockel, die Gesteine der permotriadischen Schichtplatte frei aus. Die Por-

phyrrplatte als Nordflügel einer groß angelegten Mulde baut im N Höhen um 2300 m auf und steigt gegen S hin allmählich ab. Der Südflügel ist weit außerhalb dieses Gebietes im Fleimser Kamm gelegen. Daß südlich des Tierser Tales die Porphyrrplatte von Welschnofen noch Höhen über 1600 m aufbaut, ist durch tektonische Hebung bedingt.

Von den großen O—W verlaufenden Störungsflächen ist die Villnöber Linie die nördlichste. Eine zweite zieht dem Südgehänge des Grödner Tales entlang (Grödner Linie), die dritte liegt im Tierser Tal (Tierser Linie). Schließlich treten noch größere Überschiebungen an den Hängen der Rosengarten Gruppe gegen das Fassa Tal hin auf.

1. Villnöber Linie.

Die Villnöber Linie wurde von Mutschlechner (32) aus dem Gebiet der Peitlerkofel Gruppe bis Ranui und St. Peter im Villnöb verfolgt. Hier liegt am südlichen Fußgehänge des Villnöber Tales Quarzphyllit dem Grödner Sandstein auf. Von hier aus verläuft die Villnöber Linie, sich immer an das südseitige Talgehänge haltend, bis zu den Höfen von Ganeit, wo sie dann auf die Nordseite des Villnöber Tales übergreift. Hier liegt Quarzphyllit auf Quarzporphyr. Östlich der Einmündung des Flitzer Baches in den Villnöber Bach greift sie noch einmal für ein kurzes Stück auf das südliche Talgehänge über. Hier liegt wieder Quarzphyllit auf Quarzporphyr. Östlich von Pardell (im Villnöber Tal) überquert sie wieder das Villnöber Tal, um dann für längere Zeit auf dieser (nördlichen) Talseite zu verbleiben. Es finden sich keinerlei Anzeichen dafür, daß die Villnöber Linie etwa am südlichen Fußgehänge verläuft. Erst beim Gasthaus Stern, schon nahe dem Ausgang des Villnöber Tales, zeigt der Quarzphyllit des südlichen Talgehanges starke Zerrüttung, die tektonisch entstanden sein könnte. Der sonst flach nach SW bis SO einfallende Quarzphyllit fällt hier ziemlich steil gegen N ein. Weiter gegen W sind keinerlei Anhaltspunkte gegeben, welche eine Festlegung des weiteren Verlaufes der Villnöber Linie ermöglichen. Erst am westlichen Eisak Ufer zeigt H. P. Cornelius (13, S. 177) am Gehänge zwischen Kloster Säben und Pardell (bei Klausen) die weitere Fortsetzung der Villnöber Linie auf. Cornelius nimmt an, daß die Villnöber Linie von der oben beschriebenen Stelle beim Gasthaus Stern am südlichen Talgehänge weiterverlaufen muß, südlich vorbei an Gufidaun, in dem Tälchen, das von Gufidaun gegen W zum Eisak Tal hinabzieht. Irgendwelche Aufschlüsse oder starke tektonische Zerrüttung im Quarzphyllit, welche die Annahme H. P. Cornelius bestätigen würden, finden sich nicht, es wurde daher auch von einer Einzeichnung meinerseits in die Karte Abstand genommen.

2. Grödner Linie.

Im Grödner Tal zieht an den N-Abhängen von Puflatseh und Pizberg eine große Störungsfläche entlang. Ihr Ausstrich sei hier in Anlehnung an die ähnlichen Störungen im Villnöber und Tierser Tal kurz als Grödner Linie bezeichnet (Puffer Störung). Im W verliert sie sich unter Bergsturz- und Gehängeschutt im NW-Hang des Puflatseh. Hier, im Quellgebiet des Prem Baches zeigen nur zahlreiche Fallstücke von Buchensteiner Schichten und Mendeldolomit mit sehr schönen Harnischen (besonders zahlreich am Wege oberhalb der Schafer Hütte 1473 m) das Vorhandensein dieser Störungs-

fläche an. Vielleicht hängt auch die große Mächtigkeit der Werfner Schichten am Morinser Berg östlich Kastluth mit dem Ausstrich dieser Störung zusammen (vgl. Mojsisovics, 31, S. 146). Gegen O dentet ein Absatz im Steilabfall des Augitporphyrs, der sich an der Fortschelle (P. 1970) sogar zu einer gegenfälligen, flachen Kuppe verbreitert, den ungefähren Ausstrich der Grödner Linie an. Ihr genauer Verlauf kann bei der starken Schuttbildung des Augitporphyrs nicht festgestellt werden.

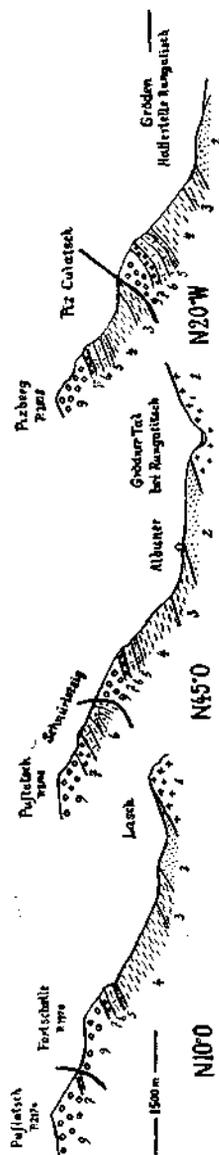


Fig. 4. Profile durch die Nordhänge der Seiser Alm.

1 = Quarzporphyr; 2 = Grödner Sandstein; 3 = Bellerophon-Schichten; 4 = Werfner Schichten; 5 = Unterer Muschelkalk; 6 = Mendoldolomit; 7 = Buchensteiner Schichten; 8 = Augitporphyrserie

Erst von der Fortschelle an ostwärts tritt die Störung auch in der Schichtfolge deutlich hervor (siehe Fig. 4). Die normale Schichtfolge reicht bis zum Augitporphyr, oberhalb der Störung wiederholt sie sich vom Mendoldolomit an. Zwischen Fortschelle und der O-Kante des Pufletsch (Schnürksteig) ist hin und hin Umbiegen der Hangendscholle mit steilem Fallen gegen N zu beobachten (Schleppung) (siehe Fig. 4). Vom Schnürksteig an weiter ostwärts kommen im tiefen Einschnitt des Pufler Baches auch noch tiefere Glieder der Hangendscholle zu Tage (Werfner und Bellerophon-Schichten). Auch letztere (schwarze Kalk und Dolomite) zeigen südlich Pufletsch durch Schleppung erzeugtes Umbiegen liegendster Teile. Vom Pufletsch an zieht die Grödner Linie wieder hinauf zum Piz Culatsch und von hier ziemlich waagrecht am Hang hinüber nach Pilat, wo sie dann zum Piz Bach absteigt. Westlich Putschatschg mündet sie nächst P. 1277 in die Sohle des Grödner Tales. Oberhalb Pufletsch werden die höheren Schichtglieder der Liegendscholle von der Störung abgeschnitten, so daß die Werfner Schichten von Bellerophon-Schichten überfahren werden. Erst an der W-Seite des Piz Culatsch tritt auch wieder das liegende Mendoldolomitband mit den überlagernden Buchensteiner-Schichten — und am Piz Culatsch auch noch Augitporphyr — zu Tage (siehe Fig. 4).

Der Ausstrich der Grödner Linie zeigt alle Merkmale einer steilstehenden Überschiebung, besonders steil steht sie am Pufletsch, jedoch fehlen für die Annahme eines Bruches, wie

dies früher geschehen ist (Mojsisovics, 31; Ogilvie Gordon, 35) die Voraussetzungen. Im Strobl Graben (an der O-Seite der Fortschelle), durch welchen der Bruch herabziehen sollte (35), ist keine Spur einer Schichtverstellung zu beobachten. Nördlich des Grödner Tales sind keinerlei Anzeichen für eine sichere Fortsetzung der Grödner Linie gegeben. Nur westlich Sankt

Christina könnte eine kleine Störung, an der Muschelkalk und Mendeldolomit an Werfner Schichten scharf abschneiden, eine Fortsetzung bilden.

2a. Pitschbergüberschiebung.

Eine nicht unbedeutende Überschiebung liegt am Pitschberg vor (Pitschbergüberschiebung).

Auf die normale Schichtfolge, die zwischen St. Ulrich und P. 2174 (westlich Pitschberg) geschlossen vom Quarzporphyr bis einschließlich Mendeldolomit reicht, sind die triadischen Schichtglieder angefangen von den Werfner Schichten bis hinauf zu den Buchensteiner Schichten, die den Gipfel des Pitschberges aufbauen, überschoben.

Der Ausstrich dieser Störungsfläche läßt sich von Plesch d'Inaz bis gegen P. 2174 verfolgen. Sie verläuft hier zwischen Mendeldolomit im Liegenden und Werfner Schichten im Hangenden. Von P. 2174 steigt sie in nördlicher Richtung ab bis an das Fußgehänge des Kuka Sattels. Hier ist sie nochmals erschlossen, Bellerophon-Schichten sind auf Werfner Schichten aufgeschoben. Ihre Fortsetzung liegt in Werfner Schichten, in denen sie schembar ausläuft. Eine Verlängerung entlang dem W-Abhang der Seceda und ein Ausstreichen am Seceda Gipfel, wie es Ogilvie Gordon (35) in ihrer Karte einzeichnet, ist nicht ersichtlich.

Wenn auch ein Zusammenhang zwischen Pitschbergüberschiebung und Grödner Linie nicht nachweisbar ist, so gibt es doch manche Gesichtspunkte, die dafür sprechen. Hier wie dort bilden die Basis der hangenden Scholle Bellerophon- und Werfner Schichten, das Hangende der liegenden Scholle Mendeldolomit und Buchensteiner Schichten. Weiter fällt auf, daß in beiden Fällen die Überschiebungsfläche ziemlich steil steht.

3. Tierser Linie.

Ihr Vorhandensein wird in erster Linie durch den Gegensatz der beiderseitigen Talhänge des Tierser Tales angezeigt. Während auf der N-Seite die permischen Auflagerungen der Quarzporphyrdecke (Grödner Sandstein und Bellerophon-Schichten) bis auf die Talsohle reichen, reicht auf der S-Seite der Quarzporphyr bis in Höhen, in denen auf der N-Seite bereits mittlere Trias ansteht. Der genaue Verlauf dieser Störungslinie läßt sich für große Strecken nicht genau feststellen. Nur an zwei Stellen tritt ihr Ausstrich zu Tage. Auf den Traunwiesen, östlich St. Cyprian grenzen Bellerophon-Schichten (Mergel und Rauhacken) an Quarzporphyr. Sie fallen steil (65°) nach N. An der Mündung des Baches aus der Wolfgrube in den Breibach erreicht der Grödner Sandstein, der vom Felseckhof herüberzieht, die Tiefenlinie des Tierser Tales. Bei P. 969 steht er sogar noch auf der linken Bachseite an. Unmittelbar anschließend bauen quarzporphyrische Gesteine das ganze südliche Talgehänge auf, das Höhen über 1600 m aufweist. Westlich P. 969 kommt der Ausstrich der Tierser Linie in die Quarzporphyrserie zu liegen, wo sie wohl rasch ausläuft. Auch gegen O verliert sich die Tierser Linie, die bei Tiers eine so gewaltige Schichtverstellung bewirkt hat, ziemlich unvermittelt, ihre letzten Ausläufer ziehen über den Vajolet Paß — die Störung hat hier schon ganz den Charakter eines untergeordneten Bruches — und bedingen hier den Wechsel im Schichtfallen des Schlerndolomites. Im N herrscht N-Fallen, im S mehr söhliche Lagerung (vgl. Mojsisovics, 31).

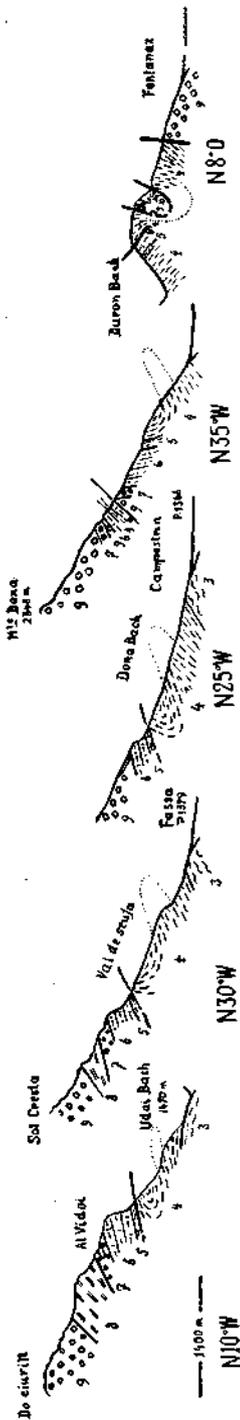


Fig. 5. Profile durch den rechten Talhang zwischen Mazzin und Campitello in Fassa.
 3 = Bellerophon-Schichten; 4 = Werfner Schichten; 5 = Unterer Muschelkalk; 6 = Mendeldolomit; 7 = Buchensteiner Schichten; 8 = Schlerndolomit; 9 = Augitporphyrserie; 10 = tektonische Mischungszone.

4. Die Störungen im Fassa Tal.

An den O-Hängen der Rosengarten Gruppe führte eine antikinale Aufwölbung, die sich nach NO in der ähnlich gebauten Rodella fortsetzt (Mutschlechner, 33), zu einer Reihe tektonischer Dislokationen (siehe Fig. 5). Die Fußgehänge werden zur Hauptsache von Werfner Schichten aufgebaut. Nur zwischen Mazzin und Campestrin und im Udai Tal bei P. 1470 kommen noch Belleophon-Schichten zum Vorschein. Die Werfner Schichten zeigen starke Faltungen und Verbiegungen nach allen Richtungen. Unter diesen tritt jedoch ein Faltenzug hervor, der aus Mulde und Sattel besteht. Er ist vom Udai Tal his an die Hänge bei Fontanaz hinauf deutlich zu verfolgen. Ob auch zwischen Udai Tal und Vajolet Tal (Rio di Sojal) gleiche Verhältnisse vorliegen, kann wegen der starken Schuttbedeckung nicht beobachtet werden. Im Bereich der starren Gesteine (Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Augitporphyrserie), die besonders die höheren Hangteile aufbauen, sind die Falten zerrissen. Es treten hier Schubflächen auf. Es sei aber gleich vorweg genommen, daß dieselben Längserstreckung haben. Die Querbrüche, wie sie auf der Karte von Ogilvie Gordon (35) dargestellt sind, fehlen überhaupt. Eine der Hauptschubflächen zieht ziemlich hoch am Hang durch. Sie beginnt mit zwei Ästen im Duron Tal innerhalb Pozzates in Form steil geneigter Verwerfungen, wobei die Schichten — obere Teile der Werfner Schichten bis Buchensteiner Schichten — verworfen werden. Schleppungen sind an randlichen Teilen zu beobachten. Unterhalb Pra da Molin vereinigen sich die beiden Störungen zu einer ausgesprochenen Überschiebungsfäche. Sie trennt zuerst Mendeldolomit im Hangenden von Buchensteiner Schichten und Agglomeraten mit Augitporphyr im Liegenden (siehe Fig. 5), später leicht bergem (NW) fallenden Mendeldolomit von solchem, der mehr oder weniger gleichsinnig dem Hang fällt (SO). In ihrem weiteren Verlauf treten auch Fetzen von Werfner Schichten auf, auch spaltet sich die Störung mehrfach auf. Rechts (südlich) des

Dona Baches vereinfacht sich das tektonische Bild. Hier hat offenbar die Grenze Mendeldolomit (Unterer Muschelkalk)—Werfner Schichten als Bewegungshorizont gedient (siehe Fig. 5).

Bei Monzon reicht die Schichtfolge von Werfner Schichten bis Mendeldolomit, der bei P. 1738 ansteht. Darüber wiederholt sich die normale Schichtfolge wieder von den Werfner Schichten an aufwärts. Zwischen den beiden Mendeldolomithändern liegt ein Höhenunterschied von rund 100 m. Mangel an Aufschlüssen verhindert die Entscheidung, ob sich der untere Mendeldolomit etwa weiter gegen das Udai Tal hin fortsetzt. Ähnliche Verhältnisse treten auch südlich des Vajolet Tales (Rio di Sojal) auf. Hier liegt ebenfalls der normalen, noch von höheren Schichtgliedern überlagerten Mendeldolomitplatte von Ciampedia (vorderster Punkt P. 1904) ein kleiner Rest einer tieferen, bei P. 1835 vor. Man könnte zur Ansicht neigen, daß es sich hier um eine Fortsetzung der Überschiebung an den Abhängen des Mte. Dona handelt.

Am verwickeltsten ist der Bau der Hänge ober Campitello. Den Fuß bildet Augitporphyr, dem nach oben Agglomerate folgen. An einer steilstehenden Störung grenzt er an Werfner Schichten. Diese bilden eine tiefe Mulde. Im N, am Hang gegen das Duron Tal hin, überlagern sie Mendeldolomit. In diese Werfner Schichten wurde von oben her eine Scholle jüngerer Gesteine eingepreßt (Unterer Muschelkalk, Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Augitporphyr, siehe Fig. 5). Alle diese Gesteine sind stark durcheinander gepreßt, so daß sie schon nach kurzer Erstreckung immer wieder wechseln. Es handelt sich mehr um eine tektonische Vermischungszone. Soweit es möglich war, wurden auf der Karte die einzelnen Glieder getrennt ausgeschieden, doch enthält die auf der Karte nordöstlich Crousch eingezeichnete Scholle von Mendeldolomit auch die andern oben angeführten Gesteine. Wie zertrümmert diese starren Gesteine sind, zeigt ein Aufschluß am Eingang ins Duron Tal (rechte Seite) gleich hinter den letzten Häusern von Campitello. Den Werfner Schichten der liegenden Scholle ist zum Teil stark zertrümmerter Mendeldolomit auf- und eingepreßt. Er macht bei Ansicht aus einiger Entfernung den Eindruck von Bergsturzschutt. Dies scheidet jedoch bei genauerer Betrachtung und wenn man diese Gesteine weiter hinauf verfolgt, aus.

Der Störung, die die Werfner Schichten bei Crousch vom Augitporphyr trennt (siehe Fig. 5), kommt vielleicht größere Bedeutung zu. Bei Campitello wird nämlich das linke Talgehänge des Fassa Tales — von geringfügigen Einlagerungen abgesehen — bis hoch hinauf von augitporphyrischen Gesteinen aufgebaut. An den rechten Talhängen hingegen stehen Sedimente der unteren und mittleren Trias an. Um diesen Gegensatz zu erklären, muß man entweder annehmen, daß der Augitporphyr links nahe seiner Eruptionsstellen steht, oder es muß eine beträchtliche Störung zwischen linker und rechter Talseite liegen. Ihr Ausstrich ist danu größtenteils unter der Talsohle durch Schutt verdeckt.

B. Brüche.

Gegenüber den großen Störungsflächen (Überschiebungen) tritt die Bedeutung der Brüche wesentlich zurück. Sie sind in erster Linie in starren Gesteinen, wie Mendeldolomit, Schlerndolomit und Angitporphyr zu beobachten, die sie oft in großer Zahl auf enge Erstreckung durchsetzen.

Eine Reihe solcher Brüche liegt im Kammstück Seceda-Pitschberg und an dessen S-Abhängen. Mit geringen Sprunghöhen durchsetzen sie die Schichtplatte Unterer Muschelkalk-Mendeldolomit-Buchensteiner Schichten-Augitporphyr. An der S-Seite des Pitschberges liegen die Sprunghöhen um 60 bis 80 m.

Untergeordnete Störungen liegen westlich St. Christina; ihre genaue Verfolgung ist durch Moränenschutt und Vegetationsbedeckung erschwert.

Ein untergeordneter Bruch durchsetzt am Ausgang des Saltrie Tales den Mendeldolomit. Er tritt morphologisch in einer senkrechten Felswand hervor, die quer zum Tal steht.

Kleine Brüche sind im Saltrie Tal innerhalb P. 1540 erschlossen. Hier liegen auf der linken Talseite in Augitporphyr kleine Schollen von Buchensteiner Schichten. Sie werden von drei Brüchen abgeschnitten. An den Bruchflächen selbst ist Verbiegung und Schleppung der Buchensteiner Schichten zu beobachten.

Wo auf der Seiser Alm die weichen und schmiegsamen Wengener Schichten liegen, ist der Verlauf von Bruchlinien nur selten festzustellen. Nur westlich Heißböck, am Kamm zum Pitzberg hinauf wird ein solcher durch gegen N fallende Cassianer Schichten angedeutet, da sonst das Schichtfallen gegen S gerichtet ist.

An der W-Seite des Puflatsch sind mehrere kleine Brüche im hier durchziehenden Mendeldolomitband sichtbar. Ihre Sprunghöhe schwankt zwischen 5 und 10 m. An den Hängen von Unternon gegen den Puflatsch, die aus Augitporphyr bestehen, sind schöne Harnischflächen zu beobachten. Sie fallen ungefähr gleichsinnig dem Hang. An diesen Brüchen ist wohl das ganze Gebiet von Unternon abgesehen, wobei die Wengener Schichten zertrütert wurden (siehe S. 22). Außerdem brachen später (postglazial) zufolge der tektonischen Auflockerung durch die Brüche begünstigt, aus Augitporphyr Bergsturzmassen los.

Über den Spitzbühel, am W-Rand der Seiser Alm, zieht ein kleiner Bruch in NS-Richtung. Sein N-Ende ist durch Moränenschutt verdeckt, im S setzt er durch Augitporphyr ab. Dieser zeigt hier schöne mit Hämatit beschlagene Harnischflächen. Durch diese Verwerfung werden am Spitzbühel Wengener und Cassianer Schichten abgeschnitten.

Eine Bruchlinie größerer Bedeutung durchsetzt das Schlernmassiv. Sie kommt an der NO-Seite des Schlern durch den Gamssteig herauf, überquert das Schlernplateau in SW-Richtung, übersetzt den Schlerngraben und zieht zur Scharte zwischen Tschafatsch und Mittagkofel hinauf. Sie folgt dann der Bärenfalle hinunter ins Tschamintal. Dabei spaltet sie in zwei Äste auf. In der Nähe der Tierser Linie, oberhalb der Traunwiese bei St. Cyprian läuft diese Störung dann in Werfner und Bellerophon-Schichten aus. Im nördlichen Teile des Bruches ist Schichtverstellung deutlich zu beobachten. Wo der Gamssteig den Plateaurand erreicht, steht links (N) der Störung Schlerndolomit an. Er fällt gegen NW. Rechts (S) sind Raibler Schichten, die gegen S, weiter oben gegen N fallen. Am Schlernplateau stehen beiderseits Raibler Schichten an. Nur nächst P. 2394 schaut nördlich der Störung noch einmal Schlerndolomit vor. Sehr deutlich ist die Schichtverstellung am SW-Rand des Schlern, wo die Störung durch das in Schlerndolomit liegende Lavaband schneidet. Der Verwerfungsbetrag macht hier 20 m aus. Vom Schlerngraben

weiter nach S fehlt eine deutliche Schichtverstellung, der Bruch tritt nur mehr morphologisch hervor. An der Kesselschneide, südlich des Tschamintales zeigt der Mendeldolomit starke tektonische Zertrümmerung (siehe S. 16). An der Störung, die nach ihrem Auftreten am Gamssteig kurz als Gamssteigverwerfung bezeichnet werden möge, ist die nördliche Scholle gegenüber der südlichen gehoben worden. Am N-Ende der Gamssteigverwerfung treten beiderseits Parallelbrüche auf. Einer durchsetzt nordöstlich des Pez von P. 2470 den Schlerndolomit bis zu den Wengener Schichten nördlich P. 1891, die noch tektonische Zertrümmerung zeigen (siehe S. 20). Ein weiterer Bruch durchzieht östlich der Gamssteigverwerfung den Schlernhang. Er kreuzt den Schlernweg bei P. 2177 und tritt hier morphologisch als weite, offene Kluft schluchtartig hervor. Bei P. 1737 trifft diese Verwerfung die Wengener Schichten. Sie ist hier gut erschlossen, streicht N 10° O und steht saiger. Die Sprunghöhe beträgt 30—40 m (siehe S. 21).

Am Rande des Schlernplateaus gegen die Seiser Alm beschrieb Rothpletz (44; 45) eine Verwerfung, die auch von Ogilvie Gordon (35) auf ihre Karte übernommen wurde. Mit dieser Störung wollte man einige Erscheinungen erklären, wie den Wechsel im Schichtfallen des Schlerndolomits, das Auftreten von Resten von Raibler Schichten, die gegenüber dem Hauptverbreitungsgebiet am Schlernplateau tiefer liegen sowie ein Abbiegen der Raibler Schichten westlich der Roterds Spitze gegen S. Alle diese Erscheinungen lassen sich jedoch vollkommen befriedigend auch ohne Störung erklären. Zunächst der Wechsel im Schichtfallen des Schlerndolomits. An den Hängen gegen die Seiser Alm hin ist wiederholt gleichsinnig dem Hang verlaufendes Fallen zu beobachten, während am Schlern selbst, so weit der Schlerndolomit hier überhaupt eindeutige Schichtung zeigt, mehr söhliche Lagerung herrscht. Nun stellt aber der O-Hang des Schlern die Riffböschung dar, wie schon das Auftreten der Übergangsschichten von Schlerndolomit zu Cassianer Schichten zeigt (siehe S. 26). Mithin ist ein Einfallen der Schichten nach außen nicht verwunderlich, ebensowenig, wie flache Lagerung im Innern. Was nun die Reste tiefer gelegener Raibler Schichten anbelangt, so wurde schon oben ausgeführt, daß dieselben in dolinenartigen Mulden der Schlerndolomitoberfläche liegen (siehe S. 28, 44). Es sei nun dahin gestellt, welches Alter diese Dolinen haben, ob sie junge Bildungen sind, in denen nachträglich Raibler Material zusammengeschwemmt wurde, oder ob sie etwa Bildungen sind, die dem Alter nach den Verkarstungserscheinungen an der Oberfläche des Wettersteinkalkes der nördlichen Kalkalpen (Ammergauer Alpen) zu vergleichen sind, für die Steinmann¹⁾ präkarnisches Alter nachgewiesen hat. Die Auflagerung der Raibler Schichten wäre dann primär. Sicher ist jedenfalls, daß die Mulden dolinenartige Bildungen sind. Vom Schlernplateau ziehen die Raibler Schichten gegen die Roterds Spitze hinauf. Westlich derselben biegen sie gegen P. 2577 nach S ab. Es liegt hier eine kleine Schichtverbiegung vor (Flexur). Nirgends jedoch treten am östlichen Schlernrand Anzeichen einer Störung, wie sie die Rothpletz'sche Schlernrandverwerfung vorstellt, auf.

Nach Ogilvie Gordon (35) setzt sich diese Verwerfung an der S-Seite der Roterds Spitze und darüber hinaus fort. Die dem Schlerndolomit ein-

¹⁾ Kockel C. W., Richter M., Steinmann H. G., Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wiss. Veröff. d. D. u. Ö. A. V., 10., Innsbruck 1931.

gelagerten Laven werden dadurch mehrfach abgeschnitten. Dieses hier nicht geschlossene Auftreten der Lava erklärt sich aber sehr einfach aus der Tatsache, daß sie in ihrem ganzen Verlauf gegen das Innere des Schlermassivs, hier also gegen N, auskeilt.

Ein bedeutender Bruch mit einer Sprunghöhe von rund 150 m setzt über den Tschafon. Sein Ausstrich ist nicht genau festlegbar, sein Vorhandensein durch den großen Höhenunterschied der Mendeldolomitbänder am S-Hang des Tschafon bewiesen: Nördlich der Kapelle St. Sebastian (bei Tiers) in 1480 m (bei P. 1475), südsüdöstlich St. Sebastian in 1320 m.

Eine kleine Störung zieht an der O-Seite der Coronelle schräg gegen N. Bei P. 2657 (Baumann Paß=Forca di Davoi) setzt sie auf die W-Seite des Rosengarten hinüber. Der Schlerndolomit ist an dieser Störung fein mylonitisch zerrieben.

An den Hängen der Dirupi di Larsec, der Pta. di Canalone und des Aut da Monzon treten mehrfach Brüche auf, sie verwerfen das Buchensteiner Band oft mit bedeutender Sprunghöhe und treten dadurch deutlich hervor.

Der Schlerndolomit im Schlern und Rosengarten wird von Scharen von Klüften durchzogen, die alle tektonischen Linien folgen, nur sind dieselben tektonisch ganz untergeordneter Bedeutung. Sie wurden auf der Karte nicht eingetragen. Für die Einzeichnung einer Störung wurde wahrnehmbare Schichtverstellung zur Voraussetzung gemacht. Die bedeutenderen dieser tektonischen Klüfte treten ohnehin in der Kartenzeichnung hervor. Sie boten Leitlinien für die Erosion (z. B. Schlernklamm).

Zum Schlusse sei noch darauf hingewiesen, daß die meisten der von Ogilvie Gordon (35) verzeichneten Störungen (Brüche) nicht vorhanden sind, ebenso, wie für Torsionserscheinungen keine Anhaltspunkte beigebracht werden können.

C. Tektonisches Gesamtbild.

Aus den oben beschriebenen Störungen ergibt sich ein verhältnismäßig einfaches Bewegungsbild. Die drei großen, vom Außenrand (W-Rand) der Dolomiten gegen das Innere verlaufenden Störungen teilen das Gebiet in große tektonische Einheiten. An den meist steil gegen S fallenden Schubflächen haben wohl keine weitreichenden Transporte stattgefunden, man wird aber nicht fehl gehen, wenn man geringfügigere Überschiebungen annimmt.

Aus Streichen und Fallen der Schubflächen kann auf von S nach N gerichtete Bewegung geschlossen werden.

Am stärksten macht sich der S—N-Schub an der Villnößer Linie bemerkbar, die sich noch weit gegen O bis nahe ins Campiller Tal verfolgen läßt (Mutschlechner, 32). Die Grödner und Tierser Linie sind gegenüber der Villnößer Linie weit weniger bedeutend, sie greifen auf eine viel kürzere Strecke in die Dolomiten ein.

Auf den möglichen Zusammenhang zwischen Grödner Linie und Pitschbergüberschiebung wurde schon oben hingewiesen. Der Ausstrich der Pitschbergüberschiebung verläuft annähernd rechtwinkelig zur Grödner Linie. Nimmt man an, daß beide, Pitschbergüberschiebung und Grödner Linie, Teile derselben Bewegungsfläche sind, so kann man dieses Zurückspringen der Hangendscholle gegen St. Christina durch gegen O gerichtete Rückerosion erklären.

Durch den Vorschub gegen N wurden die starren Gesteinsplatten vielfach zerbrochen und die einzelnen Bruchschollen zum Teil gegeneinander verschoben. Starke Faltungen über weite Gebiete fehlen, wohl sind aber gelegentlich die schmiegsamen Geseine (z. B. Bellerophon-Schichten, Werfner Schichten) örtlich leicht gefaltet.

Eine seichte aber immerhin über große Strecken verfolgbare Mulde liegt im Gebiete der Seiser Alm, ihren N-Flügel bilden der Puffatsch und der Piz Berg, den S-Flügel die Höhen zwischen Schlern (Roterdspitze) und Fassa Joch. Beiderseits des Saltrie Tales bei der Tirler Schwaige bilden Wengener und Cassianer Schichten eine Flexur. Die Mulde setzt sich gegen O im Langkofel fort.

Ausgedehnte Sattelbildungen fehlen, lediglich im Fassa Tal sind zwischen Campitello und Mazzin die Schichten in einem schmalen Streifen zu einer antiklinalen Aufwölbung emporgehoben.

Morphologie.

I. Selektive Morphologie.

Auf das morphologische Gesamtbild haben größten Einfluß einerseits die Gesteinsfolge, andererseits die Lage der einzelnen Schichten. In erster Linie treten nur größere geologische Einheiten hervor, kleinere Einschaltungen machen sich überhaupt nicht oder nur untergeordnet im Landschaftsbild bemerkbar.

Quarzphyllithänge sind schon auf weite Sicht an ihren flachen, sanften Formen kenntlich, nur dort wo quarzitische Einlagerungen auftreten, ist steileres Gehänge, das in den Gräben oft zur Bildung kleiner Wandstufen neigt, gegeben. Durch die Kalkarmut der Verwitterungsböden des Quarzphyllits bedingt, sind dieselben ein verhältnismäßig ungünstiger Ackerboden.

Große Siedlungen (Gufidaun, Lajen usw.) sind wohl in erster Linie siedlungsgeschichtlich bedingt, da die Anlage auf alten Landoberflächen besonders günstige Bedingungen bot.

Die tonigen Verwitterungsrückstände der Quarzphyllitböden führten allenthalben zu mehr oder weniger ausgedehnten Versumpfungen, da sie den normalen Wasserablauf verhindern (z. B. südlich des Tschamberges).

Die größere Steilheit der Quarzphyllithänge im S des Villnöber Tales ist darin bedingt, daß hier die Schichtköpfe angeschnitten sind, während die Hänge gegen das Grödner Tal gleichsinnig dem Schichtfallen liegen.

Der Amphibolit (bei Gufidaun), gegenüber dem Quarzphyllit ein widerstandsfähigeres Gestein, tritt aus seiner Umgebung als kleine, vom Eis überschleifte Kuppe hervor. Auch die Schlucht am Ausgang des Villnöber Tales ist durch das Auftreten härteren Gesteins (z. T. Amphibolit und Klausenit) bedingt.

Der Verrucano tritt infolge seiner geringen Mächtigkeit im Landschaftsbilde nicht hervor.

Auch der Melaphyr und seine Tuffe machen sich nur örtlich bemerkbar, die Laven bilden kleine Wandstufen, die leichter verwitterbaren Tuffe flachere, dicht bewachsene Hänge.

Über den zumeist sehr sanft geneigten Hängen des Quarzphyllits, bzw. über den nur schwach hervortretenden basalen Bildungen folgt die im Landschaftsbild überall deutlich sich abhebende Porphyrlatte. Ihre Ränder brechen als steile Wandstufen ab (am N-Rand der Raschötzer Porphyrlatte über 300 m). Der Quarzporphyr ist gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig, die Böden sind wenig fruchtbar.

Die Tufflagen bilden zufolge ihrer leichteren Verwitterbarkeit und ihrer größeren Wasserführung für Bebauung geeignete Flächen. Liegen die Tuffe zwischen Porphyr, so bilden sie flache Terrassen, hervorgegangen aus der Rückverwitterung des hangenden Porphyrs.

Grödner Sandstein bildet flachwellige, sanfte Geländeformen, nur in Rissen bildet er steile, stark zerklüftete und brüchige Hangpartien.

Ähnliche Formen herrschen im Verbreitungsgebiet der Bellerophon-Schichten vor, nur die zwischengeschalteten Gipslagen springen oft als Leisten vor.

Das Verbreitungsgebiet der Werfner Schichten kennzeichnet sich durch steilere Hangformen, ihr Schichtausstriche kommen meist in die Waldregion zu liegen. In Wasseranrissen führt der stetige Wechsel weicherer und härterer Schichten zu schrofigen Steilhängen.

Auf diese, mehr oder weniger flache Formen bildenden Gesteine folgt eine Serie dolomitischer und kalkiger Gesteine.

Der Mendeldolomit tritt trotz seiner geringen Mächtigkeit als wohl ausgeprägte Wandstufe deutlich hervor. Auch im Waldgelände, wohin seine Ausstriche meistens fallen, hebt er sich schon zufolge seiner hellen Anwitterungsfarbe gut heraus.

Die Buchensteiner Schichten mit ihrem bunten Wechsel von härteren und weicheren Schichten bilden in jenen Teilen, wo sie von Schlerndolomit überlagert werden, ein mehr oder weniger breites sich deutlich abhebendes Schuttband (Rosengarten W-Seite); wo sie aber von augitporphyrischen Gesteinen überlagert werden, ist ihr Hervortreten im Landschaftsbild wenig auffällig, lediglich die Knollenkalke bilden kleine Wandstufen.

Hauptfelsbildner im Gebiet ist der oft ungliederte Schlerndolomit. Am Schlern, wo er von Raibler Schichten überlagert wird, bildet er einen mehr einheitlichen Klotz, der mit steilen Wänden abbricht. Nur randlich lösen sich manchmal einzelne turmartige Felszacken ab. Im Rosengarten, wo eine schützende Bedeckung durch Raiblerschichten fehlt, bildet er reichgliederte Grate.

Wo an Schlerndolomit augitporphyrische Gesteine grenzen, heben sich dieselben schon durch ihre dunkle Farbe vom hellen Dolomit ab. Die augitporphyrischen Laven brechen mit steilen, von kleinen Wänden durchsetzten Hängen ab. Die Tuffe erweisen sich nach ihrer Korngröße mehr oder weniger widerstandsfähig. Tuffkonglomerate geben ähnliche Formen wie die Laven, feinkörnige Tuffe neigen zu weicheren Hangformen. In Anrissen wittern sie oft „wollsackförmig“ an (nächst Seiser Alpenhaus; oberes Duron Tal).

Die sanften, welligen Formen der Seiser Alm sind durch das Auftreten der weichen und leicht verwitterbaren Wengener und Cassianer Schichten bedingt. Am Schlern, wo Wengener Laven und Tuffe zwischen Schlerndolomit liegen, treten dieselben als wohl ausgebildete Felsterrasse hervor. Zuzufolge ihrer leichten Verwitterbarkeit tragen sie eine dichte Grasnarbe.

Auf den Raibler Schichten, die sich im Landschaftsbild nicht besonders bemerkbar machen, liegen in Form kleiner Kuppen geringmächtige Reste von Dachsteindolomit; sie heben sich über den schön begrünzten Raibler Schichten deutlich als weiße Felsen ab.

Die auffälligste Erscheinung im Gesamtlandschaftsbild ist das Auftreten großer, über weite Flächen hin sich einheitlich fortsetzender Verflachungen (siehe Fig. 6). Schon Richthofen (43) wies darauf hin. Er unterschied ein Waldplateau (Quarzporphyrplateau) (siehe 1 in Fig. 6), ein Tuff- oder Almplateau — letzteres in zwei Stufen, einer nördlichen tieferen (Seiser Alm) und einer südlichen höheren (Gebiet des Augitporphyrs Auf der Schneid, am Palaccia und am Mte. Dona (2 a und b in Fig. 6) — und als drittes andeutungsweise das Dolomitplateau (Schlern) (3 in Fig. 6). Bedingt wird diese Erscheinung durch den Wechsel härterer und weicherer Gesteine. Die unterste

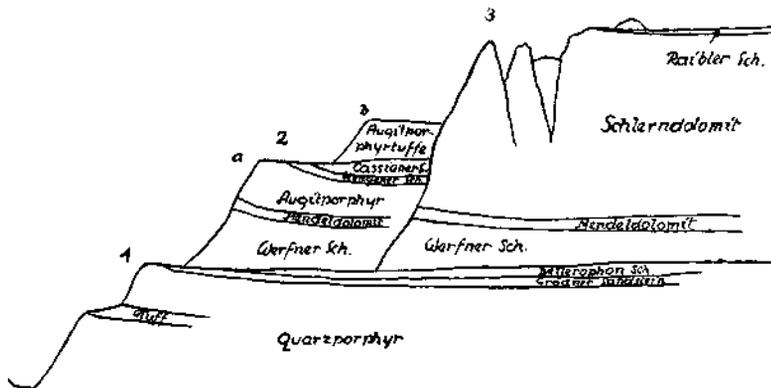


Fig. 6. Schema der Hauptverebnungen.

1 = Quarzporphyrplateau; 2 = Tuff-(Alm-)Plateau, 2a = Seiser Alm, 2b = Pallaccia; 3 = Dolomitplateau (Schlern).

Steilstufe fällt im wesentlichen mit den Abbrüchen der Quarzporphyrplatte zusammen, die oberste mit den Wänden des Schlerndolomits. Die sie trennende mittlere Stufe tritt nur im Bereiche der vulkanischen Fazies hervor. Ihr Steilabfall fällt mit den Ausstrichen von Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Augitporphyr zusammen. Wo im mittleren Plateau (Tuffplateau) die weicheren und daher leichter abtragbaren Wengener und Cassianer Schichten auftreten, ist die Plateauoberfläche etwas abgesenkt, so daß sich, wie schon Richthofen beobachtet hatte, dieses Flächensystem fallweise in zwei Teile gliedert.

Im engen Anschluß an das Auftreten dieser in erster Linie durch die selektive Abtragung entstandenen Verflachungszonen hält sich die Verbreitung der menschlichen Siedlungen. Das unterste Plateau, zum Teil von Grödner Sandstein, Bellerophon-Schichten und fallweise durch Grundmoräne gebildet, trägt zahlreiche Siedlungen (Kastluth, Seis, Völs, Ums usw.), das mittlere Plateau bildet die fruchtbaren Almböden der Seiser Alm und Aschkler Alm.

Außere Teile von Grödner und Villnößer Tal zeigen eine auffallende Ungleichheit im Talquerschnitt. Bei beiden sind die N-seitigen Talbänge weit aus flacher und sanfter als die S-seitigen. Der Grund hierfür liegt im Ein-

fallen der Gesteine, das nach S geneigt ist. Beim Tiefereinschneiden der Täler ist die Erosionsbasis allmählich auf den Schichtplatten abgerutscht, die Tiefenlinie des Tales hat sich dabei allmählich nach S verschoben. Die S-seitigen Talhänge waren dadurch stärker der Erosion ausgesetzt, sie wurden vorzu unterschritten, was sich in steileren Hangformen bemerkbar macht.

Neben dieser selektiven Morphologie, die das Gesamtbild in seinen typischen Grundzügen gezeichnet hat, macht sich auch noch tektonische Morphologie allenthalben bemerkbar.

Ampferer (3, S. 259) weist bereits auf die in den Dolomiten so häufig auftretende Turmbildung hin und erklärt diese Erscheinung entweder als eine Zersprengung starrer Schichtplatten durch Biegen oder durch staffelweise Absenkung randlicher Teile von Schichtplatten. Für erste Art kann wohl die Zergliederung des Rosengarten namhaft gemacht werden, für die letztere Art sind Santner und Euringer Spitze Beispiele.

Auf tektonische Anlage gehen auch die gradlinig verlaufenden Taleinschnitte in Schlerndolomit zurück, für die ein schönes Beispiel die Schlernklamm (südlich Seis) und ihre Fortsetzung auf der S-Seite in einem Seitengraben des Schlerngrahens bildet.

Die zahlreichen im Schlerndolomit auftretenden tektonisch bedingten Klüfte treten meist als Kamme oder Gesimse hervor.

II. Hebungweise Formentwicklung.

Die hebungswise Formentwicklung tritt in diesem Gebiet der Südtiroler Dolomiten weit weniger ausgeprägt hervor, als etwa in den Nördlichen Kalkalpen, wo Reste alter Landoberflächen in Form von Karen, Gehängeleisten und Kammerverflachungen so zahlreich sind, so daß sie unschwer zu großen, über weite Gebiete sich erstreckenden Systemen zusammengefaßt werden können. Wohl scheinen auch in den westlichen Südtiroler Dolomiten große Verflachungszonen auf, doch scheint hier die selektive Formgebung die hebungswise Formgebung (unabhängig vom Gestein) an Bedeutung weit zu übertreffen.

Höchstgelegene noch über größere Bereiche feststellbare Verflachungszonen liegen zwischen 2400 und 2500 *m*. Am auffälligsten ist diese Verflachungszone wohl am Schlern, sie liegt hier größtenteils in Raibler Schichten (3 in Fig. 6). Am Rosengarten treten hieher gehörige Verflachungen am Antermoia See um 2490 *m*, am Larsec um 2400 *m*, im obersten Vajolet Tal, ebenfalls um 2400 *m* und am Colle di Barbolada um 2375 *m* auf. Höchste, vielleicht noch liehergehörige Reste liegen im Gartl bei 2627 *m*, am Molignon Paß bei 2614 *m*, am Hühnerstand bei 2569 *m* und am Grasleiten Paß bei 2601 *m*. Dazu kommen wohl noch kleinere Hohtäler der Rosengartengruppe (um 2600 *m*), so z. B. an der O-Seite der Scaliaret Spitze. Diese um 2600 *m* gelegenen Verflachungszonen stellen wohl innerste und daher auch höchst gelegene Teile dieses Systems dar.

Eine nächst tiefer gelegene Verflachungszone liegt in einer Höhe um 2300 *m*. Südlich des Grödner Tales gehören ihr die Höhen beiderseits des Dona und Duron Tales (Do ciuril 2355 *m*, Mte. Dona 2348 *m*, Fassa Joch 2297, Palacia 2351 *m* und des Tierser Alpl zwischen 2300 und 2400 *m*) (2 b

in Fig. 6) an. Gegen das Tierser Tal senkt sich diese alte Landoberfläche allmählich ab. Zunächst gehören hierher die Verebnungen beiderseits des Pletschen und Jungbrunnen Tales (Schönbichl 2260 *m*, Tschafatsch 2240 *m*) und dann allmählich sich absenkend gegen das Eisak Tal die Verflachungen am Mittagkofel 2186 *m* und an den Nickelberger Köpfen.

Nördlich des Grödner Tales gehören die weiten Flächen der Aschkler und Cisles Alm (zwischen 2200 und 2400 *m*, an den Rändern bis gegen 2500 *m* ansteigend) dieser im S des Grödner Tales so verbreiteten alten Landoberfläche an.

Am auffälligsten im Landschaftsbild ist die große Verebnung der Seiser Alm in einer Höhe von 1900 bis 2100 *m*, die der in den Dolomiten am besten ausgeprägten alten Landoberfläche angehört (Tuff-Almplateau, 2 *a* in Fig. 6). Sie liegt z. T. in augitporphyrischen Gesteinen, z. T. in Wengener und Cassianer Schichten. Diesem Niveau gehören wohl auch die in Grödner Sandstein gelegenen Verebnungen bei der Brogles Alm (höchster Punkt bei 2155 *m*) und die Verflachungen, die von hier aus entlang der Raschötzer Porphyrlatte in einer Höhe um 2100 *m* gegen den Außer-Raschötz ziehen, an. In ähnlicher Höhe liegen die weiten in Werfner Schichten und z. T. aber auch in Mendeldolomit gelegenen Flächen südwestlich des Pitschberges. Gegen das Eisak Tal senkt sich dieses Flächensystem etwas ab, es gehören ihm die flachen Quarzphyllitböden des Tschamberges, westlich des Außer-Raschötz zwischen 2000 *m* und 1870 *m* an. Vielleicht sind auch die Verflachungen im Quarzphyllitgehänge nördlich des Raschötz Kammes, die sich in Höhen um 1900 *m* halten diesem Niveau zuzurechnen.

Die Verebnungen im Schlerndolomit des Tschafon (1728 *m*) und in den Bellerophon- und Werfner Schichten des Tschager Joches (um 2000 *m*) stellen wohl ebenfalls kleine, diesem Oberflächensystem angehörige Reste dar.

Aus der verschiedenen Höhenlage dieser Flächenreste sieht man, daß sich dieses Niveau aus dem Inneren der Dolomiten allmählich gegen das Eisak Tal hin absenkt. Außerdem tritt deutlich hervor, daß sich diese Verebnungen unabhängig von der Gesteinsfolge und der Tektonik herausgebildet haben.

Die ausgedehnten Verflachungen, die sich von Wolkenstein in einer Höhe von 1500 *m* nach St. Christina hinausziehen, setzen sich an den Hängen des Grödner Tales, talaus etwas absteigend, fort. Nördlich des Grödner Tales gehören diesem Oberflächensystem die kleinen Hangleisten bei St. Peter und Tanirz (beide etwa um 1200 *m*) und die ausgedehnten Verflachungen, die sich von Tschövas (1229) gegen das Lajener Plateau hin absteigend fortsetzen, an.¹⁾

Südlich des Grödner Tales setzt sich die von St. Christina her verfolgbare alte Landoberfläche über St. Michael (1282 *m*) auf das Quarzporphyrlatteau von Kastluth (1060 *m*) fort (Porphyrlatteau, 1 in Fig. 6).

Im Villnößer Tal sind kleine von Gelände sich abhebende Leisten beim Hirschen Eck (1420 *m*), beim Matschieser (1314 *m*), beim Flitzer Hof (1345 *m*), beim Patschider (1345 *m*) und beim Gnoll (1146 *m*). Diese talaus allmählich sich absenkenden Verebnungen sind wohl demselben Niveau zuzuordnen,

¹⁾ Siehe Machaček F.: Tal- und Glazialstudien im unteren Eisakgebiete I u. II., Mitt. d. k. k. Geogr. Ges., Wien 1909 und 1910.

das im benachbarten Grödner Tal von Wolkenstein über St. Christina gegen Lajen zieht.

Die Hangverflachung von Figerst (1144 m) und Freins (1104 m) stehen im Zusammenhang mit der großen Verebnung von Lajen.

Zu beiden Seiten des Eisak Tales sind Hangleisten und kleine Felsterrassen erhalten, die dem Talgehände entlang führen. Im großen und ganzen lassen sich zwei Hauptniveaus auseinanderhalten, ein höheres zwischen 850 und 900 m und ein tieferes um 730 m. Stellenweise nähert sich die Untergrenze des oberen Niveaus weitgehend dem unteren, so daß oft eine eindeutige Trennung beider schwer durchführbar ist. Gleiches gilt für die Grenze gegen das darüber folgende Porphyrniveau.

Dem höheren Niveau gehören die Terrassenstücke von Maier am Berg (850 m), Schloß Fonteklaus (896 m), Albions (893 m), St. Konstantin (914 m), Völs (880 m), Prösels (874 m) und die Verebnungen ober St. Katharina (900 m) an.

Die Verflachung des Talbodens im Villnößer Tal innerhalb Pardell (924 m) steht wohl auch im Zusammenhang mit diesem Niveau (1 in Fig. 6).

Dem tieferen Niveau sind die Terrassenstücke von Gufidaun (734 m), beim Lagerer Hof (738 m), von Runk (738 m), beim Trogler (639 m) und bei St. Katharina ober Waidbruck (698 m) zuzuordnen. Die Grödner Bahn benützt z. T. diese flachen Terrassenstücke.

Talein gegen das Villnößer Tal setzt sich diese Verebnungszone in dem flachen Talstück beim Gasthaus zur Sonne fort.

Die Eintiefung der Täler war, wie die bis knapp an die Talsohle reichenden diluvialen Ablagerungen zeigen, bereits vor deren Ablagerung vollzogen. Bei der Ausräumung der mächtigen interglazialen Zuschüttungen (Breccien und Terrassensedimente) haben sich die Bäche streckenweise noch um weniges tiefer in den Felsuntergrund eingeschnitten.

Mehrfach kam es bei diesem Wiederausräumen der interglazialen Terrassensedimente zu epigenetischen Talbildungen. Solche sind im Villnößer Tal östlich der Mündung des Froier Baches und östlich des Gasthauses Stern. Ein alter Talausgang liegt bei Gufidaun, im Grödner Tal einer nördlich von Waidbruck, am Hang gegen Lajen (siehe S. 47, 48).

III. Glaziale Morphologie.

Der Einfluß der Quartärzeit auf die Oberflächengestaltung macht sich nur in leichter Überformung des bereits vorhandenen Reliefs und geringmächtigen Aufschüttungen bemerkbar. In weiter Verbreitung treten Rundhöcker auf. Sie liegen auf Quarzphyllit (Lajen), Amphibolit (Gufidaun), dann sehr schön ausgebildet auf Quarzporphyr (westlich Kastluth und bei Völs) und auf Schlerndolomit (gut erhaltene Rundhöckerlandschaft zwischen Antermoja See und Larsee, eine kleinere auch im obersten Vajolet Tal).

Eisgleitrinnen sind eine sehr auffällige Erscheinung im Landschaftsbild. Sie treten an der N-Seite der Tschamin Spitzen (Fig. 7) und an der O-Seite der Rosengarten Spitze (Fig. 8) auf. Eine weitere, sehr deutliche Eisgleitrinne beschreibt bereits Ampferer (3, S. 258) zwischen Mantello und Polenton. Eine den Eisgleitrinnen ähnliche Form zeigt auch die Senke zwischen Dona Kogel (2660 m) und Fallwand (2816 m) nördlich des Antermoja Sees.

Weniger deutlich ausgeprägt ist eine Eisgleitrinne am NO-Rand des Schlern-plateaus. Vom Eise ausgeschliffen ist auch die Rinne, mit der das Larsee zum Vajolet Tal mündet.

Ausgesprochene Karformen fehlen fast ganz, nur im Gartl, einer tiefen, zwischen Rosengarten und Laurinswand eingesenkten Mulde ist ein flaches Kar ausgebildet.



Fig. 7. Eisgleitrinnen an der N-Seite der Tschamin Spitzen.

Die quartären Ablagerungen, vor allem die hocheiszeitlichen Moränen, treten nur fallweise deutlicher in Erscheinung, meistens lagern sie sich den bereits bestehenden Hangformen an.

Die interglazialen Gehängebreccien und Terrassensedimente bilden örtlich kleine, wenig vorspringende Terrassen. Ihr Auftreten bis nahe an den heutigen Talboden weist darauf hin, daß die Eintiefung der Täler bereits vor der Ablagerung dieser Sedimente im großen und ganzen abgeschlossen war.

Die im Vergleich zu andern Alpengebieten seltener auftretenden Moränenwälle spielen in der Formgebung nur eine untergeordnete, rein örtliche Rolle. Sie bilden am Hang nur kleine Leisten oder leicht rückfällige Moränenkränze.

Bergstürze erlangen örtlich für die Formbildung größere Bedeutung. Neben welligen und höckerigen Oberflächen, die oft Ähnlichkeit mit Moränenablagerungen zeigen (N-Seite des Raschötzer Kammes, Fußgehänge des Schlern), haben Bergsturzmassen zu Stufenbildungen in den Tälern geführt (Grödner Tal bei Pontives, Duron Tal bei der Sofos Alm).

Die starke Gehängeschuttbildung, besonders des Schlerndolomits, hat zu einer ausgedehnten, oft lückenlosen Ummantelung des Fußgehänges geführt (Schlern, Rosengarten).



Fig. 8. Eisgleitrinnen an der O-Seite der Rosengarten Spitze.

So ungünstig der poröse Schlerndolomit für Verkarstung sonst ist, sind noch einige Anzeichen dafür zu beobachten. Am NO-Rand des Schlernplateaus liegen eine Anzahl verschieden geformter, unregelmäßig verteilter Mulden. Ihren Boden kleidet zum Teil Raibler Material aus. Teils sind diese Mulden von Sumpfwässern erfüllt, z. T., besonders bei randlich gelegenen, fließt das Wasser in engen, in Dolomit geschnittene Rinnen ab. Diese tiefer als die übrigen Raibler Schichten liegenden Reste gaben neben anderen Anlaß einer dem Schlernrand entlang ziehenden Verwerfung (siehe S. 35).

Eine andere Art von Verkarstungserscheinung sind enge (bis 0.5 m) und bis 1 m tiefe, in unterste Raibler Schichten eingeschnittene Rillen. Am Schlernplateau westlich P. 2469 liegen sie im Vorgelände eines kleinen Moränenwalles und ziehen von hier gegen den Plateaurand hin. Sie wurden wohl von den Schmelzwässern des kleinen Gletschers eingeschnitten.

Der Antermoja See liegt in einer vom Gletscher ausgeschliffenen Felswanne. Der an seiner O-Seite liegende Bergsturzschtutt hat für die Aufstauung

des Sees keine Bedeutung. In einer Felswanne liegt auch die kleine Wasseransammlung im Larsec. Ein verlandeter, kleiner Felsbeckensee liegt im oberen Boden des Larsec, westlich der Punta di Canalone.

Der Völser Weiher liegt in einer flachen in Grundmoräne gebetteten Mulde.

Der Lec Sant (Aschkler Alm) wird von Blockmassen, die vom Pitschberg niedergebroschen sind, aufgestaut.

Eiszeitliche und jüngere Bildungen.

Die quartären Ablagerungen dieses Gebietes lassen sich gliedern in: Gehängebreccien, Terrassensedimente, Ablagerungen der letzten Großvergletscherung (Würmmoränen), Lokalmoränen, Bergsturmassen und Gehängeschutt.

Die Gehängebreccien von St. Peter und Val Anna.

Südlich von St. Peter im Villnöß steht ober Pizak am Gehänge gegen den Raschötzkamm knapp über der Sohle des Villnößer Tales in einer Höhe von 1030 *m* eine zirka 8 *m* mächtige brecciöse Bildung an. Sie setzt sich zur Hauptsache aus Schlerndolomit, Quarzporphyr, Phyllit und quarzitischen Phylliten zusammen. Die Größe der Blöcke ist verschieden; sie schwankt zwischen kleinstem Korn und $\frac{1}{2}$ *m* und mehr im Durchmesser. Die Blöcke, besonders der Schlerndolomit und der Quarzporphyr, sind größtenteils gut gerundet. Manche Partien, besonders die feineren, hestehen fast ausschließlich aus kalkig-dolomitischen Gesteinen. Das Bindemittel dieser meist ziemlich kavernösen Breccie ist stark kalkhaltig; stellenweise ist es durch Beimengung von Grödner Sandstein rötlich gefärbt.

Eine Schichtung innerhalb dieser verfestigten Lagen ist nicht zu beobachten; lediglich an einigen wenigen Stellen ist ein leichter Wechsel von gröberen und feineren Lagen erkennbar.

Die Basis dieser Gehängebreccien bildet roter bis rotvioletter, an einigen Stellen aber auch grauer Grödner Sandstein, in dessen Relief (wellige Oberfläche und seichte Einschnitte) die Breccie eingelagert ist. Durch Auswaschung der an der Grenze Grödner Sandstein-Gehängebreccie entspringenden Quellen entstanden mehrere große Höhlen, die durch Nachbrechen hangender Breccienmassen erweitert wurden. Das Hangende der Breccien bildet Moränenschutt mit teilweise sehr schönen gekritzten Geschieben.

Die Gehängebreccie beginnt westlich des Vastel Baches (mündet in der Nähe des Profanter Hofes von S her in den Villnößer Bach) in einer Höhe von 1215 *m* und zieht entlang dem südlichen Gehänge des Villnößer Tales, immer von Grödner Sandstein unterlagert, leicht absinkend bis zur Säge innerhalb Pizak, wo sie bis an die Straße St. Magdalena—Pizak herabreicht. Von hier steigt sie wieder leicht an und zieht bis unterhalb der Schnott Höfe (oberhalb Pizak), wo sie dann auskeilt.

Das Material der Gehängebreccien kann nur aus dem Hintergrund des Villnößer Tales bezogen werden (Aferer Geiseln, Geißler Gruppe), da das hangauf anschließende Gehänge aus Quarzphyllit und Quarzporphyr besteht.

Ähnliche Breccienreste beschreibt auch Mutschlechner (32, S. 107) von der N-Seite des Villnößer Tales.

In Val Anna, nordöstlich von St. Ulrich, stehen nordöstlich von Oberwinkel zwischen 1720 und 1580 *m* entlang einer kleinen Bachfurche und längs des Weges vom Mte. Ballest ganz ähnliche brecciöse Bildungen an. Sie bilden hier eine dickbankige, flachgelagerte Breccienmasse. In den Breccien sind sämtliche Gesteine des Talbereiches, angefangen vom permischen Quarzporphyr bis zum ladinischen Augitporphyr, vertreten. Vereinzelt kommen auch kristalline Stücke vor. Die Größe der Gerölle schwankt zwischen feinstem Korn und Stücken von 1 *m* Durchmesser. Sie sind größtenteils gut gerollt. Das Bindemittel ist kalkig-sandig und durch Beimengung von Grödner Sandstein mehr oder weniger rot gefärbt.

Die Basis dieser Gehängebreccie bildet Quarzporphyr und Grödner Sandstein. Eine Überlagerung durch Moränenschutt oder sonstige Anzeichen von Gletschereinwirkung in Form von Rundbuckeln konnten nicht festgestellt werden.

Die Terrassensedimente.

Die Terrassensedimente setzen sich fast zur Gänze aus Schottern zusammen, in die stellenweise kleinere Lagen und Schmitzen feinerer Schotter und Sande zwischengelagert sind. Die Gerölle entstammen dem jeweiligen Einzugsbereiche, doch sind auch ortsfremde Gesteine (Brixner Granit) vorhanden. Der Brixner Granit dürfte älteren, durch den Eisakgletscher hier abgelagerten Moränen (Mindel oder Ribmoränen) entstammen. Die einzelnen Stücke sind gut gerollt, in ihrer Größe schwanken sie zwischen feinstem Korn und Kopfgröße. Die Schichtung der Schottermassen ist durchwegs sehr deutlich.

Südlich von St. Peter in Villnöß bilden die Schotter eine deutlich in Erscheinung tretende Terrasse, die sich von hier, nur durch die tiefen Einschnitte des Genoier und Flitzer Baches in mehrere Teilstücke zerlegt, talaus bis nach Pardell verfolgen läßt. Die Terrassenoberfläche verläuft in einer Höhe von 1160 bis 1165 *m*, also 70—80 *m* über der heutigen Talsohle. Die Schotter bestehen hier vorwiegend aus kleineren, kalkalpinen Geröllen, zur Hauptsache Schlerndolomit, denen kristalline Gesteine (Quarzphyllit, Quarzporphyr und Brixner Granit) in untergeordneter Menge beigemischt sind. Nur ganz vereinzelt treten größere Blöcke auf. Die Schotter sind deutlich horizontal geschichtet. Eine Überlagerung durch Moränenschutt ist nicht feststellbar.

Weiter talaus stehen am Wege nach Bad Froi Terrassensedimente an. Es sind ebenfalls sehr gut geschichtete, leicht taleinwärts fallende Schotter, in die wechsellagernd Sande und feinere Schotter eingeschaltet sind. Die einzelnen Stücke sind gut gerollt. Die in diesen Schottern auftretenden Stücke von Brixner Granit dürften älteren Moränen entnommen sein. In einer Höhe von 870 *m* werden diese Terrassensedimente von Würmgrundmoräne überlagert, die sich entlang des Fahrweges nach Bad Froi noch ein Stück hangaufwärts verfolgen läßt. Über den Schottern folgt zunächst grober, eckiger, hauptsächlich aus Phyllit bestehender ungeschlemmter Schutt. Weiter hangaufwärts sind dem hier bedeutend feineren Schutt auch kalkalpine Stücke eingelagert; stellenweise auftretende rötliche Färbung ist wohl durch größere Beimengung von Grödner Sandstein zu erklären. Nicht selten sind in diesem Moränenschutt geschrammte Geschiebe.

Östlich der Mündung des Froier Baches ist eine sehr schöne Epigenese gegeben. Der Bach trennt vom nordseitigen Talgehänge einen Felssporn ab, südlich dessen in einer Höhe von 870 *m* die alte mit Schotter und Moränenschutt ausgekleidete alte Talrinne verläuft.

Das nächste Schottervorkommen ist beim Wirthaus Mitter-Mühl. Hier bilden die Schotter am südseitigen Talgehänge eine kleine, 30—40 *m* hohe Terrasse, die sich noch ein kurzes Stück talaus verfolgen läßt. Die Schotter steigen hier bis in eine Höhe von 820 *m* an, verlieren sich dann aber hangaufwärts.

Gleich innerhalb des Wirtshauses Stern in Außer-Mühl stehen am linksseitigen Talgehänge mächtige Schottermassen an, die von hier noch ein kurzes Stück weiter talaus verfolgbar sind. Ein großer Aufschluß an einer Prallstelle des Villnößer Baches zeigt gut gerollte, schön geschichtete, leicht talein fallende Schotter. Der Schutt ist reichlich dolomitführend. Die Schotter sind bis in eine Höhe von 780 *m* hangaufwärts verfolgbar. Eine Überlagerung durch Moränenschutt ist hier nicht feststellbar.

Östlich des Wirtshauses Stern ist eine ähnliche Epigenese wie die östlich der Mündung des Froier Baches gegeben. Der Villnößer Bach trennt auch hier wieder einen kleinen Felsriegel vom nordseitigen Gehänge ab. Südlich davon, in 670 *m* Höhe, verläuft die alte Talrinne. Ihre Sohle liegt aber, wie schon Klebelsberg (24, S. 105) schreibt, unter dem Gufidauner Niveau; sie muß sich also in der Linie der heutigen Mündungsschlucht talaus fortgesetzt haben. Über dieser unteren Talsohle folgt hangaufwärts eine zweite ältere, die ihrer Höhenlage (780—790 *m*) nach in Beziehung zum Gufidauner Niveau (730 *m*) zu setzen ist.

Am Wege von Außer-Mühl nach Gufidaun hilden zwischen 730 und 745 *m* Schotter eine kleine, sich aber deutlich vom Gehänge abhebende Terrasse. Diese Schotter lassen sich noch etwa 30 *m* hangabwärts als dünne Auflage auf Phyllit verfolgen.

Die heutige Mündungsschlucht des Villnößer Tales ist erst jüngeren Alters. Der alte Talausgang liegt bei Gufidaun, also 200 *m* höher als heute.

Im Grödner Tal beginnen die Terrassensedimente bei St. Christina und ziehen von hier entlang dem Grödner Bach als mehr oder weniger deutliche Terrasse in geschlossener Folge bis gegen St. Ulrich. Einzelne Aufschlüsse längs der Straße und der Grödner Bahn zeigen meist gut gerollte Schotter, bestehend aus kleineren bis mittelgroßen Geröllen aus dem gesamten Talbereich. Hauptsächlich treten dolomitische Gesteine auf. Die Schichtung der Schotter ist deutlich. Häufig kommt es zum Wechsel von feineren und groben Lagen. Zwischen *km* 15 und 16 der Grödner Straße und bei Peskosta werden die Schotter von grobblockigem Grundmoränenschutt (Würrmoräne) überlagert. Die Oberfläche der Schotter liegt bei St. Christina in 1330 *m*, steigt von hier allmählich ab und liegt bei St. Ulrich in 1240 *m*.

In Val Anna (mündet bei St. Ulrich von NO her ins Grödner Tal) stehen in einer Höhe zwischen 1370 und 1450 *m* Schottermassen an, die eine kleine, aber deutlich vom Gehänge sich abhebende Terrasse bilden. Die Schotter bestehen aus sehr gut gerollten Stücken von feinstem Korn bis zu Kopfgröße. Das Material (besonders zahlreich sind Dolomit und roter Quarzporphyr) entstammt dem Einzugsgebiet von Val Anna. In diesen Schottern sind auch einzelne Stücke der Gehängebreccie von Val Anna (siehe S. 46) enthalten.

Die Schotter sind geschichtet und zeigen ein leichtes Einfallen gegen das Tal hin. Eine Überlagerung durch Grundmoränenschutt ist nicht feststellbar.

Ein kleines Vorkommen von Terrassensedimenten liegt südlich St. Ulrich, an der linken Seite des Grödner Baches. Teils sind es geschichtete, mehr feine Schotter, gleich denen an der Grödner Straße zwischen St. Christina und St. Ulrich, teils helle, gelbliche Mehlsande mit Kreuzschichtung.

Schotter mit Kreuzschichtung liegen unterhalb P. 1014 (Grödner Bahn), südwestlich St. Peter in Gröden.

Im äußeren Talbereich sind Terrassenschotter auf einige kleine Reste beschränkt. Außerhalb der Brücke 579 m der Straße über den Grödner Bach bilden Schotter kleine Absätze und Leisten am linken Talhang. Soweit deutliche Aufschlüsse gegeben sind, zeigen sie geschichtete Schotter verschiedener Korngröße, aus Talgesteinen (besonders Schlerndolomit und Augitporphyr) zusammengesetzt.

Am Weg von der Trostburg nach Tagusens (zwischen 720 und 760 m) wird ein kleines Vorkommen geschichteter Schotter und Sande von Grundmoräne überlagert.

Der Grödner Bach hat sich bei Waidbruck epigenetisch in das südliche Talgehänge eingeschnitten und trennt von diesem eine Felsinsel ab. Die alte Talrinne verläuft hier in 560 m Höhe, also 100 m über der heutigen Talsohle.

Im Eisaktal selbst sind Schotter nur an wenigen engumgrenzten Stellen vorhanden.

Unterhalb (westlich) von Gufidaun sind in einem kleinen, parallel dem Eisaktal verlaufenden Tälchen in einer Höhe von 638 m Terrassenschotter erschlossen. Sie bestehen aus gut gerollten kalkalpinen Stücken (hauptsächlich Dolomit), dann aus rotem Raschötzer Porphyr, grünlichem Theiser Porphyr, Quarzphyllit, quarzitischen Phylliten und Brixner Granit. Eine Schichtung dieses gut gerollten und geschlammten Materials ist nicht vorhanden.

Längs des Weges von Lajen nach Waidbruck sind zwischen 720 und 650 m in einzelnen kleinen Rutschungen feinere Schotter erschlossen. Sie bilden hier eine kleine, wenig sich abhebende Verebung. Eine Überlagerung dieser Schotter durch Moränenschutt ist nicht feststellbar.

Etwas nördlich des Bahnhofes von Waidbruck sind entlang dem östlichen Gehänge des Eisaktales grobe Schottermassen erschlossen; sie bilden eine kleine, wenige Meter hohe Terrasse, die sich bis nahe an den Bahnhof heran erstreckt. Ob es sich hier um interglaziale Schotter oder nur um jüngere postglaziale Flußaufschüttungen handelt, ist nicht zu unterscheiden, doch spricht die Lage knapp über der Sohle des Eisaktales und das frische Aussehen dieser kleinen Terrasse eher für postglaziales Alter.

Im Gebiet südlich des Grödner Tales fehlen Terrassensedimente nahezu vollkommen. Sie sind, wenn überhaupt je vorhanden, von der auf dem Porphyrplateau besonders stark wirksamen Eiserosion der letzten Großvergletscherung (Würm) beseitigt worden. Einzig südlich Seis, etwas östlich der Straße nach Salegg, sind in einer kleinen Schottergrube geschichtete und gerollte Schotter (Schlerndolomitgerölle herrschen vor) erschlossen. Eine deutliche Über- oder Unterlagerung durch die angrenzende Grundmoräne fehlt.

Ablagerungen der letzten Großvergletscherung (Würmeiszeit).

Ablagerungen der letzten Großvergletscherung sind sowohl im Eisak, Villnößer und Grödner Tal wie auch in weiter Verbreitung auf den Hochflächen von Kastluth und Völs und im Tierser Tal vorhanden.

Im Villnößer Tal treten sie in großer Flächenausbreitung nördlich von St. Peter auf. Es ist typischer Grundmoränenschutt mit teilweise sehr schönen gekritzten Geschieben.

Der Moränenschutt beginnt in der Gegend von Rannui an der Mündung des Brogles Baches, wo eine Vermischung mit Lokalmoränenschutt aus dem Gebiet der Geißler Gruppe stattfindet, und zieht von hier, nur unterbrochen durch den Einschnitt des Vastel Baches, in geschlossener Aufschüttung bis südlich von St. Peter. Dieser Moränenschutt bildet das Hangende der Gehängebreccie von St. Peter. Hangaufwärts verliert er sich allmählich.

Weiter talaus fehlen zunächst Moränenablagerungen. Erst östlich der Mündung des Froier Baches tritt wieder Moränenschutt auf. Er besteht in den unteren Lagen zur Hauptsache aus Pbyllit, obenhin schalten sich immer mehr kalkalpine Gesteine ein. Stellenweise ist der Moränenschutt stark rötlich gefärbt. Gekritzte Geschiebe sind nicht selten. Das Liegende bilden hier typische Terrassenschotter.

Im Grödner Tal sind mit Ausnahme der großen zusammenhängenden Moränenschuttmassen östlich von St. Christina, die vom Grödner Bach den nordseitigen Hang des Grödner Tales bis in eine Höhe von 1560 *m* hinaufziehen, Moränen nur zwischen *km* 15 und 16 der Grödner Straße und bei Peskosta, wo sie eine schmale nur wenig mächtige Decke über den Terrassenschottern bilden, vorhanden. Weiter talaus im Grödner Tal fehlt Moränenschutt fast vollkommen. An seinem nordseitigen Gehänge treten in der Gegend von St. Peter noch einige geringmächtige Reste auf. Ein kleiner Fleck stark lehmiger Grundmoräne mit zahlreichen gekritzten Dolomitgeschieben liegt unterhalb P. 960 am Talhang gegenüber St. Peter in Gröden.

Ein Hauptverbreitungsgebiet von hocheiszeitlichem Moränenschutt (Würmmoräne) ist das Gehänge südöstlich des Eisaktales zwischen Gufidaun (ONO von Klausen) und Waidbruck. Es ist hier typischer Grundmoränenschutt mit stellenweise (so z. B. am Wege von Albions nach Lajen) schön polierten und geschrammten Geschieben. Häufig sind in diesem Moränenschutt Stücke von Brixner Granit eingeschlossen. Dieser Moränenschutt bildet meist nur eine dünne Decke, aus der öfters rund geschliffener, z. T. auch geschrammter Phyllit hervorragt. Bei Gufidaun bildet der Moränenschutt eine große Aufschüttung, die aus der Gegend nordöstlich des Zicher Baches aus einer Höhe von zirka 1200 *m* in nordöstlicher Richtung gegen das Eisaktal hinabzieht; die Höfe Figerst, Zicher, Maier am Berg und Unterbacher liegen auf ihr. Stellenweise, so am Wege Gufidaun—Lajen, ragt Phyllit, z. T. auch Kohlenstoffphyllit aus der Moränendecke hervor. Westlich von Gufidaun zeigt der Felsuntergrund (Amphibolit) schöne Rundbuckel mit N—S verlaufenden Schrammen. In den Vertiefungen zwischen den einzelnen Rundbuckeln treten noch kleine Moränenreste auf.

Am Wege Gufidaun—Klausen steht etwas vor Schloß Anger geringmächtiger Moränenschutt an. Er bildet hier eine dünne Decke auf Terrassenschottern.

Einzelne kleine Vorkommen von Moränenschutt sind noch beim Gnoll Hof (der Hof selbst liegt auf ihm) und am Wege Gnoll Hof—Gufidaun erschlossen.

Große Verbreitung erlangt dann Moränenschutt bei Freins, wo er aus einer Höhe von 1230 *m* bis gegen 800 *m* in westlicher Richtung hangabwärts verfolgbar ist. An den verschiedensten Stellen (bei Freins und vor allem am Wege ins Villnößer Tal) tritt gerundeter Quarzphyllit zutage.

Zwischen Albions und Lajen bildet der Moränenschutt eine mächtige Decke, die sich aus der Gegend von Gries (Vorort von Klausen) in südlicher Richtung in beträchtlicher Breitenerstreckung bis nach Lajen verfolgen läßt. Es ist keine einheitliche geschlossene Aufschüttung; allenthalben ragt aus ihr schön geschliffener Phyllit hervor. Auch längs einzelner Wasserläufe ist der felsige Untergrund bloßgelegt. Besonders schöne Rundbuckel mit oft deutlichen Schrammen treten bei Lajen am Wasserbühel (NW von Lajen) und SW von Albions am Wege nach Waidbruck auf. Etwas außerhalb dieser Moränenaufschüttung steht bei Tschövas (östlich von Lajen) schön geschliffener Phyllit an.

Grundmoränenschutt in großer Ausdehnung liegt nm Tagusens. Er führt hier zufolge seiner Wasserspeicherung zu ausgedehnten Sumpfwiesen.

Die Grundmoräne, die in einzelnen Flecken auf der S-Seite des Salames auf Grödner Sandstein und Quarzporphyr liegt, führt als Hauptgeschiebe Quarzporphyr von Faustgröße bis zu kubikmetergroßen Blöcken. Daneben aber auch zahlreiche kristalline Geschiebe, besonders Quarzphyllit, Kohlenstoffphyllit und Brixner Granit.

Ein kleines Vorkommen von Grundmoräne liegt bei Pundschuh, westlich Kastlruth. Es führt vereinzelt gekritzte Geschiebe von Schlerndolomit und dunkelgrauen Kalken.

Im Laranser Walde, NW Seis, liegt stellenweise eine dünne Streu von Moränenmaterial. Geschiebe von Quarz- und Kohlenstoffphyllit, sowie von granitischen Gesteinen sind ziemlich häufig. Der das Grundgebirge bildende Quarzporphyr zeigt mitunter deutliche Gletscherschliffe mit N—S gerichteten Schrammen.

Von Seis zieht Grundmoräne, durch den Schuttkegel des Weißenbaches unterbrochen, geschlossen über St. Konstantin, Völser Weiher, Obervöls, Ums und weiter gegen den Frauenwald (südl. St. Katharina). Westlich Salegg (bei Seis) und an der Straße von Seis nach Völs, bei P. 909 nördlich des Völser Weiher, führt sie schön geschrammte und polierte Geschiebe dunkelgrauer Kalke. In der Umgebung des Völser Weiher ist sie stark lehmig und bedingt dadurch den Austritt zahlreicher, oft sehr wasserreicher Quellen. Quarz- und Augitporphyrgeschiebe sind in ihr besonders augenfällig.

Am Duftboden (bei P. 1274) hegen zahlreiche, große Augitporphyrgeschiebe. Eine geschlossene Grundmoränendecke fehlt.

Die Grundmoräne bei Völs—Ums—Prösels und gegen den Frauenwald führt häufig gekritzte Geschiebe, an Erratica Quarz- und Augitporphyr, verhältnismäßig häufige Kristallin. Derartige Aufschlüsse sind besonders am Schlernbach östlich Ums. Gleich ausgebildet ist die Grundmoräne bei Mangadui und St. Katharina.

Im Tierser Tal bedeckt Grundmoräne auf weite Strecken die rechten Talgehänge. Der Breibach schneidet sie oft in großen Anrissen an. Quarz-

phyllit, Graphitschiefer, granitische Gesteine und Amphibolit sind häufige Erratica.

Auf der Seiser Alm ist Grundmoränenschutt nur südlich des Frommer Hauses bei P. 1780 und westlich P. 1928 sowie im Saltrie Tal nächst der Saltner Hütte und in einigen kleinen Flecken in deren Umgebung erschlossen. Hier ist es stark lehmige Grundmoräne mit oft zahlreichen gekritzten Geschieben von Schlerndolomit, dort führt sie auch noch Erratica von Kristallin.

Neben diesen Moränen treten fast überall noch Anzeichen einstiger Gletschereinwirkung in Form von Rundbuckeln, vor allem aber in Form von Erratica als Streu außerhalb des Verbreitungsgebiets der Grundmoränen auf.

Im Villnößer Tal lassen sich die Spuren des Eisak Gletschers bis gegen St. Magdalena hinein verfolgen. Überall finden sich hier mehr oder weniger häufig große und kleine Blöcke von Brixner Granit. Einerseits als lose Blockstreuung, andererseits aber als Gerölle in den Terrassenschottern. In letzterem Falle entstammt der Brixner Granit wohl älteren Moränenablagerungen, als sie die Würmmoränen darstellen (Mindel- oder Rißmoränen).

Im Grödner Tal gibt schon Mojsisovics Erratica (Brixner Granit) unterhalb St. Ulrich an und verfolgt sie bis zum Joch zwischen Inner-Raschötz und Seceda (also bis P. 2155). Blaas (6, S. 578) erwähnt ebenfalls kristalline Schiefer und Brixner Granit am Joch ober St. Ulrich (P. 2155). Trautwein (49, S. 66) verzeichnet am Inner-Raschötz Phylliterratica in einer Höhe von 2200 m. Ebenso führt er ein Stück zentralalpines Schiefers bei Oberriedel (nördlich von St. Ulrich) an. Reithofer (41, S. 307) erwähnt einen Quarzporphyrblock bei der Haltestelle Hotel Grisi der Grödner Bahn (zwischen St. Christina und La Pozza), der nur durch einen Gletscher an diese Stelle gelangt ist.

Ich selbst fand Erratica (heller Dolomit) am Wege Brogles Alm—Außer-Raschötz in einer Höhe von 2170 m, dann knapp unterhalb (nördlich) der Peterer Scharte (2310 m, östlich Inner-Raschötz) und in großen Mengen in den verschiedensten Höhenlagen im Genoier, Mühl und Vastel Bach (alle drei sind südseitige Zuflüsse des Villnößer Baches).

Auf der Seiser Alm erwähnte schon Richtbofen (43) Erratica von Brixner Granit. Im Laranser Wald liegen auf dem rund gebuckelten Quarzporphyr häufig Geschiebe von Quarz- und Kohlenstoffphyllit, selten auch von Granit.

Sehr häufig sind Erratica im Tierser Tal. Schon die Grundmoräne an der Talsohle enthält zahlreiche kristalline Geschiebe, doch zieht eine oft dichte Streu solcher noch weit an den Talhängen hinauf. An den nördlichen Hängen reicht dieselbe bis auf das Buchensteiner Band. Besonders häufig sind Augiporphyr, Quarzporphyr, Quarz- und Kohlenstoffphyllit, seltener, dafür um so augenfälliger, Amphibolit, Chloritschiefer und Granitgneis. Die Streu reicht bis zur Steilstufe am Eingang ins Tschamin Tal innerhalb Weißlahnbad. Im Steger Tal, oberhalb Weißlahnbad, fand sich ein größeres Stück von Vitrophyr (Pechsteinporphyr). Das höchste Erratikum an diesen Hängen liegt am Tschafon (1728 m), NW der Hütte. Es ist Quarzphyllit.

Ebenso zahlreich sind Erratica an den S- und W-Hängen des Kammes Kngleter Kopf—Gsellen Spitze—Rosengarten. Am Weg von der Traunwiese nach Plafetsch (östlich St. Cyprian) sind Geschiebe von Brixner Granit, Paragneisen, Chloritschiefer und Phyllit recht häufig. Unterhalb der Gsellen Spitze reichen sie noch bis über 1700 m Höhe. Das höchste Erratikum im

Gebiet südlich des Grödner Tales liegt an der W-Seite des Rosengarten, halbwegs zwischen der Kölner Hütte und der Bergler Hütte bei 2120 m (Brixner Granit).

Lokalmoränen.

(Siehe Fig. 9).

Nördlich der Peterer Scharte (2310 m, östlich Inner-Raschötz) bildet der Moränenschutt eine kleine Gletscherzunge ab. Der Moränenschutt ist unterhalb der Peterer Scharte in nördlicher Richtung hangabwärts bis gegen 2080 m deutlich verfolgbar. Bei 2180 m hebt sich aus ihm ein kleiner, 2—3 m hoher Stirnbogen ab, hangabwärts folgt bei 2140 m ein 7—8 m hoher, nach außen steil, innen aber flach aufgeschütteter großer Moränenbogen. Von hier aus läßt sich der Moränenschutt ohne eindeutige morphologische Ausprägung noch etwa 60 m hangabwärts verfolgen.

Etwas weiter hangabwärts des oben erwähnten Vorkommens liegt in 1920 m ein einzelner kleiner, 2—3 m hoher, beiderseitig steilgeböschter Stirnbogen.

Östlich dieser beiden Vorkommen liegt unterhalb P. 2299 (östlich Inner-Raschötz) in 2080 m ein 2—3 m hoher, beiderseits flach geböschter Stirnmoränenwall.

Bei der Brogles Alm erlangt der Moränenschutt große Verbreitung. Diese Moränenschuttmassen stehen im Zusammenhang mit jenen nördlich der Geißler Gruppe. Bei 2130 m hebt sich aus dem Moränenschutt, in dem sich die Bäche tief eingensagt haben, ein an der Innenseite flach aufgeschütteter, nach vorne aber steil abfallender Stirnmoränenbogen ab. Etwas östlich davon tritt zwischen 2100 und 2040 m ein etwa 8 m hoher, beiderseits steilgeböschter Uferwall in Erscheinung. Er zieht in nordöstlicher Richtung hangabwärts.

Am Ausgang des Brogles Tales (mündet östlich von Rannui ins Villnöber Tal) liegt am linken (westlichen) Talgehänge Moränenschutt eines Lokalgletschers, ohne eindeutige morphologische Ausprägung.

Bei den für Firnspeicherung äußerst ungünstigen Hangformen — die Raschötzer Porphyrlatte bricht mit Steilwänden gegen das Villnöber Tal hin ab — ist trotz der schattigen Lage der Hänge mit einer Senkung der Schneegrenze in Gschnitz I Ausmaß (600 m) noch nicht das Auslangen zu finden. Erst eine weitere Senkung um 200—300 m, also im Schlernausmaß, ergibt geeignete Flächen für Gletscherbildung. Für den Moränenschutt entlang dem Westhang des Brogles Tales ist eine Altersbestimmung nicht durchführbar.

Am Gehänge von St. Christina gegen den Pitsch Berg liegt in großer Ausdehnung grobblockiger Moränenschutt, der seiner Zusammensetzung nach aus dem Gehänge südlich des Pitsch Berges stammen dürfte. Eine Altersbestimmung ist mangels geeigneter Wallformen nicht möglich.

In Val Anna erlangt Moränenschutt große Verbreitung. Er bildet hier eine mächtige Aufschüttung, die sich von P. 2155 m (westlich der Brogles Alm) in südlicher Richtung bis gegen 1600 m hinab erstreckt. Der Moränenschutt bildet keine geschlossene Decke; er wird durch tiefe Erosionsrinnen in einzelne Teile zerlegt. In diesem Moränenschutt sind sämtliche Gesteine vom Perm bis zur ladinischen Triasstufe vertreten. Irgendwelche Wall-

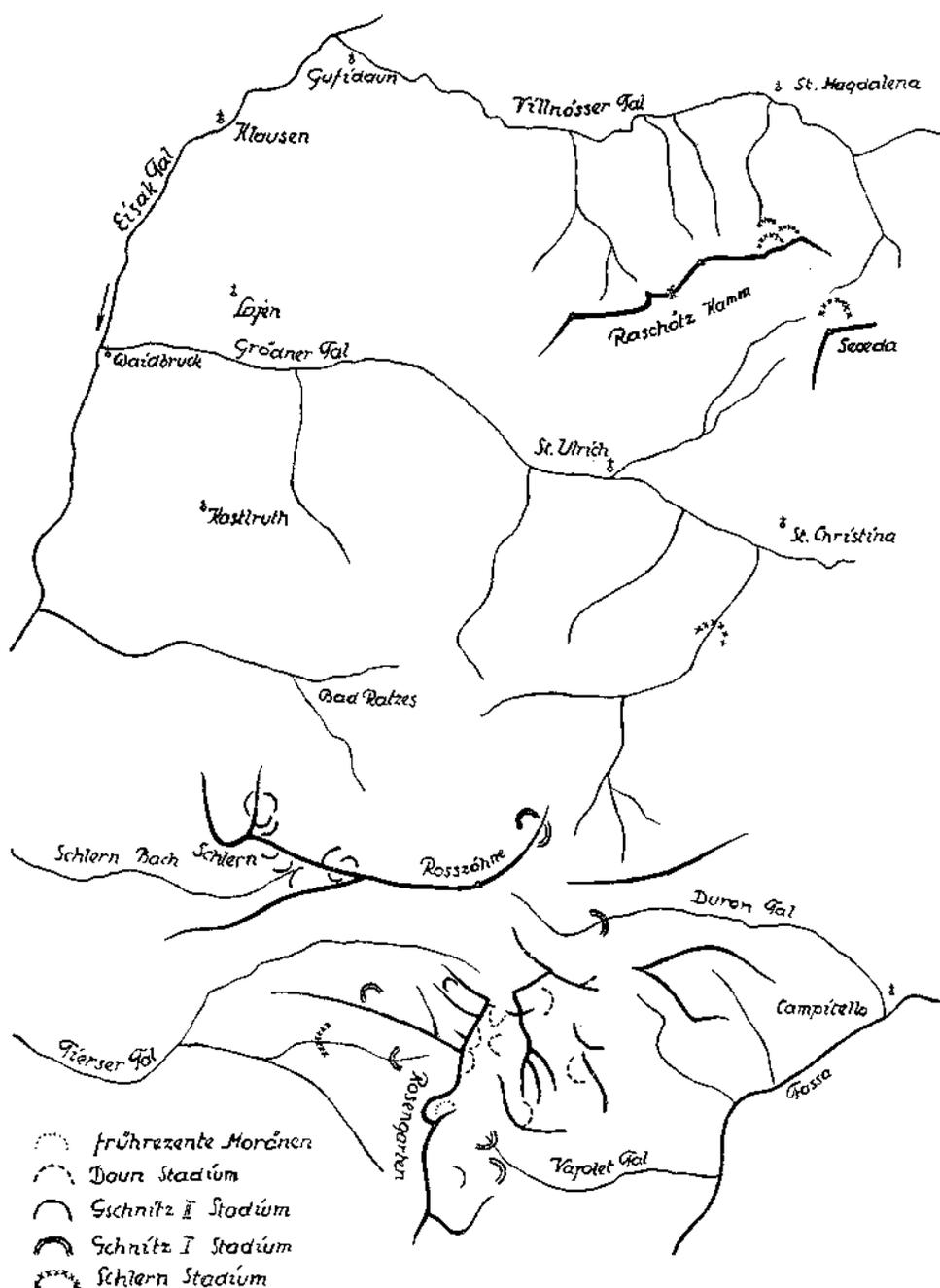


Fig. 9. Alte Gletscherstände in den westlichen Südtiroler Dolomiten.

formen, welche eine Altersbestimmung ermöglichten, fehlen; der Schutt bildet lediglich eine höckerige, wellige Landschaft.

Im Gebiet südlich des Grödner Tales treten Moränenablagerungen von Lokalgletschern im Bereich des Schlern und Rosengarten an.

Am Schlernplateau liegen eine Reihe kleiner Endmoränenwälle kleiner Gletscherchen. An der N-Seite des Pez (2564 m) zeigen kleine Wallreste (erhalten sind die beiden Außenenden eines Stirnbogens, die Stirn selbst ist durchbrochen) die Endlage eines kleinen an den Pez angelehnten Gletscherchens an. Er zog gegen P. 2410 hinunter. Die Wallreste liegen in Dachsteindolomitschutt. Ganz ähnlich liegt ein kleiner Wall an der O-Seite des Pez bei 2480 m.

Auch auf der S-Seite des Pez liegen kleine Endmoränenwälle, ein oberster gleich links der Schlernhäuser bei 2460 m, einer unterhalb der Schlernhäuser bei 2380 m und ein tiefster bei 2350 m oberhalb der Kapelle St. Cassian am Schlern. Diese Moränenwälle zeigen Endlagen eines kleinen Gletschers an, der vom S-Hang des Pez herunterzog. Die Wälle bestehen aus Blockreihen von Dachsteindolomit. Besonders deutlich heben sich die beiden tieferen Wälle ab, die auf begrüntem Raibler Schichten liegen.

Auch P. 2469 am Plateau gegen die Roterds Spitze war von kleinen Gletscherchen und Firnfeldern umgeben. Ihre Moränen liegen auf der N-Seite bei 2380 m, auf der S-Seite bei 2400 m (kleine, leicht rückfällige Firnhalden-Stirnbögen). Besonders deutlich zeichnet Blockschutt aus Dachsteindolomit eine kleine Gletscherzunge an der W-Seite von P. 2469 ab. Die Stirn dieses Walles liegt bei 2320 m.

Alle diese Wälle bestehen aus Dachsteindolomitschutt. Sie sind mehr oder weniger grobblockig und $\frac{1}{2}$ —1 m hoch.

Im obersten Teil des Schlerngrabens liegen bei 2250 m, am Fuß des über den Wengener Schichten folgenden Schlerndolomits, kleine, leicht rückfällige Stirnbögen.

Am Fuß des Schlern, zwischen Bad Ratzes, Seis, St. Konstantin und Ums, liegen ausgedehnte Schuttmassen. Sie wurden von Klebelsberg (23) als Bergsturzmoränen beschrieben. Wegen des Fehlens eindeutiger Oberflächenformen und des Vorherrschens des Bergsturzcharakters wurden sie auf der Karte mit Bergsturzsignatur eingetragen.

Am N-Abhang des Kammes, der von den Roßzähnen gegen NO zieht, liegen kleine, aber deutliche Moränenbögen. Ein größerer Wall reicht bis 2020 m herab. Auch auf der anderen Seite dieses Kammes, oberhalb der Mahlknecht Schwaige, bei 2100 m, liegen mehrere kleine, mitunter leicht rückfällige Firnhalden-Stirnbögen.

Im Rosengarten scharen sich die hochgelegenen Moränenwälle alle im Bereich der Haupterhebung des Kesselkogels (3004 m).

An der S-Seite des Grasleiten-Passes (2601 m) zieht ein wohlausgebildeter Moränenwall bis auf 2480 m hinab. Der Weg zur Vajolet Hütte führt ein Stück weit über ihn. Es ist der rechte Uferwall eines an der SW-Seite des Kesselkogels gelegenen Gletschers. Der dazugehörige linke Moränenwall lehnt sich an die vom Antermoja Paß herabziehende Felsrippe (nördlich P. 2433). Der Stirnteil ist durchbrochen. Beide Wallreste sind grobblockig und nur schwach begrünt.

An der O-Seite des Kammstückes zwischen Tschamin Spitzen und Vajolet Türmen liegen östlich P. 2682 mehrere kleine Stirnbögen in Höhen zwischen 2440 und 2500 m.

Auf der gegenüberliegenden Seite zieht westlich unter P. 2790 (Scalieret Paß) ein hoher, scharfgratiger Moränenwall bis 2380 m hinab; es ist die rechte Ufermoräne eines vom Kamm der Scalieret Spitze herabhängenden Gletschers. An ihrem Oberende, bei 2570 m, liegt ein kleiner, jüngerer Stirnwall. Die zum großen Uferwall gehörige linke Seitenmoräne ist nur in einem kleinen Rest unter P. 2562 erhalten. Bei P. 2562 selbst liegt ein kleiner, jüngerer Stirnwall.

Nächst P. 2381 bildet Stirnmoränenschutt einer Gletscherzunge, die vom Vajolet Paß (nördlich der Vajolet Türme) herunterzog, eine kleine Ver-ebnung am Hang.

Alle diese im obersten Vajolet Tal gelegenen Moränen, mit Ausnahme der beiden Wälle unterm Grasleiten Paß, hestehen aus feinem Dolomitschutt und sind gut begrünt.

Im Gartl liegt ein kleiner Schuttriedel. Er verdankt wohl seine Entstehung kleinen, von den Wänden des Rosengarten und der Laurinswand herabkommenden Firnfeldern.

Im Kessel innerhalb (westlich) des Antermoja Sees liegt ein kleiner Schutt-wall (2516 m). Er stellt wohl die linke Ufermoräne eines aus dem Kar an der O-Seite des Seekogel und aus der Mulde an der O-Seite des Antermoja Passes genährten Gletschers dar.

An der W-Seite der Punta di Canalone (2746 m) zeigen zwei gut hegrünte vorspringende Rücken die Endlage eines kleinen Gletschers an.

Im Larsec liegt nördlich P. 2648 bei 2510 m ein kleiner, schwach hegrünter Moränenwall.

Heute sind im Rosengarten nirgends mehr Eis- oder Schneefelder vorhanden. Wohl hält sich in steilen, stark beschatteten Felsrinnen, besonders an gegen N gelegenen Wänden Schnee und Firn das ganze Jahr, doch sind sie zu einer Schneegrenzbestimmung nicht heranzuziehen. Erst im benach-arten Langkofel sind kleinere Gletscher heute noch vorhanden. Mutsch-lechner (33) gibt die heutige Schneegrenze für dieselben etwas ober 2500 m an, hetont aber, daß dies nur die örtliche, nicht aber die klimatische Höhen-lage derselben ist. Sie wird hier zufolge der starken Beschattung durch die die Gletscher umgebenden Stedwände örtlich ziemlich herahgedrückt. Für die im SO gelegene Marmolata Gruppe gibt E. Richter¹⁾ die Schneegrenze zwischen 2700 und 2800 m an. Heute ist sie wohl gegen 2900 m hinauf zu setzen. Man wird demnach nicht viel fehlgehen, wenn man für das Gebiet von Schlern und Rosengarten die heutige Schneegrenze theoretisch zwischen 2800 und 2900 m ansetzt. Besonders, wenn man bedenkt, daß sie bei der freien Lage dieser Gebirgsstöcke hier sicher etwas höher liegt als im Gebirgs-innern.

Für die Moränenwälle im Rosengarten kann, besonders wenn man die Umstände berücksichtigt, die diese Gletscher hegünstigten (stark schattige, enge und steil geneigte Mulden), wohl Daunalter namhaft gemacht werden

¹⁾ Die Gletscher der Ostalpen. Verlag F. Engelhorn, Stuttgart, 1888.

(Senkung der Schneegrenze um 300 *m* unter die heutige), mit Ausnahme des Walles im Gartl, der wohl schon frührezent ist.

Für die kleinen Gletscher am Schlernplateau jedoch ist bei der freien Lage desselben eher mit Gschnitz II Alter zurechnen (Senkungsbetrag der Schneegrenze 450 *m*).

Die Wälle beiderseits des Kammes nächst der Mahlknecht Schwaige sind bei ihrer tiefen Lage und der geringen Höhe des Hintergeländes Gschnitz I Wälle.

Außer diesen hochgelegenen Moränenvorkommen liegen im Rosengarten noch einige tiefere.

Im Kleinen Valbuon Tal sperrt oberhalb der Steilstufe ein kleiner, aber gut ausgebildeter Moränenwall das Tal. Seine Stirn liegt bei 2100 *m*. Trotz der günstigen Formverhältnisse für Nähr- und Zehrgebiet benötigt er eine Schneegrenze bei 2400 *m* und stellt sich somit nach Gschnitz II.

Ein sehr schöner Moränenwall liegt an der N-Seite des Tschager Kemmet, im Graben, der ins Tschamin Tal zu P. 1608 hinunterzieht, östlich der Gsellens Spitze. Westlich P. 2158 zieht, sich rasch verbreiternd, Moränenschutt hinab. Bei 1980 *m* liegt der Oberrand des Stirnwalles. Seine hohe Außenböschung reicht bis gegen P. 1936 hinunter. Kleine Reste der rechten Seitenmoräne sind stellenweise mit der Ufermulde erhalten. Diese grobblockige Moränenablagerung ist von schütterem Bergwald (Zirben) bestanden. Das Einzugsgebiet für diesen Gletscher lag an den N-Hängen des von den Tschamin Spitzen gegen W ziehenden Kammes (P. 2391) und in der zwischen Tschamin Spitzen und Sattelspitzen gelegenen Mulde. Zur Zeit, als hier eine Gletscherzunge lag, müssen andere morphologische Verhältnisse geherrscht haben als heute. Bei P. 2158, einem flach vorspringenden Hangrücken, schneidet von N her ein Graben ein. Er mündet bei P. 1703 ins Tschamin Tal. Bei den heutigen Formen müßte unbedingt Gletschereis in ihm nach N abgefließen sein. Hiefür fehlt jedoch jedes Anzeichen. Das Rückwärtseinschneiden dieses Grabens muß demnach zu damaliger Zeit noch nicht so weit vorge-schritten gewesen sein.

In der weiten Mulde an der W-Seite der Vajolet Türme breitet sich in ähnlicher Lage ein mächtiger Moränenwall bei P. 2058 aus. Der Stirnhogen liegt bei 2000 *m*, seine Außenböschung reicht bis zur Puvelder Schwaige (1905 *m*) hinab. Der Wall ist vollkommen bewachsen.

Für diese beiden Wälle ist mit einer Schneegrenze bei 2200 *m*, d. i. 600 *m* unter der heutigen, das Auslangen zu finden. Sie sind demnach Gschnitz I.

Einem tieferen, älteren Stande des von der Vajolet Scharte herunterkommenden Gletschers gehört eine verwaschene Ufermoränenleiste an, die am linken Gehänge des Angelbaches bei P. 1672 hinabzieht. Sie verliert sich im Wald bei 1620 *m*. Das Ende des dazugehörigen Gletschers muß am Angelbach zwischen 1500 und 1550 *m* gelegen haben. Bei der mehr freien Lage ist für diesen Gletscherstand erst mit einer Schneegrenze zwischen 1900 und 2000 *m* das Auslangen zu finden. Er gehört demnach dem Schlernstande an.

Die Hänge an der W-Seite des Rosengarten sind von einem dichten Schutt-mantel verhüllt. Wenn auch daran viel junger Gehängeschutt beteiligt ist, so dürfte doch auch älterer Moränenschutt mit Anteil haben. Für unterste Teile, am Weißenbach, ist dann gleiches Alter anzunehmen wie für die Moränen-

leiste am linken Talgehänge des Angelbaches (Schlernstand). Südlich der Niger Hütte liegt auch hocheiszeitliche Grundmoräne.

Im Vajolet Tal sind in der Umgebung der Gardeccia Hütte Moränenablagerungen ziemlich zahlreich.

Blockmoränenschutt mit undeutlichen Wallformen liegt bei P. 2044, nördlich der Gardeccia Hütte. Seine Stirn reicht bis 2000 *m* herunter. An den Abhängen des Colle di Barbolada (2375 *m*) liegt eine dünne Decke von Moränenschutt. Fallstücke von Werfner Schichten verraten die Nähe des Felsuntergrundes.

Ein kleiner Stirnbogen liegt an der O-Seite des Baumann Kammes bei 2220 *m*. Gleich links zieht ein kleiner Ufermoränenwall hangab.

Südlich der Gardeccia Hütte liegen mehrere Blockmoränenwälle. Die tiefsten reichen bis nahe an P. 1845 heran.

Alle diese Wälle sind gut begrünt; der südlich der Gardeccia Hütte ist auch mit schütterem Bergwald bestanden. Die Wälle bei der Gardeccia Hütte kommen nach Gschnitz I zu liegen, die höheren leiten zu Gschnitz II über.

Am Rio di Sojal schaut mehrfach Moränenschutt unter den jungen Schuttbildungen vor. Seine Altersstellung ist nicht bestimmbar.

An der N-Seite von Aut da Monzon liegt um 1900 *m* Moränenschutt ohne deutliche Wallform.

Im Duron Tal, nächst der Hütte Soricia, liegen drei gut ausgeprägte Moränenwälle am rechten Berghang. Sie werden voneinander durch Ufermulden getrennt und sind stark bewachsen. Mehrere Quellaustritte deuten auf lehmige Zusammensetzung. Es sind Reste rechter Ufermoränen eines Gletschers aus dem obersten Duron Tal. Seine Stirn dürfte nach der Lage der Wälle bei P. 1930 gelegen haben. Bei der ausgesprochen schattigen Lage und dem hohen Hintergelände ist eine Schneegrenze in Gschnitz I Lage zu ihrer Bildung notwendig.

Im Saltrie Tal liegt von der Brücke 1540 *m* bis hinaus zur Einmündung des Confin Baches Moränenschutt mit zahlreichen bis 10 *m* hohen Blöcken von Schlerndolomit. Daneben führt er als Geschiebe noch ziemlich häufig Augitporphyr und Werfner Schichten. Es handelt sich demnach um Lokalmoränenschutt, der wohl von den Hängen der Langkofelgruppe zu beziehen ist. Er dürfte von einem Gletscher der Schlernzeit stammen, der durch den Graben des Confin Baches bis ins Saltrie Tal vorgestoßen ist.

Zusammenfassung.

Nachdem im vorhergegangenen Teil eine kurze Beschreibung der einzelnen quartären Ablagerungen gegeben wurde, soll im folgenden der Versuch einer zeitlichen Einordnung gemacht werden.

Die Gehängebreccie von Val Anna stellt, wie schon Ampferer (3, S. 249) schreibt, den Erosionsrest einer früher weit ausgedehnten Gehängeverschüttung dar. In Val Anna erfolgte die Zuschüttung aus dem Kammstück Seceda—Pitsch Berg. Ob es sich nur um eine einmalige Zuschüttung handelt oder ob mehrere zeitlich voneinander getrennte Zuschüttungen erfolgt sind, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden, doch spricht die grobe Bankung der Breccienmasse eher für den letzteren Fall.

Die Gehängebreccie bei St. Peter kann nicht aus dem nach oben hin anschließenden Gehänge bezogen werden, sondern stammt, entsprechend ihrer Gesteinszusammensetzung, aus dem Bereiche Aferer Geiseln—Geißler Gruppe. Es muß hier also eine gewaltige Talzuschüttung erfolgt sein, als deren Rest diese Gehängebreccie aufzufassen ist.

Diese Breccien mußten bereits verfestigt gewesen sein, als es zur Ablagerung der Terrassenschotter kam, da einzelne solche Stücke in den Terrassenschottern nachgewiesen werden konnten. Wann es zur Zerstörung dieser Breccienmassen gekommen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen; wahrscheinlich waren aber die Täler bis auf die heute noch vorhandenen spärlichen Reste dieser älteren Zuschüttung ausgeräumt, als es zur Ablagerung der Schotter kam. Dafür spricht der Umstand, daß von dem einst sicher das ganze Tal erfüllenden Schuttstrom nur mehr randliche Teile vorhanden sind, deren obere und untere Begrenzungsfläche frei in die Luft ausstreicht. An gegenüberliegenden Hängen lassen sich aber keine Reste von Gehängebreccien feststellen, an ihrer Stelle liegen vielmehr Terrassenschotter dem Felsuntergrund auf. Die Schotter lassen sich bis an die heutige Talsohle herab verfolgen.

Was das Alter der Gehängebreccie von Val Anna betrifft, so nimmt schon Ampferer (3, S. 250) an, daß sie älter als die Würmmoränen ist und wahrscheinlich den interglazialen Gehängebreccien der Nordalpen gleichzustellen ist.

Auch aus meinen Befunden geht hervor, daß die Breccie in Val Anna wahrscheinlich eine ältere Bildung ist, sogar älter als die Terrassenschotter, da Breccienstücke in ihnen bereits als Gerölle auftreten. Ob wir es hier etwa um eine gleichaltrige Bildung wie die Höttinger Breccie zu tun haben (Mindel-Riß Interglazial), konnte mangels geeigneter Aufschlüsse nicht bewiesen werden.

Für die Gehängebreccie bei St. Peter im Villnößer Tale ist interglaziales Alter sicher. Ob es sich hier auch um eine ältere Bildung als die Terrassenschotter handelt, ist nicht erwiesen, da ein Fund von Breccienmaterial hier in den Terrassenschottern nicht gelang. Mutschlechner (32, S. 107) nimmt für die Gehängebreccien an der N-Seite des Villnößer Tales zufolge Überlagerung durch eindeutigen zentralalpiner Moränenschutt ebenfalls interglaziales Alter an, kann aber eine Altersgleichheit mit der Höttinger Breccie ebensowenig nachweisen.

Nach Ablagerung, Verfestigung und Ausräumung der Gehängebreccien ist es zu einer weitgehenden Zuschotterung der Täler gekommen, welche, wie Klebelsberg (24, S. 83) schreibt, im Zusammenhang mit der großen interglazialen Einschotterung des Eisak Tales steht.

Im Villnößer Tal lassen sich diese Schotter talein bis nach St. Magdalena verfolgen (nach Klebelsberg 24, S. 106), wo sie bis auf eine Höhe von 1240 m ansteigen.

Im Grödner Tal konnten letzte Schotterreste knapp vor St. Christina in einer Höhe von 1350 m festgestellt werden. In Val Anna liegt ein oberster Schotterrest bei 1451 m.

Nach ihrer teilweisen Überlagerung mit Würmmoränenschutt sind alle diese Schotter in das Riß-Würm Interglazial zu stellen.

In der Würmeiszeit ist der große Eisakgletscher wieder in diese kalkalpinen Täler vorgedrungen und hat die Eigenvergletscherung an ihrem Abfluß behindert. Wo die Grenze zwischen Ferneis und kalkalpinem Eis verläuft,

läßt sich nicht mit Sicherheit angeben, doch konnte durch Erratica festgestellt werden, daß das Ferneis im Villnöber Tal bis mindestens gegen St. Magdalena vorgedrungen ist. Im Grödner Tal konnten Spuren des Eisakgletschers bis östlich von St. Christina und im Tieser Tal bis inner Weißlahnbad verfolgt werden.

Am Kamm zwischen Villnöß und Gröden verfolgt man die Spuren des Eisak Gletschers bis auf 100 m unter dem Gipfel des Inner-Raschötz (2303 m).

Ob der Gipfel des Inner-Raschötz vom Eise überflossen wurde oder ob er davon bloß umspült wurde, konnte nicht nachgewiesen werden. Östlich des Inner-Raschötz treten noch am Wege gegen P. 2155 und bei P. 2155 selbst einzelne kristalline Erratica auf, doch finden sich auch hier, sowie an den nach N hin absteigenden Talhängen des Raschötz Zuges schon mehr oder weniger zahlreich kalkalpine Erratica.

Bergsturzmassen und Hangschutt.

Ziemlich verbreitet im Gebiet sind Bergsturzmassen. Im mittleren Teil des Grödner Tales liegt westlich von St. Ulrich einer der größten und mächtigsten Bergstürze des Gebietes. Er ist vom Außer-Raschötz (2282 m) niedergebrosen und füllt mit seinen Blockmassen den ganzen Talgrund zwischen dem Hofe Klingelschmidt (an der Grödner Straße) und km 8 dieser Straße aus. Lose Blockstreuung reicht noch bis zu den Häusern „Im Loch“. Dieser Bergsturz besteht nur aus größeren und kleineren Porphyrböcken. Durch ihn ist es nahe bei Pontives zu einer Stauung des Grödner Baches gekommen; dadurch wurde hier eine lokale Aufschüttung und Verehnung hedingt. Für diesen Bergsturz ist, wie schon Klebelsberg (24, S. 84) angibt, prähistorischer Alter anzunehmen. Er ist wahrscheinlich nach dem Freiwerden des Grödner Tales vom Eis heruntergebrosen. Nördlich des P. 2155 (westlich des Brogles Alm) ist aus dem Porphy ein kleiner Bergsturz niedergebrosen. Die Hauptbergsturzmasse liegt am Fuße der dort gegen N, bzw. Ö steil abbrechenden Raschötzer Porphyplatte. Lose Blockstreuung, manchmal aber auch noch größere Trümmerhaufen lassen sich bis an den Weg, der von der Brogles Alm nach Rannui führt, verfolgen.

Ein weiterer kleiner Bergsturz liegt nördlich des Flitzer Schartls. Auch dieser besteht nur aus groben Porphyrböcken. Der Weg vom Flitzer Schartl nach Flitz führt ein kurzes Stück durch dieses Trümmerwerk hindurch. Auch für diese letzterwähnten Bergstürze ist postglaziales Alter anzunehmen.

Bei allen diesen drei Bergstürzen ist noch heute ein geringfügiges Nachbrechen von Porphyrmassen festzustellen.

Am Fuß der N-Abhänge des Puffatsch liegt über größere Strecken Hangschutt. Er setzt sich vorwiegend aus Augitporphybruchstücken zusammen. Die Schuttbildung setzt ziemlich hoch am Hang an, ihre Hänge werden oberflächlich von zahlreichen Erosionsrinneu zergliedert. Es erweckt den Anschein, als ob früher die Schuttbedeckung viel höher hinaufgeroicht hätte und die Bedingungen, unter denen dieser Hangschutt zur Ablagerung kam, heute nicht mehr bestünden. Heute scheinen vielmehr wieder mehr erodierende Kräfte zu wirken.

An der W-Seite des Puffatsch liegen ziemlich ausgedehnte Bergsturzmassen. Eine solche zieht entlang des Prem Baches bis gegen Schgagul hin-

unter. In unteren Teilen nimmt sie mehr das Aussehen eines Schuttkegels an. Sie besteht vornehmlich aus Augitporphyrerschutt.

Etwas weiter südlich ziehen zwei Ströme von Bergsturzschutt gegen Seis. Der eine ist vom Pufflatsch-Hang bei P. 2029 losgebrochen, der andre aus der Gegend von Unternon. Dieser folgt dem Frötschbach. Seine Hauptmasse liegt bei Bad Ratzes. Das Bergsturzmateriale ist hauptsächlich aus Augitporphyr zusammengesetzt. An emigen Stellen, bei Seis und am Fuß des Morinsen Berges, überlagern die Bergsturzmassen hocheiszeitliche Grundmoräne. Sie sind demnach postglazial. An den Stellen, an denen die Bergstürze ausgebrochen sind, wird das Gestein von mehreren größeren und kleineren Brüchen durchsetzt. Am Frombach stehen auch kugelig abgesonderte augitporphyrische Gesteine an. Die Stellen waren also durch tektonische oder fazielle Auflockerung bereits vorgezeichnet.

Die Fußgehänge des Schlern sind größtenteils von einem mächtigen Schuttmantel bedeckt. Auch hier scheint die Schuttablagerung im wesentlichen abgeschlossen zu sein. Wohl hriebt von den hohen Wänden des Schlern dauernd noch Schutt nach, doch in jungen Bacheinschnitten wird bereits wieder der anstehende Fels entblößt. Hier ist auch die Mächtigkeit dieser Schuttbildung erschlossen. Sie beträgt (senkrecht zum Felsgehänge gemessen) meist 20 m, stellenweise erreicht sie 30 m und sogar 40 m. Teils ist der Schutt mehr feinkörnig, doch enthält er auch, oft sehr zahlreich, große Bergsturzböcke. Diese erreichen mitunter Hausgröße und mehr. Gleich oberhalb Salegg treten auch verfestigte Lagen in ihm auf.

Am Hang oberhalb des Duftbodens bildet bei 1340 m Schutt eine wellige Oberfläche.

An der S-Seite des Tschafon sind Gehängeschutteile breccienartig verfestigt.

An den W-Abhängen des Rosengartens ist eine eindeutige Trennung des Gehängeschuttes von Moränenschutt stellenweise nicht durchführbar. Im Quellgebiet des Weißen Baches liegt teils auf Grödner Sandstein, teils auf Bellerophon-Schichten der Rest einer stark verfestigten Breccie. Sie ist zum Teil grobblockig (Schlerndolomit) und ziemlich kavernös. Dem ganzen Aussehen nach könnte sie der Rest einer älteren Schuttbildung sein (? interglazial), doch fehlt dafür jeder Beweis.

Im Innern der Rosengarten Gruppe führt der Schutt überall, wo augitporphyrische Gänge auftreten, derartige Fallstücke. Dieselben finden sich jedoch auch an Stellen, wo solche Einlagerungen scheinbar fehlen. Diese dürften hier zum Teil unter Schutt bedeckt sein, zum Teil bereits der Erosion zum Opfer gefallen sein.

Unterhalb der Soricia Hütte wird das Duron Tal durch eine fladenförmige Schuttmasse eingeengt. Es liegt hier ein Berggrutsch, der vom Hang westlich des Duron Passes (2281 m) losgebrochen ist.

Am Unterlauf des Duron Tales nimmt ein Bergsturz von der N-Seite des Mte. Dona herab mit Anteil an der Bildung der Steilstufe bei Sofos.

Die Hauptfelsbildner sind gleichzeitig auch die Hauptschuttbildner. Im N des Gebietes der Quarzporphyr, an den Hängen der Seiser Alm der Augitporphyr, in Schlern und Rosengarten der Schlerndolomit. Nur untergeordnet beteiligt sich an der Schuttbildung der Mendeldolomit.

Die Sohle des Fassa Tales ist (oberflächlich) von jungen Flußaufschüttungen erfüllt.

Nutzbare Ablagerungen. Mineralquellen.

Als Baumaterialien werden fast sämtliche Gesteine verwendet. Besonders werden natürlich die in unmittelbarer Nähe des Bedarfsortes auftretenden bevorzugt. Nach Eignung und Verbreitung stehen Quarzporphyr, Schlern-dolomit und Augitporphyr an erster Stelle. Vor allem der Quarzporphyr wird als Baumaterial für Häuser, Straßenmauern, Brücken (St. Ulrich) und Wehrsteine viel verwendet. Die ausgedehnten Bergsturzmassen bei Pontives (im Grödner Tal) werden in neuester Zeit für diese Zwecke ausgebeutet.

Der Vitrophyr nördlich von Tisens wurde früher viel als Ornamentstein verwendet.

Erwähnt seien noch in diesem Zusammenhang die Mineralvorkommen der Seiser Alm. An einzelnen besonders mineralreichen Stellen werden dieselben gewerbsmäßig ausgebeutet. Zu erwähnen wären besonders im Augitporphyr die prachtvollen Analcime, dann Heulandit, Stilbit, Chabasit, Datholit, Kalzit und Quarz, in den Cassianer Schichten Coelestin. Neben diesen besonders häufig auftretenden Mineralien kommen noch eine ganze Reihe seltener vor. Näheres siehe Gasser (15) und Klebelsberg (26).

Dem Quarzphyllit, bzw. den mit diesem im Verbande stehenden Kohlenstoffphylliten und -Quarziten entspringen eine ganze Reihe von Mineralquellen (26). Die bekanntesten und besuchtsten sind die von Bad Froi im Villnößer Tal. Die eine Quelle ist eine Eisenquelle, die zweite enthält reichlich schwefelsaures Natron und schwefelsaure Magnesia. Nähere Angaben siehe bei Zehenter (54, S. 54). Diese Quellen sind außerdem stark radioaktiv (4, S. 190).

Im Flitzer Graben entspringt oberhalb des Flitzer Hofes eine starke Eisen-vitriolquelle, das sogenannte „Flitzer Wasser“. L. v. Heufler gibt eine chemische Beschreibung dieser Quelle (4, S. 190).

Zu erwähnen sind noch die starken eisenhaltigen Quellen östlich des Patschbider Hofes (oberhalb von Pardell).

Bei St. Peter im Gröden entspringt dem Phyllit eine eisenhaltige Quelle, für die Zehenter (54, S. 94) nähere Angaben gibt. Das Bad ist heute aufgelassen.

Südlich von Seis, am Frötsch Bach, liegt das altbekannte Bad Ratzes. Dasselbe speisen zwei Quellen, eine Eisen- und eine Schwefelquelle. Nähere Angaben über Bad Ratzes siehe Zehenter (54, S. 105).

Eine nicht weiter ausgenützte Quelle ist die Schwefelquelle im oberen Saltrie Tale südlich der Feger Schwaige. Bei Weißlahnbad im Tierser Tal entspringt in den Werfner Schichten eine erdige Schwefelquelle (siehe Zehenter 54, S. 122).

Schriftumsverzeichnis.

1. Ampferer O. Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Ztschr. d. D. Oe. A. V. Bd. 46, München 1915.
2. Ampferer O. Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1919.
3. Ampferer O. Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Ztschr. f. Gletscherkunde, Bd. 14, Leipzig 1928.
4. Bamberger M. u. Krüse K. Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1914.

5. Bittner A. Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. Verh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1892.
6. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Verl. Wagnersche Universitätsbuchhandlung, Innsbruck 1902.
7. Blaschke F. Die Gastropodenfauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe nebst einem Nachtrag zur Gastropodenfauna der roten Raibler Schichten vom Schlernplateau. Beiträge zur Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. 17, Wien 1905.
8. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe. Zentralblatt f. Mineralogie usw. Stuttgart 1900.
9. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (mit Ausschluß der Gastropoden und Cephalopoden). Paläontographica, Bd. 50, Stuttgart 1904.
10. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (Scaphopoden und Gastropoden). Paläontographica, Bd. 54, Stuttgart 1907.
11. Cornelius H. P. und Cornelius-Furlani M. Über gangförmige Eruptivbreccien aus dem Villnöß-Tal (Südtirol). Centralblatt f. Mineralogie usw. Stuttgart 1922.
12. Cornelius-Furlani M. Zur Kenntnis der Villnößler Linie. Verh. d. Geologischen B. A., Wien 1924.
13. Cornelius H. P. Tektonik und Altersfrage der dioritischen Gesteine von Klansen (Südtirol). Centralblatt f. Mineralogie usw. Abt. B., Stuttgart 1926.
14. Furlani M. Studien über die Triaszonon im Hochpustertal, Eisack- und Peusertal in Tirol. Deukschr. d. Akad. d. Wissenschaft. Math. Nat. Kl., Bd. 97, Wien 1919.
15. Gasser C. Die Mineralien Tirols. Verlag Wagnersche Universitäts-Buchhandlung, Innsbruck 1913.
16. Gisser A. Zur Petrographie der Klausenite. Schlernschriften, Heft 11, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1926.
17. Gredler P. V. Der Seiser Alpengletscher der Vorzeit und seine Trümmer bei Seis. Corresp. Bl. d. zool.-mineral. Vereines, Bd. 27, Regensburg 1873.
18. Hoernes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Ztschr. d. D. Oe. A. V., Bd. 6, München 1875.
19. Klebelsberg R. v. Die Eiszeitliche Vergletscherung der Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Ztschr. d. D. Oe. A. V., Bd. 44, Wien 1913.
20. Klebelsberg R. v. Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1922.
21. Klebelsberg R. v. Aus der Geologie Südtirols: Die eiszeitliche Vergletscherung. Ztschr. d. Schlern, 4. Jahrg., Innsbruck 1923.
22. Klebelsberg R. v. Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol. Ztschr. f. Gletscherkunde. Bd. 14, Leipzig 1926.
23. Klebelsberg R. v. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Ztschr. d. deutschen Geol. Gesellsch., Bd. 79, Berlin 1927.
24. Klebelsberg R. v. Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Verlag Gebr. Bornträger, Berlin 1928.
25. Klebelsberg R. v. Grundzüge der Geologie von Tirol. Aus dem Werk Tirol. Herausgegeben vom D. Oe. A. V., Verlag F. Bruckmann A. G., München 1933.
26. Klebelsberg R. v. Geologie von Tirol. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1935.
27. Lechleitner H. Neue Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine Tirols. Tschermaks Min. u. Petrogr. Mittl., Wien 1892.
28. Lucerna R. Naturkundliche Beobachtungen am Wege zum Sella-Joch. Mitteilungen des D. Oe. A. V., Wien 1924.
29. Mojsisovics E. v. Über die triadischen Pelecypoden Gattungen Daouella und Halobia. Abh. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 7, Wien 1874.
30. Mojsisovics E. v. Untersuchungen in der Umgebung der Seiser Alpe und von St. Cassian. Verh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1874.
31. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
32. Mutschlechner G. Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrb. d. Geol. B. A., Bd. 83, Wien 1933.
33. Mutschlechner G. Geologie der Langkofelgruppe. Jahrb. d. Geol. B. A., Wien 1935.
34. Ogilvie Gordon M. M. Geologische Profile von Grödental und Schlern. Verh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1910.
35. Ogilvie Gordon M. M. Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abh. d. Geol. B. A., Bd. 24, Wien 1927.

36. Ogilvie Gordon M. M. Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Freytag und Berndt, Wien 1928.
37. Ohnesorge Th. Über kontaktmetamorphen Amphibolit von Klausen. Die Gesteine des Patscherkofelgebietes. Tschermaks Min. und Petr. Mitt., Wien 1912.
38. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Verl. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig 1909.
39. Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min. nsw., Stuttgart 1871.
40. Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min. usw., Stuttgart 1880.
41. Reithofer O. Geologie der Puezgruppe. Jahrb. d. Geol. B. A., Wien 1928.
42. Reithofer O. Geologie der Sellagruppe. Jahrb. d. Geol. B. A., Wien 1928.
43. Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo. Sanct Cassian und Seiser Alpe in Südtirol. Gotha 1860.
44. Rothpletz A. Ein Geologischer Querschnitt durch die Ostalpeu nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte. Stuttgart 1894.
45. Rothpletz A. Erläuterungen zu der Geologischen Exkursion auf die Seiser Alm und den Schlern. Z. d. Deutschen Geol. Gesellsch., Bd. 51, Berlin 1899.
46. Sander B. Geologische Beschreibung des Brizner Granits. Jahrb. d. k. k. R. A., Bd. 56, Wien 1906.
47. Sander B. Erläuterungen zur Geologischen Karte Meran-Brixen. Schlernschriften, Heft 16, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1929.
48. Teller F. und John C. v. Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jahrb. d. k. k. R. A., Bd. 32, Wien 1882.
49. Trautwein S. Zur Geologie der Geißlergruppe. Inauguraldissertation, Tübingen 1920.
50. Vardabasso S. Carta geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa. Padova 1930.
51. Vardabasso S. Profile geologici sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti del Trentino. Padova 1931.
52. Waagen L. Die Pachycardientuffe der Seiser Alm. Abh. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 18, Wien 1907.
53. Wolff F. v. Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs“. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilage Bd. 27, Stuttgart 1909.
54. Zehenter J. Die Mineralquellen Tirols. Ztschr. d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg, 3. Folge, Heft 37, Innsbruck 1893.
- Außerdem standen noch die Blätter Bressanone (B. Sander), Merano (B. Sander und W. Hammer) und Monte Marmolada (S. Vardabasso, M. Cornelius-Furlani, B. Castiglioni) der Carta Geologica delle Tre Venezie 1 : 100.000 zur Verfügung.

Geologische Karte des Gebietes von Villnöß, Gröden, Schlern - Rosengarten

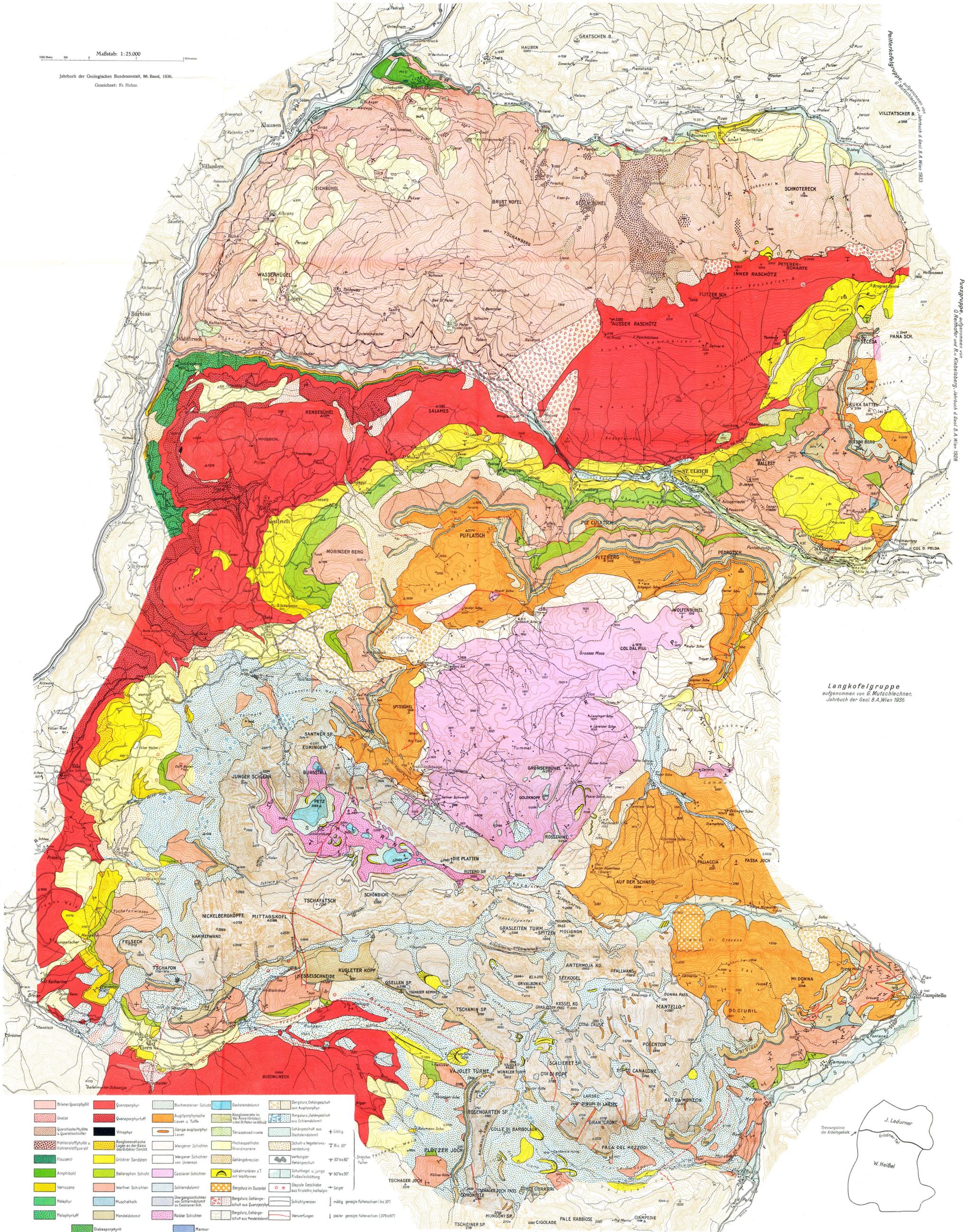
Von Werner Heibel und Josef Ladurner

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein

Tafel I

Maßstab: 1:25.000

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 86. Band, 1936.
Gezeichnet: Fr. Huber.



Langkofelgruppe
aufgenommen von G. Mutschlechner,
Jahrbuch der Geol. B.A. Wien 1935

Briener Quarzphyllit	Quarzporphyr	Buchenstein Schicht	Dachsteindolomit	Bergsturz-Gehängeschutt aus Augitporphyr
Gneise	Quarzporphyruff	Auflageporphyrische Linsen u. Turfe	Konglomerate im Val Anna (Gross) u. bei St. Peter im Vals	Bergsturz, Schuttgeschutt aus Schliendolomit
Quarzitische Phylite u. Quarzschiefer	Vitrophyr	Gänge augitporphyrischer Laven	Terrassenelemente	Gehängeschutt aus Dachsteindolomit
Kohlenstoffphyllit u. Kohlenstoffquarzit	Konglomeratische Lagen in der Zone des Gröden-Sandst.	Wägenner Schichten	Hochzeitliche Grundmoräne	Schutt- u. Vegetationsverdeckung
Klauser	Gründer Sandstein	Wägenner Schichten von Unten	Hochzeitliche Grundmoräne	Verfestigter Gehängeschutt
Amphibolit	Bellerophon Schicht	Gassianer Schichten	Lokalmoränen z.T. mit Wallformen	Schuttflüge u. junge Flußabsetzungen
Verrucano	Werfner Schichten	Schliendolomit	Bergsturz im Durotal	Bergsturz, Gehänge u. Schutt aus Mendolomit
Melaphyr	Muschelkalk	Übergangsschichten von Schliendolomit zu Gassianer Sch.	Bergsturz, Gehänge u. Schutt aus Mendolomit	Schichtgrenzen
Melaphyruff	Mendolomit	Rabier Schichten	Bergsturz, Gehänge u. Schutt aus Mendolomit	Verwerfungen
Diabasporphyr	Marmor			

Carta geologica del territorio annesso di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa von Silvio Vordabasso, Padua 1930

Druck der Kartogr. Anstalt Freytag & Berndt, Wien.

Das Mangan-Problem in der Silikatgesteins-Analyse und seine Lösung.

Von Oskar Hackl.

(Chem. Laboratorium der Geolog. Bundesanstalt Wien.)

Die Manganbestimmung in der Silikatgesteinsanalyse hat bisher nach den Erfahrungen mit den verschiedenen Methoden (auf Grund 25jähriger eigener Praxis) große Schwierigkeiten und Mängel. Es wurde deshalb eine neue Methode ausgearbeitet, die sich bereits seit zehn Jahren bewährt hat. Der Bericht darüber ist in zwei Hauptteile gegliedert:

I. Kritische Darlegung der bisherigen Methoden.

Der II. Hauptteil zerfällt in einige Unterabteilungen:

1. Darstellung einer Lösung des Problems im Überblick, mit anschließender detaillierter Arbeitsvorschrift der neuen Methode.

2. Experimentelle Begründung.

3. Ergänzungen dazu, nebst einer weiteren neuen Methode der Mangan-Oxydation.

4. Der Einfluß von Chrom und seine Ausschaltung.

Hier folgt nun der I. Teil, während der II. Hauptteil zeitlich anschließend in der Zeitschrift für analytische Chemie erscheinen wird.

I. Die bisherigen Methoden.

Die gebräuchlichen Verfahren und bisher in der Literatur gemachten Vorschläge können systematisch eingeteilt oder auch einzeln angeführt werden. Beides hat Vor- und Nachteile. Zum besseren Überblick sei hier eine allgemeine Darstellung der speziellen Besprechung vorausgeschickt. Dabei werden auch einige Möglichkeiten erwähnt, die in der Literatur nicht zu finden sind und von welchen es noch eine große Zahl anderer gäbe, deren Erörterung hier viel zu weit führen würde.

Systematische Darstellung.

1. Fällung der Sesquioxyde (Al, Fe samt Ti, P usw.) — nach der Kieselsäureabscheidung — durch Ammoniak (unter Wiederholung der Fällung) zur Überführung des Mangans ins Filtrat. Hauptnachteil dieses Verfahrens ist, daß sich gewöhnlich trotz Gegenwart von genügend viel Ammonsalz und doppelter Fällung doch ein Teil Mangan noch bei den Sesquioxyden befindet, so daß in den Filtraten auch durch die beste Fällung das Mn nicht vollständig gewonnen werden kann.

In dem erhaltenen Filtrat kann

a) das Mn durch Schwefelammon gefällt werden, was durch Mitfällung von Verunreinigungen (wie Al-Resten, die gewöhnlich vorhanden sind),

leicht zu großen Plusfehlern führt, wie Hillebrand erwähnt; ganz besonders, wenn — wie es leider meist noch üblich ist — die Al-Reste aus den Filtraten nicht abgeschieden werden.¹⁾ Es kann sich aber auch leicht zu wenig Mn ergeben infolge unvollständiger Mn-Fällung durch Schwefelammon (abgesehen davon, daß ein Teil durch die Sesquioxyde mitgerissen wurde), wovon ich mich wiederholt überzeugen konnte, übereinstimmend mit den wenig bekannten diesbezüglichen Erfahrungen von Classen, Pattinson u. a.²⁾ Auch Hillebrand schreibt³⁾ von der Unvollständigkeit der Mn-Fällung durch Schwefelammon. So wird also durch diese Fällung nicht viel gewonnen, da die gelösten Mn-Reste sich ähnlich wie bei unterlassener Schwefelammonfällung (siehe *b*) auf die Calcium- und Magnesiumniederschläge verteilen.

Eine bequeme Fällung des Mn im Filtrat wäre, nach Abscheidung des Al-Restes, die durch Ammoniak und Wasserstoffsulphid, welche aber wegen der Gefahr des Mitreißen von Ca doppelt ausgeführt werden müßte; überdies ist bei Gegenwart so großer Mengen Ammonsalz die Vollständigkeit der Mn-Fällung nach diesem Verfahren auch sehr in Frage gestellt. Wegen weiterer Fällungsmethoden siehe 2. (Acetatrennung).

b) Man unterläßt wegen dieser Unsicherheit die Schwefelmanganfällung, worauf sich das Mn den folgenden Niederschlägen des Calciums und auch Magnesiums verteilt beimengt. Da es sich aber teilweise überdies wie bei *a*) bei den Sesquioxyden befindet, so wird auch durch eine Bestimmung des Mn im gewogenen Magnesiumpyrophosphat (wie sie Hillebrand, S. 116, empfiehlt) das Mangan nicht vollständig erfaßt.

Es bestünde die Möglichkeit, nach der Ammoniakfällung die Mn-Anteile beim Ca und Mg zu bestimmen, ferner in Separatportion das Gesamt-mangan, und als Differenz daraus den Mn-Anteil bei den Sesquioxyden festzustellen, welcher von der Tonerde zu deren Korrektur abzuziehen wäre. Das ist aber nicht nur recht umständlich, sondern auch noch fehlerhaft, weil zu der vielfachen Verteilung des Mn hinzukommt, daß das Mn auch bei der Magnesiumfällung als Ammon-Mg-phosphat noch nicht restlos mitgefällt wird, sondern zu einem kleinen Teil gelöst bleibt, der also im Filtrat auch noch bestimmt werden müßte. Erst die Differenz der Summe dieser vier verschiedenen Mn-Anteile vom separat bestimmten Gesamt-Mn würde den Mn-Teil ergeben, der bei den Sesquioxyden mitgerissen wurde, welche Korrektur des Al aber zum mindesten sehr umständlich wäre.

Versucht man aber, auch den durch die Sesquioxyde bei der Ammoniakfällung mitgerissenen Mn-Teil direkt zu bestimmen, so ergeben sich die großen

¹⁾ Das ist ein schwerer Fehler, auf den nicht nachdrücklich genug hingewiesen werden kann, auch wenn darauf keine Schwefelammonfällung folgt. Denn in diesem Falle können sich die Al-Reste vor der Kalkfällung ausscheiden, diese verunreinigen und erhöhen. Überdies wird dadurch eine eventuelle Bestimmung von Strontium, gar wenn mit Mn verbunden, darin sehr erschwert (siehe später). Es müßte deshalb in diesem Fall, um den Al-Rest sicher zu entfernen, die zweite Kalkfällung nicht durch bloßes Auflösen (nach dem Filtrieren) und Wiederfällen ausgeführt werden, sondern nach der ersten Fällung gegliht werden, um das Oxalat zu zerstören, dann erst gelöst, mit Ammoniak der Al-Rest abgeschieden und filtriert werden, um dann erst das Ca nochmals zu fällen. Das ist aber komplizierter, als wenn man gleich die Al-Reste abscheidet.

²⁾ Siehe z. B. Rüdiseile, Nachweis, Bestimmung und Trennung der chemischen Elemente, V. Bd., S. 436/7.

³⁾ Z. B. in seiner Analyse der Silikat- und Karbonat-Gesteine, deutsche Ausgabe, 2. Aufl., 1910, S. 115/6.

Schwierigkeiten der Trennung in diesem komplizierten Niederschlag genau so wie wenn man das Gesamt-Mn hier mitfällt. Und wird dieses Problem überhaupt gelöst, dann ist natürlich die Mitfällung des Gesamt-Mn bei der Ammoniakfällung der mehrfachen Verteilung weit vorzuziehen. Darüber später.

Sehr leicht ist es, den Rat zu geben, das Mn im gewogenen Calciumoxyd „einfach“ colorimetrisch zu bestimmen, doch denken die betreffenden Autoren nicht daran, daß im CaO ja auch die Strontiumbestimmung auszuführen ist, falls eine solche erforderlich wird oder das Ca genauestens zu korrigieren ist. Damit beginnen aber erhebliche Schwierigkeiten, und es ist noch kein geeignetes Verfahren für diese Manganbestimmung im Calciumoxyd unter Erhaltung der Möglichkeit der Strontiumbestimmung bekannt und erprobt: Nochmalige Oxalatfällung gibt wegen der Gefahr des Mitreißen abermals keine quantitative Trennung. Abscheidung des Ca durch Schwefelsäure und Alkohol ist noch nicht geklärt. Denn während nach älterer Angabe hierbei etwas Mn mitgerissen wird, wäre nach Hillebrand (2. deutsche Ausgabe, S. 130) zu schließen, daß nach seiner Meinung die Trennung bei den hier in Betracht kommenden Mengen und Verhältnissen gut gelingt.

Wollte man gleich die Äther-Alkohol-Methode anwenden, so erhebt sich die Frage wie sich das Mangan dabei verhält. Sicherlich wird Mangannitrat beim Vortrocknen zersetzt. Hillebrand-Lundell bestätigen dies in ihrer ausgezeichneten Applied Inorganic Analysis (S. 490, Anm. 12) und empfehlen, das Mn vor der Äther-Alkohol-Trennung abzuscheiden, geben aber nicht an wie. Fraglich ist jedoch vor allem, ob das Mangannitrat hierbei quantitativ zersetzt wird; wenn ja, so könnte es hier auch nach der Extraktion des Calciumnitrats durch Äther-Alkohol sowie darauf des Strontiumnitrats mit Wasser im Rückstand bestimmt werden. Bei der in Anwendung kommenden Trockentemperatur ist aber auch hier eine weitere Verteilung des Mn zu befürchten und wären diese Verhältnisse erst zu klären.

Wenn man in dem strontiumhaltigen Calciumoxyd zuerst das Mn colorimetrieren will, z. B. in salpetersaurer Lösung nach Oxydation mit Silbersalz und Persulfat, so wäre dann vor der Äther-Alkohol-Trennung umständlich das Silber, Ammonsalz und auch Sulfat zu entfernen. Vor allem aber fällt bei der Vorbereitung zur Mn-Oxydation durch Persulfat das Strontium als Sulfat aus, überdies nicht rein, sondern eventuell mit etwas Calciumsulfat, wobei auch die Möglichkeit eines Mitreißen von Silbersulfat besteht; es wäre deshalb der Niederschlag abzufiltrieren, separat zu analysieren und im Filtrat das Mn zu colorimetrieren. Deshalb wäre es gleich besser, nach dem Lösen der gewogenen Oxyde in Salpetersäure zuerst das Strontium (eventuell mit etwas Ca) durch wenig Schwefelsäure auszufällen, zu filtrieren (nach Carbonatschmelze trennen), im Filtrat Mn-Colorimetrie.

Eine weitere Möglichkeit wäre, das vom Ca- und Sr-Oxalat mitgerissene Mn nach Lösen der gewogenen Oxyde in Salpetersäure (eventuell und Wasserstoffsuperoxyd) mittels doppelter Fällung durch Ammoniak und Wasserstoffsuperoxyd oder Bromwasser zu fällen, im Filtrat die Ammonsalze zu entfernen und dann die Äther-Alkohol-Methode anwenden.

Es ist auch sehr leicht, den üblichen Rat zu geben, einfach die Manganbestimmung im gewogenen Magnesiumpyrophosphat auszuführen. Dabei bedenken aber die betreffenden Autoren nicht, daß sich in diesem Nieder-

schlag auch noch eine kleine Menge Calcium befindet, welche bei möglichst genauen Analysen gleichfalls zu bestimmen ist; und diese Autoren geben auch kein Verfahren an, das diese beiden Bestimmungen nacheinander ermöglichen würde. Nur Hillebrand teilt eine Methode hierfür mit¹⁾, die aber nicht mehr einfach ist. Entscheidend ist jedoch, daß auch dadurch nur der hier befindliche Teil des gesamten Mangans erfaßt wird. Nebenbei sei erwähnt, daß eine dunkle Färbung des Magnesiumpyrophosphats nicht immer von Mn herrührt, sondern häufig von Kohlenstoff, trotz Salpetersäurebehandlung und Gebläsehitze; nach dem Lösen in Salzsäure bleiben nämlich diese dunklen Teilchen häufig ungelöst, sind aber dann verbrennlich; siehe hiezu auch Karaoglanow und Dimitrow, Zeitsch. f. analyt. Chemie, 57, 357 und 358 (1918); Chem. Zentralbl. 1919, III, 369.

Die gewöhnlich von den meisten Gesteinsanalytikern angewendete Ausführung ist: Das Mangan sich auf die Sesquioxyde sowie auf das Calcium und Magnesium verteilen zu lassen, ohne diese Anteile zu bestimmen, so daß die Bestimmungen der Sesquioxyde (Tonerde aus Differenz), ferner des Ca und Mg dadurch mit Fehlern behaftet sind. Aber auch wenn die Schwefelammon-Fällung des Mangans stets ausgeführt würde, überdies vollständig wäre oder vollständiger gestaltet werden könnte oder durch eine bessere Fällungsmethode ersetzt würde, so wäre damit nur die weitere Verunreinigung von Ca und Mg verhindert, aber trotzdem nicht alles Mn gewonnen, da ja auch ein Teil durch die Sesquioxyde mitgerissen wurde. Somit wäre eine solche Fällung auch nicht geeignet, wenn nicht auch der Mn-Anteil beim Aluminium- und Eisenoxyd usw. bestimmt wird. Das führt aber zu demselben Problem, wie wenn man das Gesamt-mangan mit den Sesquioxyden im Ammoniakniederschlag auf einmal ausfällt und bei diesen bestimmt, was dann jedenfalls vorzuziehen ist.

So ergibt sich also bei der Ammoniakfällung eine vier- bis fünffache Verteilung des Mn: 1. Bei den Oxyden des Al, Fe, Ti usw. 2. Bei der eventuellen Schwefelammonfällung. 3. Beim Ca. 4. Beim Mg. 5. Im Filtrat vom Magnesiumammonphosphat (was bisher nicht beachtet wurde).

Alle diese Fehler in der Hauptportion des Alkalicarbonataufschlusses bleiben ebenso bestehen, wenn man, wie öfter empfohlen wird, das Gesamt-mangan in einer Separatportion colorimetrisch bestimmt, ohne die einzelnen Mn-Anteile bei den verschiedenen Niederschlägen zu bestimmen. Denn durch Subtraktion des Gesamt-Mn von den Sesquioxyden läßt sich dann auch das Aluminiumoxyd nicht korrigieren. Diese Mängel fallen nur weg, wenn das Gesamt-Mn im Ammoniakniederschlag der Hauptportion quantitativ abgeschieden wird. Denn dann ist ein möglicher Ausweg, das Gesamt-Mn in einer Separatportion zu bestimmen und von den Sesquioxyden zu subtrahieren. Oder aber, als wirkliche Lösung des Problems, das Gesamt-Mn nach Abscheidung im Ammoniakniederschlag auch hier in der Hauptportion zu bestimmen, einem Plan, dem nichts im Weg steht außer den Schwierigkeiten.

2. Die Acetat-Methode.²⁾ Sie führt das Mangan in das Filtrat über, gibt häufig trübe Waschwässer und läßt größere Aluminium- und auch Eisen-

¹⁾ Analyse der Silikat- und Karbonat-Gesteine, 2. deutsche Ausgabe, S. 130/31.

²⁾ Eventuell mit der Abänderung von Carus (Chem.-Ztg. 45, 1194); siehe auch das ausgezeichnete Werk von Biltz „Ausführung quantitativer Analysen“, S. 160.

reste gelöst, welche deshalb abzuschneiden sind, bevor Mn mit Schwefelammon gefällt werden kann, sonst ergeben sich sehr große Fehler bei der Mn-Bestimmung. Wenn diese Mn-Abscheidung aber ausgelassen wird und auch die Al- und Fe-Reste nicht abgeschieden werden, so übertragen sich größere Fehler auf Ca und Mg durch Mitansfällung von Al, Fe und Mn. Jedoch auch trotz Abscheidung der Al- und Fe-Reste sowie des Mn durch Schwefelammon ist noch mit der Anwesenheit von Mn-Teilen in den Ca- und Mg-Niederschlägen und den dadurch entstehenden Komplikationen zu rechnen, ähnlich wie bei der Ammoniakfällung.

Man könnte auch nach Abtrennung der Al- und Fe-Reste das Mn aus dem essigsäuren Filtrat durch Brom fällen, was Hillebrand gar nicht erwähnt. Aber das ergibt Gefahr des Mitreißen von Calcium und überdies leicht unvollständige Mn-Fällung mit deren besprochenen Fehlern.

Eine weitere Möglichkeit wäre hier, das Mn nicht separat zu fällen, sondern nach Abscheidung der Al- und Fe-Reste das Mn sich auf die Ca- und Mg-Niederschläge verteilen zu lassen, darin nach der Wägung zu bestimmen und zu addieren. Das berichtigt aber nur Ca und Mg und ergibt nicht auch die richtige Mn-Summe wegen der Unvollständigkeit der Mn-Ausfällung. Überdies wird dadurch, ähnlich wie oben, eine eventuelle Strontiumbestimmung im gewogenen Calciumoxyd sehr erschwert, wenn man die Mn-Bestimmung damit vereimigen will.

Über andere Fällungsmethoden des Mn siehe bei 1 a.

3. Eine Möglichkeit besteht ferner darin, das Mn bei der Ammoniakfällung vollständig gelöst zu halten und dasselbe nach Abscheidung der Al-Reste im Filtrat zu fällen, z. B. durch ein Oxydationsmittel aus ammoniakalischer Lösung. Solches In-Lösung-halten könnte nach Jannasch durch Hydroxylaminzusatz bewirkt werden [siehe hiezu Friedheim und Hasenclever, Zeitschr. f. analyt. Chemie, 44, 595 (1905)], welcher aber langes Erwärmen zur Vervollständigung der Sesquioxydfällung erfordert und überdies bezüglich seiner Auswirkung auf die Weiterführung der Analyse (besonders Ti) nicht erprobt ist. Übrigens ergeben sich dann im Filtrat ähnliche Schwierigkeiten wie bei der Acetatmethode.

Nach einer Arbeit von Lundell und Knowles¹⁾ kann das Mangan bei der Ammoniakfällung auch in Lösung gehalten werden — quantitativ; Mn-Rückhalt unter 0.02 mg! —, u. zw. durch besonders sorgfältige Regulierung der Alkalität (nebst entsprechendem Gehalt an Ammonchlorid) bei der doppelten Fällung. Diese vielversprechende Methode wurde in Europa erst bekannt (1929), als ich mittlerweile mein Verfahren schon ausgebildet hatte (1925). Falls sich, wie bei der Verlässlichkeit dieser Autoren anzunehmen ist, diese Trennung bewähren sollte, so wäre auf diesem Wege eine zweite Lösung der vorliegenden Aufgabe gegeben, durch welche also das Gesamt-Mn in die Filtrate des Ammoniakniederschlages übergeführt wäre. Es würde sich dann nur noch um die geeignetste Fällung und Bestimmung des Gesamt-Mn an dieser Stelle handeln. Der Abscheidung der Aluminiumreste wäre hier allerdings besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden, damit einerseits davon nichts mehr gelöst bleibt, andererseits aber nicht wieder etwas Mn dabei mitgerissen wird.

¹⁾ Journ. of the American Chem. Society, 45 (1923), 676; Hillebrand und Lundell, Applied Inorg. Analysis, S. 341 und 730; ausführlich in Zeitschr. f. anal. Chemie, 78 (1929), 137/8; das Referat des Chem. Zentralblatts, 1923, IV, 999, ist leider recht ungenügend.

Ohne Detailuntersuchung darüber wäre deshalb wohl ein Auflösen und Wiederfällen dieser Al-Reste in kleinstem Volumen unter den Bedingungen von Lundell und Knowles sicherheitshalber unumgänglich. Die Schwefelammonfällung des Mn kommt hier wegen ihrer besprochenen Mängel nicht in Betracht. Es hieße also wohl nur Wasserstoffsuperoxyd, Brom oder Persulfat. Wobei erst noch zu untersuchen wäre, ob die Fällung so kleiner Mengen Mangan (wenige Zehntel-*mg* bis einige *mg*) unter diesen Verhältnissen auch so quantitativ erfolgt wie die Mitfällung mit den Sesquioxiden oder ob die großen Mengen Ammonsalz vorher zu entfernen sind und ob diese Fällung nicht auch wieder doppelt auszuführen ist wegen der Gefahr des Mitreißen von Erdalkali.

4. Fällung (doppelte) des Gesamt Mangans mit den Sesquioxiden in den Ammoniakniederschlag durch Oxydation. Wenn damit die Bestimmung des Gesamt-Mn in Separatportion und Subtraktion von den Sesquioxiden zu deren Korrektur verbunden wird, so ist dies zwar keine Lösung des Problems, aber ein gangbarer Ausweg, wenn genügend viel Probe vorhanden ist. Als Oxydationsmittel wird von Hillebrand (S. 99—101) wie auch Hillebrand-Lundell (S. 731/2) nur Ammoniumpersulfat angegeben, jedoch mit dem Vorbehalt noch nicht allgemein empfohlen werden zu können. Ein prinzipielles nirgends erwähntes Bedenken gegen diese Verwendung von Ammonpersulfat siehe unten bei Besprechung der Arbeit von Holt und Harwood.

Es sind auch andere Oxydationsmittel möglich, wie Brom oder Wasserstoffsuperoxyd, welche Hillebrand nicht anführt. Alle diese erfordern aber den Ausweg einer separaten Mn-Bestimmung oder führen zu dem Kernproblem: Wie das Mangan im Ammoniakniederschlag neben den Sesquioxiden zu bestimmen ist, ohne dadurch die Bestimmung der anderen Bestandteile darin zu stören oder zu verhindern.

Dittrich ist, soviel ich fand, der einzige, welcher versucht hat,¹⁾ dieses Problem nach Mitfällung des Gesamt-Mn mittels Wasserstoffsuperoxyd zu lösen; doch ist sein Verfahren dazu noch mit Mängeln behaftet, siehe die Besprechung weiter unten.

Es gäbe ferner außer diesen gebräuchlichen Methoden und Vorschlägen noch zahlreiche andere in der Literatur nicht erwähnte Möglichkeiten, deren Anführung hier viel zu weit führen würde. Manche davon sind von mir im Verlaufe von zwei Jahrzehnten versucht worden, aber ohne guten Erfolg. Andere Versuche, welche ich zur Verbesserung der Bestimmung der Mn-Anteile in den Ca- und Mg-Niederschlägen unternommen hatte, gravimetrisch und auch titrimetrisch, konnten natürlich zu keiner prinzipiellen Lösung des Hauptproblems führen und wurden deshalb nicht weiter verfolgt.

Nach diesem systematischen Überblick wird es leichter sein, die in der Literatur empfohlenen und vorgeschlagenen speziellen Methoden zu besprechen. Die Anordnung ist ungefähr chronologisch, spätere Auflagen aber gleich an derselben Stelle. Dabei finden nur Arbeiten und Methoden aus neuerer Zeit (etwa seit der Jahrhundertwende) Berücksichtigung; jedoch nicht nur jene, welche bis zur Beendigung meiner Untersuchung (1925) erschienen,

¹⁾ In seiner „Anleitung zur Gesteins-Analyse“, wie auch in Dölters Mineral-Chemie, I. Bd., Abschnitt über Silikat-Analyse.

sondern auch die später bis zur Gegenwart veröffentlichten, welche auch keine Lösung des Problems brachten. Jedenfalls habe ich möglichst vollständige Erfassung der bezüglichen Spezialliteratur angestrebt.

Die einzelnen Methoden der verschiedenen Autoren.

Zuerst wird die Buchliteratur besprochen samt den umfangreicheren Zeitschriftenarbeiten. Anschließend folgen die kleineren Veröffentlichungen aus Zeitschriften.

Hillebrand, der durch seine Gründlichkeit führende amerikanische Gesteinsanalytiker, bespricht in seiner „Praktischen Anleitung zur Analyse der Silikatgesteine“ (deutsche Übersetzung von Zschimmer, Leipzig 1899)¹⁾ die doppelte Ammoniakfällung sowie die Acetatmethode und darauffolgende Manganfällung durch Schwefelammon. Die Nachteile dieser Verfahren wurden bereits in den Punkten 1 und 2 des systematischen Überblicks behandelt.

In Hillebrands „Analyse der Silikat- und Karbonat-Gesteine“ (deutsche Ausgabe von Wilke-Dörfurt, Leipzig 1910; im wesentlichen eine Übersetzung des 1907 erschienenen Bulletin Nr. 305) ist dies in der Hauptsache unverändert übernommen. Die Mn-Anteile bei den Sesquioxiden und beim Kalk werden nicht bestimmt, sondern nur beim Magnesiumpyrophosphat, wodurch also Fehler beim Aluminiumoxyd und Calciumoxyd bleiben.

Außerdem wird auch die gemeinsame Fällung des Mn mit den Sesquioxiden durch Ammoniak und Ammoniumpersulfat in dieser Neuausgabe beschrieben, worauf jedoch das Mn nicht in diesem Niederschlag bestimmt wird, sondern in Separatportion und abzuziehen ist, siehe vorher Punkt 4.

Kurz erwähnt wird ferner die gemeinsame Fällung durch Ammoniak und Schwefelammon, welche aber auch von Hillebrand nicht empfohlen wird; mit Recht, weil dadurch alle eventuell vorhandenen Bestandteile der Schwefelammongruppe mitgefällt werden und so die Trennung dieses ohnedies sehr komplizierten Niederschlages ganz unnötigerweise noch mehr erschwert wird.

Hillebrands Bulletin Nr. 700 (The Analysis of Silicate and Carbonate Rocks, Washington 1919) enthält dasselbe, nur mit Ergänzung neuerer Arbeiten über die Ammoniak- und Acetatmethode (Blum, Mittasch usw.), welche jedoch das eigentliche Problem nicht veränderten.

Das ganz hervorragende Werk von Hillebrand-Lundell „Applied Inorganic Analysis“ (New York 1929) bringt bezüglich der Silikatanalyse dieselben Ausführungen.

Washington, dessen „Chemical Analysis of Rocks“ sich durch sehr eingehend beschriebene Details auszeichnet, führt in der 1. Auflage (1904) die Ammoniak- und die Acetatmethode an und fällt darauf Mangan usw. durch Schwefelammon, siehe Punkt 1 und 2. Seine Begründung seiner ungünstigen Beurteilung der Acetatmethode — nämlich wegen der Verunreinigung des gefällten Mn durch die noch vorhandenen Tonerdereste — trifft aber nur zu, wenn man die gelöst bleibenden Sesquioxystereste nicht durch

¹⁾ Aus Bulletin of the United States Geological Survey, Nr. 148, Washington 1897, und Nr. 176, 1900.

Konzentrieren abscheidet. Das ist nicht schwierig oder mühsam und sollte eben deshalb stets vorgenommen werden, nicht nur wegen des Mn, sondern auch zur Ergänzung des Wertes für Aluminiumoxyd. Auf S. 16 empfiehlt jedoch Washington, mit Ammoniak zu fällen, das Mangan überhaupt nicht zu berücksichtigen, sondern sich verteilen zu lassen und die entstehenden Fehler in Kauf zu nehmen; was wohl am einfachsten ist, aber nicht genau. Allerdings wäre dann bei einer Strontiumbestimmung im gewogenen Calciumoxyd unbedingt der vorhandene Mn-Anteil zu berücksichtigen, was aber gar nicht erwähnt wird.

Die neueste, vierte Auflage (1930) führt die Ammoniak- wie auch Acetatmethode an und empfiehlt die erstere. Die Möglichkeit einer Fällung des Mangans durch Schwefelammon im Filtrat wird hier (S. 168 und 201) nur flüchtig erwähnt und beim Abschnitt über Mangan (S. 249 und 254) näher besprochen, aber nicht in den eigentlich vorgeschriebenen Analysengang aufgenommen. Ausführlicher wird die Möglichkeit einer Mitfällung des Gesamt-Mn mit den Sesquioxiden durch Oxydationsmittel erörtert (und dazu Mn-Bestimmung in Separatportion). Ammonpersulfat wird verworfen unter Anführung (S. 169), daß nach Mellor die Manganfällung durch Ammoniak in Gegenwart von Sulfat unvollständig sei, daß jedoch Hillebrand und Lundell schreiben (S. 394) „this has no basis in fact“. Aber diese Angabe von Hillebrand-Lundell bezieht sich gar nicht auf Mangan, sondern auf Aluminium! Das Ammonpersulfat zur Mitfällung des Mn wird von Washington vor allem unter Berufung auf eine Arbeit von Holt und Harwood (siehe später) verworfen, welche es unmöglich finden, auf diese Art das ganze Calcium ins Filtrat zu bekommen. Jedoch kommt dieser Arbeit nicht das Gewicht zu, welches ihr Washington beimißt; denn Epperson (im Bureau of Standards!) fand das Gegenteil (siehe später) und Hillebrand-Lundell anerkennen dies (S. 731). Nach Besprechung der anderen Oxydationsmittel auf Grund der Arbeit von Holt und Harwood zieht Washington Bromwasser vor. Das so mit den Sesquioxiden mitgefällte Gesamt-Mn wird hier nicht bestimmt, sondern in einer Separatportion und abgezogen.

In seiner eigentlichen Vorschrift bleibt jedoch Washington bei der bloßen Ammoniakfällung mit Verteilung des Mn (S. 169, Zeile 11—13), wobei aber der Anteil beim Ca gewöhnlich nicht bestimmt wird, sondern dies nur für besonders genaue Arbeit geraten wird, jedoch ohne Angabe, wie diese Bestimmung durchzuführen wäre, was hier wegen Strontium wesentlich schwieriger ist als bei dem Mn-Anteil beim Magnesium. Den mit dem Magnesiumammonphosphat ausfallenden Mn-Anteil empfiehlt Washington für gewöhnlich zu vernachlässigen (obwohl es meistens der Hauptteil ist) und nur für sehr genaue Arbeit colorimetrisch zu bestimmen, ohne aber darüber näheres anzugeben. Der Anteil bei den Sesquioxiden geht also normalerweise stets verloren.

Jannasch, in seinem „Praktischen Leitfadens der Gewichtsanalyse“, Leipzig 1897), wendet die Ammoniakmethode an, ohne darauffolgende Schwefelammonfällung, und bestimmt die Mn-Anteile, welche sich beim Ca und Mg befinden. Die von ihm gewählte Trennungsmethode der Sesquioxide durch die Natronschmelze ergibt durch automatische Reduktion von Manganat im tonerdehaltigen Filtrat noch einen Teil Mangan, der durch Ammoniak ausgefallen war. Doch ist es fraglich, ob dies der gesamte Rest

ist und sich nicht auch ein Teil Mn (während des Filtrierens gefällt) beim Eisen usw. befindet.

In der 2. Auflage des „Leitfadens“ von Jannasch (1904) ist dieses Verfahren beibehalten, nur wird hier empfohlen (S. 313), „seine Menge (des ausgeschiedenen Mn) gesondert oder später zusammen mit dem in der Lösung verbliebenen Mangan“ zu bestimmen, ohne anzugeben wie.¹⁾

Auf S. 323 wird vorgeschlagen, das Mangan durch Hydroxylamin bei der Ammoniakfällung „ganz in Lösung zu halten und später nur mit der Magnesia zusammen zu trennen“. Jedoch wird wahrscheinlich auch ein Teil Mn mit dem Calciumoxalat gefällt, wie ohne Anwendung von Hydroxylamin, wobei sich wieder das Problem einer Vereinigung der Bestimmung von Mangan und Strontium im gewogenen Calciumoxyd ergibt, das die Spezialliteratur bisher überhaupt nicht erwähnt hat. Es müßte deshalb zur Verbesserung versucht werden, nach der Fällung durch Hydroxylamin und Ammoniak im Filtrat vor der Calciumfällung das gesamte Mangan quantitativ auszufällen.

Dittrich ist in seiner „Anleitung zur Gesteins-Analyse“ (Leipzig 1905), soviel ich finden konnte, der erste und auch seither einzige, welcher eine prinzipielle Lösung des Manganproblems in der Silikatgesteinsanalyse versuchte, u. zw. durch Mitfällung des Gesamt Mangans mit den Sesquioxyden durch Wasserstoffsperoxydzusatz bei der Ammoniakfällung und darauf folgende Trennung durch die Ätznatronschmelze. Nach dem Aufnehmen mit Wasser und Wasserstoffsperoxyd und erfolgter Titanbestimmung im Rückstand wird Mangan aus schwefelsaurer Lösung durch Ammonpersulfat als Superoxyd gefällt, dann durch die Acetatmethode gereinigt und aus dem Filtrat durch Ammoniak und Persulfat wieder gefällt.

Schwere Einwendungen sollen nach Washington (4. Auflage, S. 168) gegen die Ätznatronschmelze auf Grund von Hillebrands Arbeiten bestehen, u. zw. darin, daß bei der Natronschmelze das Titan nur dann unlöslich bleibt, wenn Eisen zugegen ist. Das ist aber bei Silikatgesteinen — besonders bei Ausführung von Dittrichs Methode — normalerweise stets der Fall (wenn das Eisen nicht vorher abgeschieden wurde) und deshalb ist dieser Einwand nicht stichhaltig. Hillebrand bemerkt selbst ausdrücklich (Analyse der Silikat- und Karbonat-Gesteine, S. 112, letzter Absatz), daß Dittrich diese Fehler ausgeschaltet hat, erwähnt aber auch einen berechtigten Einwand, nämlich daß das Verfahren bei Entfernung dieser Mängel sehr umständlich ist. Diese Umständlichkeit erhöht sich, wenn man Dittrichs Methode für den Fall der Berücksichtigung von Zirkon anwendet, wobei die unangenehme und langwierige Trennung durch Schwefelammon und Weinsäure dazu kommt.

Leider hat sich auch aus anderen Gründen diese Methode von Dittrich auch in meiner Erfahrung nicht recht bewährt: Die Manganabscheidung durch

¹⁾ Auffallend ist, daß sich beim Praktiker Jannasch keine Bemerkung über die nach der Ammoniakfällung gewöhnlich vorhandenen gelösten Al-Reste und die Wichtigkeit ihrer Abscheidung findet. Er schreibt sogar S. 319, Anm. 1: „Bei reichlicher Gegenwart von Ammonsalz löst ein wässriger Überschuß von Ammon kein Aluminium auf“, was mit der Erfahrung anderer führender Gesteinsanalytiker nicht übereinstimmt. Er gibt nur an, daß „mitunter bei dem Einengen der essigsauren Filtrate (nach der Acetatmethode) von neuem einige hellgefärbte Flocken erscheinen“, welche er jedoch auch mit Phosphaten usw. in Zusammenhang bringt.

Ammonpersulfat aus schwefelsaurer Lösung ist besonders bei den kleinen Mengen unsicher, ergibt manchmal unvollständige Fällung, was wahrscheinlich erst durch genaueres Studium der Bedingungen behoben werden könnte. Wenn man aber den Säureüberschuß durch Ammoniak vorher abstumpft, so entsteht viel Ammonsalz, wodurch die Fällung gleichfalls leicht unvollständig wird, so daß also ein fixes Ätzkali genommen werden müßte. Ferner tritt manchmal durch das Persulfat eine teilweise Oxydation zu Permanganat ein, wodurch die Bestimmung verkompliziert wird. Und überdies ist, wie aus obigem ersichtlich, der Manganniederschlag unrein und muß ziemlich umständlich weiter gereinigt werden.

Der Abschnitt von Dittrich über Silikatanalyse in Doelters Handbuch der Mineralchemie, I. Bd., empfiehlt im wesentlichen denselben Analysengang; doch ist hier die Verbindung der einzelnen Methoden und Reihenfolge der Bestimmungen viel weniger deutlich dargestellt als in Dittrichs „Anleitung“, gerade besonders bezüglich Mangan und Titan. Auch hier wird gewöhnlich nach der Ätznatronschmelze und Umfällung das Unlösliche durch Bisulfat aufgeschlossen, dann das Mangan durch Ammonpersulfat aus saurer Lösung gefällt. Nun folgt aber Reinigung durch eine Cyanidmethode, welche — nach der Literatur zu schließen — sonst noch nicht erprobt worden zu sein scheint und überdies die Gefahr des Arbeitens mit Cyankali in saurer Lösung mit sich bringt.

Treadwell erwähnt in seiner Analytischen Chemie, II. Bd., 6. Auflage, bei der Silikat-Analyse das Mangan überhaupt nicht.

Duparc¹⁾ befaßt sich in seiner umfangreichen und sehr interessanten Arbeit „Contribution à l'analyse des silicates naturels“²⁾ eingehend mit dem Mangan. Zuerst bespricht er die Chlorat-Methode: Ausfällung des Mn durch Kaliumchlorat aus salpetersaurer Lösung nach Abscheidung der Kieselsäure durch Salpetersäure; dann Auflösen und Wiederfällen als Manganammonphosphat. Das hat den Nachteil, daß die Sodaschmelze in Salpetersäure schwerer löslich ist als in Salzsäure. Es wäre deshalb vorzuziehen, die Kieselsäure mit Salzsäure abzuscheiden, und erst dann durch mehrmaliges Eindampfen mit Salpetersäure in salpetersaure Lösung zu verwandeln. Das kann aber (Königswasser) nicht in Platin geschehen, und man müßte deshalb nach Filtration der Kieselsäure zu dieser Umwandlung eine Porzellan- oder Quarzschale benutzen. Diese Methode scheint aber überhaupt nur für größere Mengen Mangan (0.1—0.2 g Mn!), wie sie in Silikatgesteinen gewöhnlich gar nicht vorkommen, geeignet zu sein. Denn nach den Versuchen von Duparc-Gunther traten bei den angeführten großen Mangannengen Verluste von 1—4 mg Mn auf; wobei die Differenz sicherlich hauptsächlich von der Unvollständigkeit der Chloratfällung herrührt und nach den weiteren Kontrollversuchen nicht von der Manganammonphosphatfällung, sonst ließe sich letztere ja durch eine bessere ersetzen. Bei Versuchen mit 2.4 mg Mn wurde von Duparc-Gunther durchschnittlich nur mehr die Hälfte des Mn wiedergefunden! Da aber die normalen Mangangehalte der Silikatgesteine noch kleiner sind (durchschnittlich 1 mg MnO und oft noch weniger), so

¹⁾ Herrn Prof. Duparc danke ich auch an dieser Stelle verbindlichst für die freundliche Übersendung eines Separatabdruckes seiner Arbeit.

²⁾ Bulletin de la Société française de Minéralogie, XLII, 1910.

wären die Versuche mit solchen Mengen durchzuführen und ist bei dem Fehlen solcher Versuche die Befürchtung nur zu gerechtfertigt, daß bei diesen kleinen Mengen nur ein kleiner Teil des Mangans gefällt wird, die Hauptmenge aber gelöst bleibt.

Leider wurden die Versuche der interessanten Arbeit Dupares auch in anderen wichtigen Kapiteln (z. B. Zirkon, Beryllium, seltene Erden) nicht in den normalerweise wirklich vorkommenden Mengenverhältnissen der Silikatgesteine ausgeführt, sondern mit weitaus größeren Mengen der betreffenden Bestandteile, so daß daraus ein Rückschluß auf die Anwendbarkeit in der Silikatgesteinsanalyse kaum möglich ist.

Auch die Acetatmethode bespricht Duparc eingehender und scheidet nach derselben das Mangan entweder mit Schwefelammon ab oder mit Bromwasser oder Wasserstoffsuperoxyd, wobei jedoch gar nichts von der vor der Manganfällung notwendigen Abscheidung der noch gelösten Aluminium- und Eisenreste erwähnt wird. Abgesehen davon, erscheinen die Resultate der hiezu angegebenen Versuche besser als sie in der Gesteinsanalyse wären, weil bei diesen Versuchen wieder anstatt der normalen praktisch vorhandenen Durchschnittsmenge, welche 1 g Gesteinseinwaage enthält (1 mg MnO), weitaus größere, nämlich rund hundertfache Mangannengen (0.1 g Mn) angewendet wurden. Eine Versuchsreihe mit 2.4 mg Mn zeigt Erhöhung des Resultates bis zu einem Viertel, doch ist nicht ersichtlich, ob dabei überhaupt eine Trennung von den Sesquioxyden oder nur einem Bestandteil derselben und in welchen Mengen vorher ausgeführt wurde und wie das Mangan nach der Scheidung gefällt wurde. Überdies ist der tatsächliche durchschnittliche Mn-Gehalt noch immer wesentlich kleiner als diese Minimalmenge der angeführten Versuche.

Schließlich wird auch noch die Trennung des Mangans durch Hydroxylamin und Ammoniak erörtert, welche gute Resultate gab. Aber da die Versuche im Minimum mit 24 mg Mn ausgeführt wurden, also der rund 20fachen Menge des Normalen, so läßt sich daraus wieder kein bündiger Schluß für die Gesteinsanalyse ziehen. Die hiebei erhaltenen Differenzen (durchschnittlich rund 1 mg) würden in der Gesteinsanalyse als große Fehler erscheinen. Fraglich ist übrigens bei dieser Methode das Verhalten des regelmäßig vorhandenen Titans.

Für kleine Mengen Mangan (0.1%) schlägt auch Duparc kolorimetrische Bestimmung in Separatportion vor, doch bleiben dann die Verteilungsfehler in der Hauptportion bestehen.

Es heiße sich übrigens das durch Kaliumchlorat in der Hauptportion abgetrennte Mangan kolorimetrisch bestimmen; was aber auch in mehrfacher Hinsicht nicht genau sein kann, da die Chloratfällung selbst schon mit einem Manganverlust behaftet ist, der sich auch auf die Sesquioxyde usw. übertragen würde.

Eine andere Möglichkeit wäre, nach der Kieselsäureabscheidung das Mangan gleich in salpetersaurer Lösung durch Silbernitrat und Persulfat zu oxydieren und kolorimetrieren, eventuell Ausfällung von Silber und Platin durch Schwefelwasserstoff an dieser Stelle, darauf die Sesquioxyde mit oder ohne Mangan abzuscheiden, im Filtrat eventuell Mn fällen usw., jedoch das Mangan bei oder nach den Sesquioxyden nicht mehr zu bestimmen. Auch das würde aber Voruntersuchungen fordern und gehört zu den zahlreichen

anderen Möglichkeiten, von welchen sogar die bloße Aufzählung der wichtigsten Arten hier viel zu weit führen würde.

Nun zu den Veröffentlichungen, welche nach Beendigung meiner sachlichen Ansarbeitung erschienen:

Die „Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse“ von J. Jakob (1928) unterscheidet zwei Fälle. 1. Wenn unter 1% MnO vorhanden ist, und 2. über 1% MnO. Für diese Fälle wendet er verschiedene Methoden an. Das hat schon prinzipiell ein sehr Mißliches: daß man ja im voraus den Gehalt nicht sicher kennt. Übrigens ist die Verwendung zweier Methoden hier normalerweise gar nicht notwendig, denn sowohl nach Hillebrand wie auch Washington und ebenso meiner Erfahrung kommt eine Menge von über $\frac{1}{2}\%$ MnO in Silikatgesteinen nur sehr selten vor und es ist also wohl gerechtfertigt, bei einer Methode zu bleiben. Angaben höherer Mangangehalte sind nach dem übereinstimmenden Urteil der wirklichen Kenner dieses Gebietes gewöhnlich mit starkem Verdacht zu betrachten oder sind Ausnahmefälle.

Im ersten Fall (unter 1% MnO) wird von Jakob die Ammoniakmethode angewendet, in der unrichtigen Annahme, daß dabei das Mangan gelöst bleibt (S. 23 heißt es nämlich: „Sobald reichliche Mengen Mangan vorhanden sind, dürfen die Hydroxyde ... nicht mehr mit Ammoniak gefällt werden, da sonst wesentliche Mengen Manganhydroxyd mit ausfallen würden.“), obwohl Anm. 2 auf S. 17 sowie Mitte der S. 27 und Anfang S. 28 zeigen, daß dieser Fehler bekannt ist. Im Filtrat wird kein Mangan gefällt, wodurch sich dieses auf die Sesquioxyde, das Calcium und Magnesium verteilt. Bei letzteren beiden werden die Anteile bestimmt und die Differenz ihrer Summe vom Gesamt-mangan (in Separatportion, siehe unten) wird von der Tonerde abgezogen.

Das leidet aber an mehreren Mängeln. Vor allem wird manchmal auch bei wenig Mangan ein großer Teil davon sogar durch wiederholte Ammoniakfällung mitgerissen (Hillebrand über Steigers Verteilungsversuche, Analyse der Silikat- und Karbonatgesteine, S. 115). Ferner werden die gelösten Aluminiumreste im Filtrat nicht abgeschieden; dadurch wird Aluminiumoxyd zu niedrig und Calciumoxyd eventuell zu hoch.¹⁾ Bei der empfohlenen kolorimetrischen Bestimmung des Manganteiles im Calciumoxyd ist es aber dann nicht möglich, ohne eingehende Vorarbeit darüber, eine eventuelle Strontiumbestimmung damit zu verhindern. Will man aber das Strontium im Calciumoxyd bestimmen, dann ist umgekehrt das Mangan hier nicht auf die einfache von Jakob beschriebene Art bestimmbar, sondern ergibt große Schwierigkeiten. Von all dem schreibt Jakob auch in seinem Abschnitt über die Strontiumbestimmung kein Wort. Wie schon früher erwähnt, ist auch die Korrektur der Tonerde durch Subtraktion des Mn-Anteils, der sich als Differenz aus Gesamt-Mn minus (Mn bei Ca plus Mn bei Mg) ergibt, nicht genau, weil ein Mn-Rest auch mit dem Mg nicht quantitativ gefällt wird.

Bei weniger als 0.2% MnO, d. i. also der Normalfall, wird von Jakob zur „Vereinfachung“ empfohlen, drei Viertel des in Separatportion bestimmten Gesamt-mangans vom Magnesiumpyrophosphat abzuziehen, und je eine Hälfte des Restes vom Calciumoxyd und der Tonerde zu subtrahieren.

¹⁾ Nach meinen diesbezüglichen Versuchen wird nämlich ein gelöster Al-Rest durch Oxalatüberschuß in ammoniakalischer Lösung wohl in Lösung gehalten, bleibt jedoch ungelöst, wenn er sich vor dem Oxalatzusatz schon ausgeschieden hat.

Einen solchen Verteilungsschlüssel anzunehmen ist jedoch äußerst willkürlich; denn wenn auch gewöhnlich die Hauptmenge Mangan beim Magnesium ist, so befindet sich doch manchmal nur die Hälfte dabei und die Hälfte bei den Sesquioxyden oder manchmal ist sogar nur ein kleiner Teil beim Magnesium! Übrigens widerspricht dieser Vorschlag einer anderen ebensowenig begründeten Behauptung desselben Autors, nämlich (S. 27, Mitte): „Die Verteilung des Mangans auf diese drei Arten von Niederschlägen ist abhängig von den Mengenverhältnissen dieser Niederschläge selbst.“ Wenn dem so wäre, dann könnte freilich das Gesamt-mangan einfach proportional aufgeteilt, subtrahiert werden. Leider ist das aber absolut nicht richtig. Ich kenne sogar kaum einen einzigen Fall, der sich so verhält, und verweise nur auf Steigers Verteilungstabelle¹⁾ in Hillebrands Analysed er Silikat- und Karbonat-Gesteine, S. 115. Jedoch auch, wenn es so wäre, dann müßte Jakob selbst ein ganz anderes Aufteilungsverhältnis vorschlagen: Nämlich anstatt drei Viertel vom Mg (pyrophosphat) abzuziehen und je ein Achtel vom Ca (oxyd) und Al (oxyd), müßte der Schlüssel dem allgemeinen Durchschnittsgehalt der Silikatgesteine an Aluminiumoxyd und Eisenoxyd, Calciumoxyd und Magnesiumoxyd entsprechen. Dieser ist²⁾ rund 15% Al_2O_3 plus 8% Gesamt- Fe_2O_3 = 23% Sesquioxyde, 5% CaO und 4% MgO, das wäre also ungefähr 5:1:1, respektive $\frac{5}{7}$, $\frac{1}{7}$ und $\frac{1}{7}$. Und käme es auf das Mengenverhältnis der Niederschläge selbst an, so hätten wir, entsprechend den angeführten Durchschnittsgehalten an Oxyden: 23 Aluminiumhydroxyd $Al_2(OH)_6$ plus 11 Eisenhydroxyd $Fe_2(OH)_6$ = 34 Aluminium- und Eisenhydroxyd, 13 Calciumoxalat ($CaC_2O_4 \cdot 1 H_2O$) und $24\frac{1}{2}$ Magnesiumammonphosphat ($Mg NH_4 PO_4 \cdot 6 H_2O$). Das wäre rund ein Verhältnis von 3:1:2 oder $\frac{1}{2}$, $\frac{1}{6}$ und $\frac{1}{3}$. In beiden Fällen wäre also die Hauptmenge Mangan von der Tonerde und nicht von der Magnesia abzuziehen, was aber jeder Erfahrung widerspricht. Und wenn das Mengenverhältnis wirklich ausschlaggebend wäre, dann könnte die Korrektur der Aufteilung in jedem Fall am einfachsten und genauesten nach dem durch die betreffende Analyse vorher festgestellten Verhältnis von Aluminiumoxyd, Gesamteisenoxyd, Calciumoxyd und Magnesiumoxyd erfolgen, was aber auch der Erfahrung widerspricht.

Die Bestimmung des Gesamt-Mn wird in diesem ersten Fall auch nach Jakob in Separatportion kolorimetrisch ausgeführt.

Im zweiten Fall, über 1% MnO, wird von Jakob die Acetatmethode angewendet und das Mn aus dem Filtrat mit Schwefelammon gefällt, dann als Pyrophosphat gewogen. Es fehlt die hier ganz besonders wichtige Abscheidung der gelösten Al- und Fe-Reste vor der Schwefelammonfällung des Mn und die Berücksichtigung der häufigen Unvollständigkeit letzterer.

¹⁾ Diese Ergebnisse sind allerdings an Kalksteinen gewonnen, welche also ein ganz anderes Verhältnis von Sesquioxyden, Kalk und Magnesia aufweisen. Aber die Zusammensetzung derselben ist so verschieden, daß die Resultate lehrreich genug sind und keine Gesetzmäßigkeit erkennen lassen. Wer in Silikatgesteinen auch nur in wenigen Fällen die Mn-Mengen sogar nur bei Kalk und Magnesia bestimmt, sieht, daß es auch hier ganz ähnlich ist.

²⁾ Siehe z. B. Clarke, United States Geological Survey, Bulletin 591, S. 18 f.

Nicht brauchbar ist auch Jakobs Vorschlag (S. 25, Anm. 2) den Oxydationsgrad für „größere Mengen“ Mn dadurch zu bestimmen, daß man „die ganze Gesteinsanalyse so genau wie möglich“ durchführt, worauf „ein auftretendes Manko, oder auch ein eventueller Überschuß, als Sauerstoff gewertet“ wird. „Voraussetzung ist jedoch immer ein äußerst genaues Arbeiten.“ Damit gerät der Autor in direkten Widerspruch zu dem in seinem Vorwort Gesagten: „daß es keinen Wert hat, für die Gesteinsanalyse die größtmögliche Genauigkeit der Methode anzustreben.“ Wenn man sich auch nicht dieser Meinung anschließt, so muß man jedenfalls zugeben, daß Jakobs Methoden dieser seiner Meinung entsprechen (wenn auch nicht immer bewußt und absichtlich), wodurch sie aber für seinen Vorschlag nicht brauchbar sind.¹⁾ Jedoch wenn man auch mit größter derzeit möglicher Genauigkeit und Sorgfalt arbeitet, so sind erfahrungsgemäß Abweichungen der Summe um einige Zehntelprozente von 100·0 unvermeidlich; und diese Differenzen würden dann fehlerhaft die Oxydationsstufe des Mangans belasten, bei dessen gewöhnlich geringer Menge um so fehlerhafter, im Normalfall schon ganz undiskutabel. Angenommen den Durchschnittsgehalt von 0·1% MnO und eine nur geringe Analysensummenabweichung von 0·2% von 100·0, welche schon einer ausgezeichneten Durchführung entspricht, so könnte diese Differenz gar nicht auf das Mangan überwältzt werden, weil dessen Menge dazu nicht ausreicht. Die Unterschiede von MnO zu Mn₂O₃ (142:158; Differenz 16; Verhältnis also rund 10:1) sind so gering (und ähnlich zu den noch höheren Oxydationsstufen), daß die Analysendifferenz eine ungefähr zehnfach größere Menge von Manganoxiden erfordern würde, um nach Jakobs Vorschlag bei diesen verrechnet werden zu können. Also wäre bei nur 0·2% Abweichung der Analysensumme schon die ganz außergewöhnliche Menge von 2% Mn-Oxydul, bzw. -Oxyd erforderlich! Ganz abgesehen davon, daß man für diesen Zweck eine absolute Vollständigkeit der Analyse anstreben müßte und dadurch einen ungeheuren Zeitaufwand hätte.

Washingtons Urteil über Jakobs Anleitung ist (4. Auflage, S. 280): „The book is distinctly disappointing and cannot be recommended.“; welches Urteil nicht nur bezüglich des Mn vollauf berechtigt ist, siehe obige Anmerkung darüber. Das große Lob, das dieser Anleitung von mineralogischer und verwandter Seite gespendet wurde (z. B. von Brauns, Déverin), ist nur ein Beispiel dafür, wie naiv sich leider sehr häufig in analytischen Dingen gar nicht kompetente Vertreter der mineralogisch-petrographisch-geologischen Fächer ein ernsthaftes chemisches Urteil zutrauen, das von einem diesbezüglich ebensowenig kompetenten Forum ihrer Fachkollegen für unbedingt verlässlich gehalten wird.

Biltz, „Ausführung quantitativer Analysen“ (1930), ein im allgemeinen vorzügliches Werk, empfiehlt Ammoniakfällung und Bestimmung des im Calciumoxyd vorhandenen Mn-Teils. Gesamt-Mn in Separatportion kolori-

¹⁾ Eine eingehende Kritik derselben wäre zwar sehr interessant bezüglich der Vorstellungen, welche bei manchen Mineralogen und Petrographen über analytische Chemie herrschen, würde aber hier viel zu weit führen. Es sei nur kurz hingewiesen auf die fehlerhafte Reduktion des Eisenoxys durch Zn in Gegenwart von Ti, den ungeheuren Ammoniaküberschuß (2—3cm³!) bei jedesmaliger Fällung der Sesquioxide, die beinahe systematische Weglassung des Auswaschens von Niederschlägen, die Fällung von Ca und Mg aus sehr großem Volumen, die ganz ungenügende Ba-Bestimmung durch Sulfatfällung in Gegenwart von Ca usw.

metrisch. Damit ist aber eventuelle Strontiumbestimmung im CaO gehindert und nicht berücksichtigt, daß die Hauptmenge Mn sich gewöhnlich bei der Magnesia befindet.

Das neuestens (1933) erschienene „Gesteinsanalytische Praktikum“ von Dittler enthält die Ammoniakfällung, wobei nach vorhergegangenen Zusatz von Wasserstoffsuperoxyd (das „zur Oxydation von Fe.“ zugegeben wird, welches aber ohnedies schon oxydiert vorhanden ist) zwecks quantitativer Mitfällung des Mn schließlich Bromwasser zugesetzt wird. Das Mangan wird in Separatwaage bestimmt und abgezogen. Fraglich ist hierbei, warum noch Brom zugegeben wird, da ohnedies schon Wasserstoffsuperoxyd vorhanden ist, welches in ammoniakalischer Lösung das Mn ausfällt. Die Angabe (S. 12) „die quantitative Mitansfällung des Mangans ... erfolgt, wenn nach dem normalen Gange gearbeitet wird, niemals vollständig bei den Sesquioxiden“, läßt es fraglich, ob hiemit gemeint ist, daß nur bei der bloßen Ammoniakfällung das Mn nicht vollständig ausfällt oder auch bei Anwendung von Ammoniak und Wasserstoffsuperoxyd. Für die zweite Fällung lautet die Vorschrift (S. 13): „... oxydiert heiß mit einigen Tropfen Wasserstoffsuperoxyd, bzw. gesättigten Bromwassers und fällt wie oben beschrieben ein zweites Mal.“ Damit ist nicht klar angegeben, ob die zweite Fällung wieder unter Zusatz von Wasserstoffsuperoxyd und Bromwasser oder nur einem der beiden auszuführen ist.

Die kolorimetrische Manganbestimmung in Separatportion wird nach Dittler entweder mit Kaliumperjodat¹⁾ oder Ammonpersulfat und Silbernitrat ausgeführt.

S. 52 heißt es: „Das gefundene MnO wird ... umgerechnet ... und ... subtrahiert, falls das gesamte Mangan mit Brom gefällt wurde. Andernfalls findet sich das Mangan ... verteilt.“ Das ist leider wieder nicht ganz klar und scheint zu beinhalten, daß zur Vollständigkeit der Mn-Mitfällung das Wasserstoffsuperoxyd nicht genüge, sondern auch das Brom notwendig sei, siehe oben.²⁾ Die Mn-Anteile, welche nach nicht ausgeführter Mitfällung des Mn bei den Sesquioxiden in den Ca- und Mg-Niederschlägen vorhanden sind, bestimmt Dittler kolorimetrisch, und den Mn-Rest subtrahiert er (S. 52) von den Sesquioxiden, was bereits besprochen wurde.

Für über 1% MnO wird von Dittler die Acetatmethode empfohlen, wobei im Falle des (normalen) Überwiegens von Tonerde gegenüber Eisenoxyd, wegen der sonst größeren gelöst bleibenden Tonerdemenge, Eisenchloridlösung zugesetzt wird³⁾ und die Eisenbestimmung in gesonderter Einwaage vorgenommen wird. Da jedoch aus den Filtraten sicherheitshalber,

¹⁾ Methode von Willard und Greathouse, in Washingtons 4. Aufl. besonders empfohlen.

²⁾ Besondere Versuche darüber, ob durch Wasserstoffsuperoxyd kleine Mn-Mengen unter Zusatz der bei der Gesteinsanalyse vorhandenen Salzmengen usw. absolut quantitativ gefällt werden, habe ich mit Rücksicht auf die Untersuchungen von Jannasch (Leitfaden, 2. Aufl., S. 52/3 u. a.) nicht vorgenommen. Jedoch ist die Mitfällung des Mn durch Ammoniak und Wasserstoffsuperoxyd auch daraus als praktisch vollständig ersichtlich, daß (bei ausgelassener Schwefelammonfällung) die Ca- und Mg-Niederschläge praktisch frei von Mn sind.

³⁾ Es könnte auch eine eingestellte Fe-Lösung sein, deren Gehalt dann vom Fe-Resultat abgezogen wird; oder abgewogenes reines Oxyd, das in Salzsäure gelöst wird, was noch einfacher wäre, um eine separate Fe-Bestimmung zu ersparen. O. H.

besonders auch bei der Acetatmethode, die gewöhnlich (auch bei Vorherrschen von Fe) vorhandenen Al- und Fe-Reste abgeschieden werden sollen, so ist durch den Eisenzusatz wohl kaum etwas gewonnen und in Dittlers Ausführung nur eine gesonderte Bestimmung des Gesamt-Fe dazugekommen. Im Filtrat wird, nach eventueller Abscheidung der Sesquioxystereste, nach Dittler das Mn durch Schwefelammon gefällt, in Salzsäure gelöst und als Pyrophosphat gewogen, wobei aber normalerweise gar keine weitere Trennung des Mn von eventuell vorhandenem Zink usw. vorgesehen ist.

Nun zu den Veröffentlichungen in Zeitschriften, welche nach Ausarbeitung meiner Methode (1925) erschienen sind:

Epperson, „Separation of Manganese in the Analysis of Limestone and Similar Materials“.¹⁾ Das Mangan wird mit den Sesquioxiden durch Ammoniak und Ammonpersulfat gefällt, und festgestellt, daß bei doppelter solcher Fällung kein merklicher Calciumverlust durch Mitfällung stattfindet.²⁾ Ferner ergab sich, daß, nach solcher Mn-Abscheidung, in den folgenden Ca- und Mg-Niederschlägen nur noch Spuren Mangan (unter 0.1 mg) vorhanden sind. Da dies bei CaO-Mengen von 37 bis 92% gefunden wurde, so ist ein Mitreißen von Ca durch das Sulfat oder Mn bei den viel Ca-ärmeren und nicht Mn-reicheren Silikatgesteinen natürlich noch viel weniger zu befürchten. Von einer Bestimmung des Mangans in dem Niederschlag der Sesquioxide wird nichts erwähnt.

Die Methode von Heczko (Zeitschr. f. anal. Chemie, Bd. 68, 1926, S. 433) mit Phosphormonopersäure ist für Eisenlegierungen bestimmt und für Silikate aus verschiedenen Gründen nicht anwendbar. Vor allem weil die Substanz in Phosphorsäure gelöst werden muß und auch weil das Verfahren nur für große Manganmengen geeignet ist. Bei kleinen Mn-Gehalten, die in Gesteinen die Regel sind, muß sogar Mn zugesetzt werden, wodurch eine Differenzbestimmung entsteht, die für so kleine Mengen immer sehr bedenklich ist.

Van Royen³⁾ fällt in Silikaten die Sesquioxide (und Ti) samt Mn durch Ammoniak unter Zusatz von Wasserstoffsuperoxyd oder Bromwasser. Mn wird in einer großen Separatportion bestimmt, u. zw. nach Volhard-Wolff titriert und abgezogen. Das ist wieder ein Ausweg, wenn an Material kein Mangel ist, aber keine Problemlösung.

Holt und Harwood haben eine Arbeit veröffentlicht, „The separation of manganese in rock analysis“,⁴⁾ welche Washington in seinem Buch (4. Auflage, S. 170) für sehr wichtig hält und entsprechend berücksichtigt. Jedoch ist diese Arbeit weit davon entfernt, das Problem gelöst zu haben, denn sowohl die darin geübte Kritik der Methoden ist mangelhaft als auch der experimentelle Teil und der positive Vorschlag:

1. Die Autoren empfehlen doppelte Fällung der Sesquioxide und des Mangans mit Ammoniak und Bromwasser, Lösen in Salzsäure, Eindampfen

¹⁾ Ind. and Engin. Chemistry, 17 (1925), S. 744.

²⁾ Allerdings ist dies nur durch Vergleich der Ca-Resultate mit den Ca-Einwaagen gefunden worden und wäre eine kontrollierende Erfassung kleiner Mengen Ca in den Sesquioxiden durch direkte Bestimmung darin viel sicherer, aber auch weit schwieriger.

³⁾ Bericht Nr. 48 des Chemiker-Fach-Ausschusses des Verbandes Deutscher Eisenhüttenleute, 1926.

⁴⁾ Mineral. Mag., Bd. XXI, 1927, S. 318 ff.; nur teilweise referiert im Chem. Zentralbl., 1927, II, S. 2557.

mit Schwefelsäure und Bestimmung des Mangans durch die Wismutmethode. Dazu ist vor allem zu bemerken, daß die Ammoniak-Bromwasser-Fällung in der Gesteinsanalyse wegen der großen Aluminiummengen überhaupt ziemlich heikel ist, weil es während der Fällung durch Brom schwer ist, den nur geringen Ammoniaküberschuß einzuhalten und durch Geruch oder Indikator zu kontrollieren. Die angewendeten Mn-Mengen wurden von den Autoren wohl gut wiedergefunden, aber das ist ein Verfahren, welches in der praktischen Gesteinsanalyse nicht anwendbar ist, weil keine Methode zur weiteren Aufarbeitung des Ammoniakniederschlags zwecks Bestimmung der übrigen Hauptbestandteile desselben angegeben wird, was doch die Hauptsache wäre. Und nimmt man für diese Hauptbestandteile eine andere Portion, so entsteht hier wieder genau dasselbe Problem. Wenn die Autoren aber nach ihrem Verfahren das Mn mit den Sesquioxiden bloß abscheiden und nur die anderen Hauptbestandteile darin bestimmen, jedoch nicht auch das Mn dabei, so ist damit kaum etwas gewonnen.

2. Dem Wasserstoffsperoxyd, Persulfat und Chlor als Zusatz zur Ammoniakfällung, zwecks Mitfällung des Gesamt Mangans, wird von Holt und Harwood vorgeworfen, daß dadurch, auch bei doppelter Fällung, stets größere Mengen Calcium mitgerissen werden. Doch gehen sie nicht an, wie sie auf Calcium geprüft, bzw. es bestimmt haben; vor allem, ob es direkt im Sesquioxyniederschlag nachgewiesen wurde oder nur aus dem Fehlbetrag der auf die Sesquioxidfällung folgenden Calciumbestimmungen im Filtrat erschlossen wurde (siehe unten). Auch fehlen Angaben über die Menge des mitgerissenen Ca, besonders bei normalem Mn-Gehalt. Die Autoren haben bis zu 50 mg MnO angewendet, d. s. also 5%, was bei Gesteinen eine Rarität wäre, die 50fache Menge der durchschnittlichen. Wahrscheinlich erhielten die Autoren eben dadurch eine viel stärkere Calciummitreißung als normal.

3. Die mit der von ihnen empfohlenen Methode (Bromwasser) erhaltenen Resultate bezüglich Kalk und Magnesia sind nicht gut. Nach den Tabellen „Serie I“ wurden sehr konstant nur 63—64 mg CaO erhalten, während 75 mg verwendet worden waren. Also wurde doch auch bei ihrer angehlich guten Methode sehr viel Calcium (10—12 mg CaO) mitgerissen, wenn man aus der Differenz schließt. MgO verwendeten die Autoren 37½ mg und fanden (umgerechnet aus ihrer Angabe von 142—144 mg Magnesiumpyrophosphat, welche nicht direkt vergleichbar ist) 51—52 mg MgO. Sie finden also 10 bis 12 mg Kalk zu wenig und ungefähr ebensoviel (13—14 mg) Magnesia zu viel, u. zw. sehr konstant bei vielen Wiederholungen. Die Vermutung liegt da wohl sehr nahe, daß ihre Calcium-Magnesium-Trennung nicht richtig durchgeführt war, aber stets unter den gleichen ungünstigen Bedingungen und daher auch die gleichen großen Fehler ergab.

In der Tabelle „Serie II“ ist angegeben, wieviel MnO verwendet und wieviel CaO sowie MgO gefunden wurde, aber nicht wieviel MnO gefunden und wieviel CaO und MgO verwendet wurde, weshalb kein Vergleich möglich ist.

4. Der Einwand der Autoren gegen das Persulfat, nämlich Mitfällung von Calcium durch Sulfat, ist hinfällig, weil Epperson (im Bureau of Standards) schon vorher konstatierte, daß dies keine ernste Gefahr bildet und Hillebrand-Lundell dies anerkennen. Bei solcher Sachlage ist auch der Einwand gegen das Wasserstoffsperoxyd nicht gewichtig zu nehmen. Jedoch ein anderes Bedenken besteht gegen die Verwendung von Persulfat, das

bisher noch nirgends erwähnt wurde: Daß nämlich bei dem in feineren Analysen unbedingt notwendigen Abscheiden der Aluminiumreste im Filtrat durch Konzentrieren sich leicht etwas Calciumsulfat ausscheiden könnte, wodurch die Tonerdereste verunreinigt wären und zu wenig Calcium resultieren würde. Es müßte also in diesem Fall der abgeschiedene Tonerderest sicherheitshalber gelöst und nochmals gefällt werden.

Die Gegenwart von Titan ist von Holt und Harwood überhaupt nicht berücksichtigt worden.

Bezüglich der Mitfällung des Mangans durch Ammoniak und Wasserstoffsperoxyd ist keineswegs nachgewiesen, daß auch die doppelte Fällung noch merkliche Mengen Calcium mitreißt, u. zw. mehr als Bromwasser. Es ist gewiß zum mindesten sehr übertrieben, wenn erklärt wird, daß dabei vom Mangan wesentliche Mengen Ca mitgerissen werden. Denn erstens ist in Gesteinen normalerweise nur sehr wenig Mn vorhanden, so daß also schlimmstenfalls durch dieses auch nur sehr wenig Ca mitgerissen werden kann. Und zweitens wird ja, bei richtiger Durchführung, stets doppelt gefällt, wodurch dieser Fehler praktisch überhaupt verschwindet.

Es ist übrigens gar nicht sicher, ob das bei der ersten, bzw. nur einmaligen Fällung erfolgende Mitreißen von Calcium auf die Mitfällung des Mangans durch Oxydationsmittel (Erklärung durch Manganitbildung) zurückzuführen ist oder vielleicht nur auf das normale Mitreißen von Calcium, das auch durch Ammoniak allein bei der ersten, bzw. nur einmaligen Fällung von Aluminium oder Ferri Eisen auch ohne Mangan feststellbar ist. Vergleichende Versuche darüber fehlen ja. Die Tatsache, daß bei der Ammoniakfällung der Sesquioxide auch bei Manganmitfällung durch ein Oxydationsmittel (gleichviel welches hiezu vorgezogen wird) das mitgerissene Calcium durch mehrmalige Fällung entfernbar ist, weist darauf hin, daß nicht das Mangan die Ursache des Mitreißen von Ca ist.

Eigene diesbezügliche Erfahrung, ohne Mangan, unter Anwendung von kohlenstoffreiem Ammoniak, zeigte mir wiederholt, daß Calcium, wenn einige Procente davon vorhanden sind, bei großem Überwiegen von Ferri Eisen, durch einmalige, bzw. die erste Ammoniakfällung (auch ohne Wasserstoffsperoxyd), trotz Gegenwart von Ammonchlorid, sehr beträchtlich mitgerissen werden kann, nämlich manchmal bis zu einem Drittel des Gesamtcalciums! Dieser Fehler ist also weit größer als die Calciummenge, welche von zirka 1 mg MnO mitgerissen werden könnte. Da müßte demnach gerechterweise die Ammoniakfällung von Eisen und Aluminium bei Gegenwart von Calcium noch viel stärker verurteilt werden. Und doch geschieht dies nicht. Auch mit Recht, weil bei doppelter oder gar dreimaliger Fällung dieses Mitreißen praktisch keine Rolle mehr spielt, nach meiner Erfahrung sogar bei Vorhandensein von zehnmal mehr Eisen als in Gesteinen durchschnittlich vorkommt. Dieses Urteil stützt sich auf eine spezielle Untersuchung darüber, in Fällen von einigen Prozent CaO und über 70% Fe₂O₃, deren Ergebnisse separat veröffentlicht werden sollen, um diese Arbeit nicht noch mehr zu erweitern. Van Royen und fast alle anderen Forscher auf diesem Gebiete sind auch übereinstimmend der Überzeugung, daß die doppelte Fällung eine genügende quantitative Trennung vom Calcium ergibt. Sicherlich ist es bei Gegenwart von so wenig Mangan und Zusatz von Wasserstoffsperoxyd nicht wesentlich anders.

Ich wollte speziell diesen Punkt des Mitreißens von Ca bei Gegenwart von Mn noch eingehend untersuchen vor Veröffentlichung dieser Arbeit, u. zw. nicht nur durch Wiederfällung des Sesquioxyniederschlages und Prüfung auf Ca im konzentrierten Filtrat — was immer wieder den Einwand des Mitreißens ermöglicht, wenigstens teilweise —, sondern durch direkte Bestimmung des Ca in dem gewaschenen Niederschlag der Sesquioxyde. Das ist aber mit unerwartet großen Schwierigkeiten verbunden, und eine Methode, welche auf diese Art auch für wenig Ca neben viel Aluminium und Eisen geeignet wäre, fehlt noch.¹⁾

Es gibt wohl eine Methode zur Fällung von Calcium neben Aluminium, Eisen usw., u. zw. aus oxalsaurem Lösung, siehe Hillebrand-Lundell, Applied Inorganic Analysis, S. 501. Aber diese Methode wurde bei Phosphatgesteinen angewendet und daher erfolgte die Prüfung wahrscheinlich, entsprechend dem normalen Fall derselben, mit großen Mengen Calcium (und Phosphorsäure) und wenig Sesquioxyden oder dem selteneren Fall sesquioxydreicher Phosphate: mit viel Phosphorsäure und mäßigen Mengen von Calcium, Aluminium und Eisen; während in unserem Fall umgekehrt wenig Calcium (und wenig Phosphorsäure) neben viel Aluminium und Eisen vorliegt und deshalb die zitierte Methode erst daraufhin zu prüfen wäre. Eine andere Oxalatmethode stammt von Holleman (Lunge-Berl, Chem.-techn. Unters.-Methoden, 7. Auflage, 2. Bd., S. 1154). Ferner käme eventuell die Calciumsulfatfällung nach Glaser-Jones (Lunge-Berl, II., 1141) in Betracht. Aber bei all diesen Methoden ist nicht ausdrücklich erwähnt, ob sie auch bei Gegenwart von Titan anwendbar sind, welches in der technischen Phosphatanalyse keine Rolle spielt, aber bei Silikatgesteinen stets in nicht zu vernachlässigender Menge vorhanden ist. Nach Beendigung dieses Manuskriptteiles erschien eine Arbeit von Erdheim (Chem. Zentrabl. 1934, I., 2625) über Bestimmung von Calcium neben vielen anderen Bestandteilen (außer Chromoxyd und Eisenoxydul), darunter auch Aluminium, Eisen und Mangan, mittels Citrat und Oxalat. Leider gibt das Zentralblattreferat nicht die Calciummengen an. Aus der Tatsache, daß der Autor mit $\frac{1}{10}$ norm.

Permanganat das Calciumoxalat titriert ($1 \text{ cm}^3 = 2 \text{ mg Ca}$), ist aber zu entnehmen, daß er es nicht auf die Bestimmung sehr kleiner Mengen abgesehen hat. Überdies ist gerade Chrom bei Gesteinsanalysen nicht selten vorhanden (ließe sich aber bei Modellversuchen über das Maß des Mitreißens vermeiden), Phosphorsäure und Titan sind aber stets zugegen, über deren Verhalten hierbei jedoch gar nichts erwähnt ist.

„Eine neue Schnellmethode zur Bestimmung des Mangans“ von Spacu und Dick (Zeitschr. f. anal. Chemie, 1928, 74. Bd., S. 188) ist vorläufig noch nicht daraufhin untersucht, ob sie auch unter den praktischen Bedingungen der Gesteinsanalyse brauchbar ist, und wie die Reagentien (Rhodanid und Pyridin) die späteren Bestimmungen beeinflussen. Vor allem aber liegt in der Gesteinsanalyse sehr wenig Mangan vor, rund 1 mg , und es ist fraglich, ob da diese Methode überhaupt anwendbar ist, da die Autoren nur mit großen Mengen von mindestens $0.13 \text{ g MnSO}_4 \cdot 5 \text{ aq}$ ($= 38 \text{ mg MnO}$) gearbeitet haben.

¹⁾ Sicher ließe sich eine solche ausbilden, aber erst durch entsprechende Voruntersuchungen.

Überdies ist in unserem Falle neben der kleinen Menge Mangan viel Aluminium und Eisen sowie Titan (abgesehen von den Nebenbestandteilen) vorhanden, was bei dieser Methode noch gar nicht berücksichtigt ist. Sicherlich ist vorherige Abscheidung von Al, Fe usw. notwendig, und da erhebt sich gleich wieder die Frage, ob durch die Ammoniak- oder Acetatmethode, mit den früheren Problemen.

Die Manganbestimmung nach Majdel durch Fällung mit Persulfat aus saurer Lösung (Zeitschr. f. anal. Chemie, 81. Bd., S. 14), entsprechend früheren Arbeiten von v. Knorre sowie Dittrich und Hassel, ist gleichfalls in der Silikatgesteinsanalyse nicht brauchbar, weil nach den eigenen Angaben des Autors Titan die Arbeit sehr erschwert (S. 24, Anm. 1), womit aber doch hier stets zu rechnen ist.

Nach den Untersuchungen von Jensen (Zeitschr. f. anal. Chemie, 1931, 86. Bd., S. 422) ist übrigens Majdels Methode für quantitative Trennungen nicht geeignet.

Ein ungünstiges Urteil gibt Jensen auch über die Trennung in ammoniakalischer Lösung mit Wasserstoffsuperoxyd, Brom usw. ab: „Eine Trennung läßt sich aber auf diese Weise nur von den Alkalien erzielen.“ Jedoch wurde von ihm eine Trennung des Mn vom Calcium (und Magnesium) auf diese Art offenbar gar nicht versucht, wenigstens ist darüber nichts angegeben. Und Jensen hat überhaupt mit bedeutend größeren Manganmengen gearbeitet (118.8 mg Mn, also rund eine 100fache Menge!) als in der Gesteinsanalyse in Betracht kommen, daher seine Ergebnisse und Urteile auch nicht auf dieses Gebiet übertragbar sind.

Die Darstellung der gesteins-analytischen Methoden des Chemischen Laboratoriums des Geological Survey of Great Britain¹⁾ von F. R. Ennos und R. Sutcliffe erwähnt (S. 156/7) bei der Aufarbeitung des ohne Wasserstoffsuperoxyd gefällten Ammoniakniederschlag das Mangan überhaupt nicht. Dasselbe wird im Filtrat mit Schwefelammon gefällt und der noch gelöst bleibende Rest später im Magnesiumniederschlag kolorimetrisch bestimmt, all dies nach Hillebrands Ratschlägen. Vorzuziehen ist nach diesen Autoren aber die kolorimetrische Bestimmung in Separatportion. Über die verschiedenen Fehler hierbei (siehe vorstehende Besprechung von Hillebrands Methoden) wird nichts erwähnt.

E. Narici fällt nach der Methodenbeschreibung seiner Arbeit²⁾ den Ammoniakniederschlag gleichfalls ohne Wasserstoffsuperoxyd. Er subtrahiert dann, um die Tonerde zu erhalten, wie gewöhnlich außer den anderen Hauptbestandteilen auch die Summe des in gesonderter Portion bestimmten P_2O_5 „und eines Teiles des MnO , berechnet als Mn_2O_3 “³⁾ Wie groß dieser Teil ist und wie er zu ermitteln ist, wird jedoch nicht im geringsten angedeutet. Auch über Mitfällung und Bestimmung von Mangananteilen in den Calcium- und Magnesiumniederschlägen wird gar nichts erwähnt. Die Bestimmung des Gesamt Mangans erfolgt in gesonderter Portion kolorimetrisch; doch darf dasselbe hier nicht von den Sesquioxyden subtrahiert werden, weil letztere

¹⁾ „Chemical analyses of igneous rocks . . . With Notes on the Methods of Analysis.“ London 1931.

²⁾ Contributo alla petrografia chimica della provincia magmatica campana e del monte vulture. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. XIV, Heft 3 (1932), S. 212—214.

³⁾ „... e di una parte di MnO calcolato come Mn_2O_3 “.

nicht mit Wasserstoffsuperoxyd gefällt wurden, daher nicht das ganze Mangan enthalten. Als gesonderte Portion für die Manganbestimmung nimmt Narici den mit Wasser extrahierten Rückstand von der Aufschließung nach Smith zur Alkalienbestimmung.

Ein Gang zur Silikatmikroanalyse wird von Hueber angegeben (Mineral. u. Petrogr. Mitteilungen, Bd. 43, S. 84, 1932), wobei — abgesehen von anderen Mängeln — das Mangan nur im Magnesiumniederschlag bestimmt wird; offenbar in der irrthümlichen Meinung, daß dadurch das ganze Mangan erfaßt wird (da von einer Bestimmung des Gesamt-Mn in Separatportion nichts erwähnt wird), während doch tatsächlich und bekanntlich auch ein Teil des Mn mit dem Calcium ausfällt.

Die für die Gesteinsanalyse häufig zitierte ältere Arbeit von Chatard (siehe z. B. Hillebrand, Analyse der Silikat-Gesteine) zur Bestimmung kleiner Mengen von Nebenbestandteilen berücksichtigt das Mangan überhaupt nicht.

Die sehr zahlreichen Verfahren zur Manganbestimmung in Eisen und Stahl werden hier nicht einzeln angeführt, weil sie größtenteils auf den gleichen Grundlagen beruhen, welche oben besprochen wurden. Und im übrigen sind sie aus den verschiedensten Gründen auf Silikatgesteine nicht anwendbar, z. B. wegen der Lösungsmittel, welche hier nicht brauchbar sind; oder wegen Beimengungen, die in Stahl zu berücksichtigen sind (z. B. Wolfram), aber hier nicht, oder welche umgekehrt im Stahl keine Rolle spielen (Al, Ti) wohl aber in den Gesteinen; oder wegen Anwendung einer Oxydation, bzw. Titration mit einem Reagens (z. B. Wismutat, arsenige Säure), das in der Gesteinsanalyse infolge der Weiterverarbeitung umständlich wieder entfernt werden müßte; auch ist in Stahl und Eisen der Eisengehalt nicht zu bestimmen, hier aber wohl, usw.

Als Beispiel dieser Gruppe aus neuester Zeit sei nur das Verfahren von R. Lang und Kurtz „Neue Ferrosalzmethoden zur Bestimmung von Chrom, Vanadin und Mangan nebeneinander unter Berücksichtigung der Analyse von Stahl“ (Zeitschr. f. anal. Chemie, 1931, Bd. 86, S. 288) angeführt. In unserem Fall deshalb nicht verwendbar, weil weder die Bestimmung des Titans noch auch jene des Eisens dabei berücksichtigt ist. Das Mangan in Form von Permanganat (bzw. dreiwertigem Mangan) wird durch Ferrolösung titriert, also Eisen in die Lösung eingeführt, daher das Eisen der Probe nicht mehr darin bestimmt werden kann. Wollte man aber das Eisen vorher bestimmen, so würde durch die Permanganatmaßlösung umgekehrt Mangan eingeführt und das Mangan der Probe nicht mehr bestimmbar.

Man könnte sich zwar so helfen, daß man bei der Titration des Mangans durch Ferrolösung die genaue eingeführte Eisenmenge von der folgenden Eisenbestimmung subtrahiert, um das Eisen der Probe als Differenz zu erhalten. Das analoge Vorgehen durch Subtrahieren des bei der Eisentitration durch Permanganat eingeführten Mangans von der folgenden Manganbestimmung wäre unstatthaft wegen der vorhandenen sehr kleinen Mengen Mangan, welche sich durch eine Differenzbestimmung nur äußerst ungenau ergeben würden. Aber auch im ersteren Fall ist das Titan dabei nicht berücksichtigt. Allerdings ist von Lang und Kurtz schon früher auch eine Methode zur Bestimmung von Eisen (mit Bichromat) und Mangan nacheinander angegeben worden (Zeitschr. f. anal. Chemie, Bd. 81, S. 229/30), wobei jedoch der even-

tueller Einfluß des Titans (das vorher bestimmt werden müßte) gleichfalls nicht bekannt ist.

Teilweise auf der gleichen Grundlage — Beständigkeit des dreiwertigen Mangans in Gegenwart von Flußsäure und Titration durch Ferrosalz mit Diphenylamin als Indikator — beruht auch die von H. Otto angegebene Methode zur direkten Bestimmung dreiwertigen Mangans in Silikaten (Mineral. u. petrogr. Mitteilungen, Bd. 47, 1935, S. 93). Sie ist in unserem Falle nicht anwendbar, weil das Mangan in der Pyrosulfatschmelze, bzw. ihrer Lösung nicht dreiwertig vorhanden ist, und normalerweise auch nicht in den Gesteinen selbst (falls man eine separate Einwaage verwenden wollte). Abgesehen davon, ist sie überhaupt nur dort brauchbar, wo mit absoluter Sicherheit kein Eisenoxydul oder ein ähnlich reduzierend wirkender Bestandteil vorhanden ist, weil sonst schon während des Aufschließens das Manganisalz reduziert wird; eine Bedingung, die bei nicht vollkommen reinen Mineralien oder gar Silikatgesteinen kaum erfüllbar ist. Und daß Otto bei Kontrollbestimmungen die Methode von Lang und Kurtz verwendete (Mineral. u. petrogr. Mitteilungen, 47, 91) leidet daran, daß diese Methode nach eigener Angabe ihres Begründers bei Gegenwart von Aluminium, Calcium oder Magnesium „nicht anwendbar“ ist (Zeitschr. f. anal. Chemie, 81, 228/9; 102, 8).

Erst die neueste Form der Methode von Lang vermeidet diese Fehler (Zeitschr. f. anal. Chemie, Bd. 102, 1935, S. 8). Dabei bleibt aber die Tatsache bestehen, daß für so kleine Manganmengen, wie sie in unserem Fall gewöhnlich vorliegen, die Kolorimetrie der Titration vorzuziehen ist. Überdies wären vor einer Anwendung dieser für die Stahlanalyse bestimmten Methode in der Gesteinsanalyse erst noch sämtliche hier in Betracht kommenden Nebenbestandteile auf ihren möglichen Einfluß zu untersuchen.

Wenn ich noch die Arbeit von Schwarz v. Bergkamp (Zeitschr. f. anal. Chemie, 1931, Bd. 83, S. 345) über „Die Trennung von Eisen-Titan-Aluminium in weinsäurehaltiger Lösung“ erwähne, so geschieht es deshalb, weil sie für die Gesteinsanalyse bestimmt zu sein scheint. Jedoch berücksichtigt sie weder das Mangan noch auch die Phosphorsäure. Ersteres würde mit dem Eisen gefällt und ließe sich nach dessen Wägung kolorimetrisch darin bestimmen. Fraglich ist hierbei, ob das Mangan durch Schwefelammon aus der tartrathaltigen Lösung tatsächlich quantitativ mitgefällt wird. Phosphorsäure wird wahrscheinlich (Balanescu und Motzoc, Zeitschr. f. anal. Chemie, Bd. 91, S. 188) durch Oxin von Aluminium getrennt, bzw. Al frei von P_2O_5 abgeschieden, jedoch wären darüber wohl noch spezielle Versuche notwendig, besonders auch wegen des möglichen Einflusses des vorhandenen Kupferions.

„Eine einfache Methode zur quantitativen Bestimmung des Mangans“ von Funk und Demmel (Zeitschr. f. anal. Chemie, 96. Bd., 384), beruht auf Fällung des Mangans mit Anthranilsäure; doch sind die kleinsten dabei verwendeten Mengen Mangan (5 mg) noch weit größer als in den Silikatgesteinen. Ferner ist die Empfindlichkeit für die Gesteinsanalyse nicht genügend („0.165 mg Mn in 5 cm³ geben mit 2 cm³ des 10%igen Reagenses nach zehn Minuten noch eine geringe aber deutliche Trübung“) und im Filtrat ist noch Mangan nachweisbar. Die Fällungsbedingungen sind in der Gesteinsanalyse nicht zu verwirklichen: Die Lösung soll keine freie Säure enthalten; „das Volumen der Lösung soll für 0.1 g Mangan etwa 80 cm³ betragen“, das

wäre für 1 mg Mn rund 1 cm³, bei einer in unserem Fall großen Menge von Salzen. Über das Verhalten und die Einflüsse der anderen in der praktischen Gesteinsanalyse vorhandenen Bestandteile zu dem neuen Reagens ist fast nichts bekannt. Die notwendigen Trennungen würden, wenn überhaupt durchführbar, mindestens auf große Schwierigkeiten stoßen, und es wurde von den Autoren bereits festgestellt, daß eine Trennung vom Calcium auf diese Art durch einmalige Fällung nicht möglich ist. Aus all dem ergibt sich, daß diese Methode hier nicht in Betracht kommt.

So muß also schließlich zusammenfassend wohl konstatiert werden, daß in der Literatur keine wirklich befriedigende Methode der Manganbestimmung für die Zwecke der Silikatgesteinsanalyse zu finden ist und daß die meisten dieser Methoden sogar direkt fehlerhaft sind.

Kurzer Überblick.

Nach Abscheidung der Kieselsäure ergeben sich folgende hauptsächlichste Möglichkeiten:

1. Wiederholte Fällung von Aluminium, Eisen usw. durch Ammoniak, um das Mangan ins Filtrat zu bekommen. Normalerweise wird aber doch ein Teil Mangan von den Sesquioxiden mitgerissen, weshalb auch die beste Manganfällung im Filtrat nicht die ganze Menge Mangan ergeben kann.

a) Diese Fällung des Mangans kann durch Schwefelammon ausgeführt werden, wobei sich jedoch leicht große Plusfehler ergeben, wenn — wie es nur zu sehr üblich ist — die gelöst gebliebenen Aluminium- und Eisenreste nicht vorher abgeschieden wurden. Übrigens ist diese Fällung in bezug auf Mangan gewöhnlich unvollständig, weshalb ein Teil desselben später die Calcium- und Magnesiumniederschläge verunreinigt.

b) Wegen ihrer Mängel wird diese Mangan-Fällung von den meisten Silikatgesteins-Analytikern unterlassen, was aber zur Folge hat, daß sich dann das Mangan um so mehr auch auf Calcium und Magnesium verteilt und dadurch zu drei noch größeren Fehlern führt. Und die öfter empfohlene Bestimmung des Mangananteils im Magnesiumniederschlag ergibt ja doch nur einen Teil. Falls man aber auch den im Calciumniederschlag vorhandenen Mangananteil bestimmen will, so erheben sich bei eventueller Strontiumbestimmung große Schwierigkeiten. Und wenn man überdies auch das Gesamt-mangan in Separatportion bestimmt, um aus der Differenz gegenüber der Summe der Mangananteile beim Calcium und Magnesium den Teil Mangan zu erhalten, der bei den Sesquioxiden verblieb (zwecks Korrektur der Tonerde), so besteht hiebei trotzdem noch ein Fehler: Denn ein Teil Mangan bleibt sogar bei der Magnesiumammonphosphatfällung gelöst. Damit ist also eine 4- bis 5fache Verteilung des Mangans gegeben.

Eine direkte Bestimmung des Manganteils in dem komplizierten Sesquioxyniederschlag stößt aber auf außerordentlich große Schwierigkeiten. Können diese jedoch überwunden werden, dann ist es selbstverständlich viel einfacher und genauer, das Gesamt-mangan mit den Sesquioxiden gemeinsam zu fällen und hier auch zu bestimmen.

Das Gesamt-mangan in einer Separatportion zu bestimmen, behebt nicht die Fehler, welche in der Hauptportion durch die geschilderte Verteilung des Mangans entstehen.

2. Die im allgemeinen viel seltener ausgeführte Acetat-Methode gibt oft trübe Waschwässer und auch größere Aluminium- und Eisenreste im Filtrat, deren Abscheidung deshalb hier noch viel wichtiger ist als bei der Ammoniakmethode. In der weiteren Analyse entstehen — sowohl wenn ohne als auch mit Fällung des Mangans durch Schwefelammon gearbeitet wird — ähnliche Fehler und Schwierigkeiten wie bei der Ammoniakmethode.

3. Man könnte das Mangan bei der Ammoniakfällung auch vollständig gelöst halten, z. B. durch Hydroxylamin. Jedoch sind in der Silikatgesteinsanalyse die Auswirkungen dieses Zusatzes auf die weitere Verarbeitung noch nicht untersucht. Und im übrigen ergeben sich im Filtrat ähnliche Mängel und Komplikationen wie bei der Ammoniak- und auch Acetatmethode.

4. Auch kann man das Gesamt-mangan durch Oxydation gemeinsam mit Aluminium, Eisen usw. ausfällen. Wenn das Gesamt-mangan überdies in Separatportion bestimmt und von den Sesquioxiden abgezogen wird, so ist das Mangan richtig und auch der mehrfache Verteilungsfehler in der Hauptportion vermieden. Wenn genügend viel Probe vorhanden ist, so ist damit wohl ein möglicher Ausweg aus den Schwierigkeiten gegeben, aber keine Lösung des vorliegenden Problems.

Die bisherigen Spezialmethoden der verschiedenen Autoren haben an dieser Sachlage nichts geändert.

Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung.

Von Otto Ampferer.

(Mit Bohr- und Stollenprofil i. M. 1 : 200 und 15 Zeichnungen.)

Einleitung.

Der Salzbergbau Dürnberg bei Hallein reicht in sehr alte Zeiten der menschlichen Geschichte zurück. Offenbar trat hier das salzführende Haselgebirge offen zutage und wurde vom Wild und von den ältesten Ansiedlern aufgesucht.

Nach Erschöpfung der obersten Salzmassen begann der Mensch dann allmählich tiefer in den Berg zu dringen und dem Salz mit Stollen und Schächten zu folgen.

So ist im Laufe von Jahrtausenden der Bergbau immer komplizierter und ausgedehnter geworden.

Während sich die verlassenen Stollen unter dem großen Druck im plastischen Salzgebirge verhältnismäßig rasch schlossen, wurden immer neue Strecken vorgetrieben und der Salzgehalt mit großen Sinkwerken ausgelaugt. Mit dem Tiefergreifen des Bergbaues machte man nun die unangenehme Erfahrung, daß im Salzgebirge eine Menge von kleineren und größeren Schollen von fremden tauben Gesteinen eingeschlossen sind und daß sich mit jeder tieferen Stufe der Abbauräum zwischen diesen tauben Schollen verringerte.

Fig. 1 gibt ein Bild dieser Verschmälerung des Salzgebirges gegen die Tiefe, wie diese im Laufe der unaufhaltsamen Vertiefung des Bergbaues offenbar wurde.

Dieses Bild der Verschmälerung des nutzbaren Salzraumes ist nun für den Gang der weiteren Entwicklung entscheidend geworden. Die Wahrscheinlichkeit einer raschen Erschöpfung des Bergbaues beunruhigte vor allem die in seiner Umgebung ansässige Bevölkerung immer mehr, für welche der weitere Bestand desselben eine Lebensfrage ersten Ranges bedeutet.

Es gelang zunächst einmal, die Landesregierung und weiter auch die Bundesregierung für eine tiefere Aufschließung der Salzlagerstätte zu interessieren.

Inzwischen waren auch von wissenschaftlicher Seite her Hypothesen über den Bau der alpinen Salzlager aufgestellt worden, welche eine Erstreckung derselben in größere Tiefen wahrscheinlich machten. Schon im Jahre 1922 hatte der damalige Präsident der Preuß. Geol. Landesanstalt in Berlin Geheimrat F. Beyschlag in der Zeitschrift für prakt. Geologie die eng benachbarte Salzlagerstätte Berchtesgaden mit den norddeutschen Perm-Salzlagerstätten verglichen und einen erheblichen Tiefgang angenommen. Ihm folgte Geheimrat E. Seidl, der diesen Vergleich der alpinen und der norddeutschen Salzlagerstätten noch viel weiter ausbaute und den alpinen Lagerstätten eine

bedeutende Tiefenerstreckung zuerkannte. Diese Aussagen von so erfahrenen Kennern der deutschen Salzlagerstätten wie Beyschlag und Seidl erweckten auch in Österreich neue Hoffnungen auf Erschließung von großen noch in der Tiefe verborgenen Steinsalz- und Kalilagern.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit daran erinnern, daß der österreichische Geologe M. V. Lipold bereits im Jahre 1854 in seiner Arbeit „Der Salzberg am Dürrberg nächst Hallein — Jahrh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt“ ausdrücklich dafür eingetreten war, „daß diese Salzlagerstätte sicherlich eine

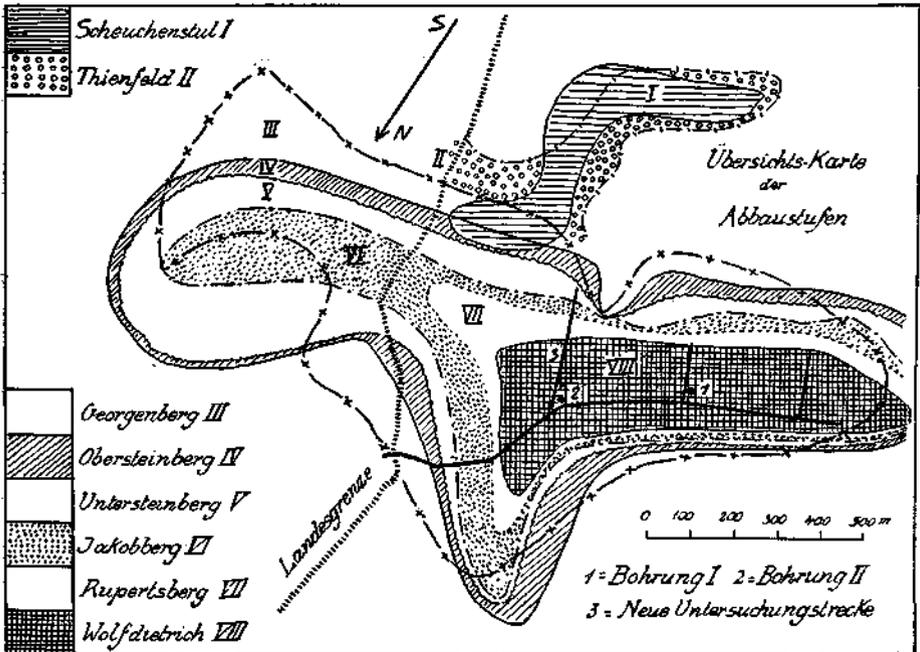


Fig. 1.

Mittlere Höhe der Abbaustufen:

Scheuchensstul	875 m	Obersteinberg	750 m	Rupertsberg	640 m
Thienfeld	885 m	Untersteinberg	710 m	Wolfdietrich	588 m
Georgenberg	790 m	Jakobsberg	680 m		

Verkleinerung nach einer Vorlage der Salinen-Verwaltung Hallein.

größere Ausdehnung besitzt, als man ihr nach den bisherigen Aufschlüssen beilegen zu müssen glaubte, daß dieselbe sich in der Teufe, statt zu verengen, vielmehr erweitern dürfte“.

So entschloß sich die Verwaltung der Halleiner Saline im Jahre 1928, vom Niveau des untersten Stollens (Wolfdietrich Stollen) aus eine Tiefbohrung abzustößen in einer Seehöhe von 594 m und 2300 m vom Stollen Mundloch entfernt.

Diese Bohrung wurde mit einer Craelius Maschine kleinster Type ausgeführt. Trotz des geringen Anfangsdurchmessers von 56 mm erreichte sie eine Tiefe von 339 m, was als eine gute Leistung zu bezeichnen ist.

Die Ergebnisse dieser Bohrung waren so überraschend und günstig, daß im November 1933 eine zweite Bohrung, diesmal mit einer viel stärkeren

an. Die Ausführung der hier folgenden Untersuchung wäre ohne die Unterstützung der Generaldirektion der österr. Salinen und der Salinenverwaltung Hallein unmöglich gewesen. Die erste Anregung zu einer neuen geologischen Untersuchung ist hier von dem leider inzwischen verstorbenen Generaldirektor Ing. F. Backhaus ausgegangen. Weiter habe ich Herrn Generaldirektor Dr. R. Engelsberg, Herrn Oberbergrat Ing. F. Pickl, Herrn Oberbergrat Ing. Fr. Hintze und Herrn Betriebsleiter Ing. Münzer meinen besten Dank abzustatten. Für die Führung in der Grube und Bekanntmachung zahlreicher Details bin ich Herrn Oberbergmeister Peregrin Lindner und Herrn Bergmeister Franz Vierthauer in Dankbarkeit verpflichtet.

Tiefbohrung I.

Diese Bohrung wurde in den Jahren 1928—1931 abgestoßen und in einer Tiefe von 339 m eingestellt. Zur Zeit meines ersten Besuches des Salzbergbaues Dürnberg hatte ich dann im Jahre 1933 Gelegenheit, die von dieser Bohrung hochgebrachten Bohrkerne zu untersuchen und mit dem beiliegenden Bohrprofil zu vergleichen, das mir von der Verwaltung der Halleiner Saline zur Benutzung übergeben wurde. Die Reihe der damals vorhandenen Bohrkerne war nicht ganz vollständig. Insbesondere fehlten von der unteren Hälfte der Bohrung alle Belegstücke der durchfahrenen Salze. Dieselben waren bei dem kleinen Durchmesser der Bohrung offenbar zerrieben und dann aufgelöst worden.

Die Angaben des Bohrprofiles (Tafel II) sind weit vollständiger und nach den täglichen Bohrberichten zusammengestellt. Ich habe das Bohrprofil ziemlich unverändert zum Abdruck gebracht, wie es mir übergeben wurde. Nur die Angaben über das Auftreten von Kalken in der Störungszone habe ich nach den untersuchten Bohrkernen berichtet, welche sich alle als Triasdolomite erwiesen haben. Die eingezeichneten Neigungen sind jedoch ziemlich schematisch. So weit es möglich war, habe ich die Schichtneigungen der Bohrkerne gemessen und in der beiliegenden Liste zusammengestellt.

Wie die genauere Betrachtung des Bohrprofiles ergibt, besteht dasselbe aus 3 verschiedenen und wohl getrennten Teilen.

Das oberste Stück zeigt typisches Haselgebirge und reicht bis zu einer Tiefe von 48·36 m.

Über diese Haselgebirgszone ist wenig zu berichten. Es ist dasselbe Haselgebirge, wie es im Woldietrich Stollen weithin aufgeschlossen ist. Meist grau gefärbt, mit Einschlüssen von grellrotem Muriazit und roten, grünen, grauen Werfener Mergeln, Gipsbändern und Schollen von Anhydrit. Nach dem Salzgehalt erscheint im Bohrprofil mittleres, reiches und sehr reiches Haselgebirge getrennt.

Unter diesem salzführenden Haselgebirge folgt nun die sogenannte Störungszone in einer Mächtigkeit von ca. 86 m. Auch hier tritt vielfach noch Haselgebirge auf, jedoch ohne Salzgehalt und meist mit roten-grauen Werfener Mergeln, Glanzschiefern, Tonschiefern sowie mit Anhydrit und Gips vielfältig vermischt. Wie man schon aus der Zeichnung des Bohrprofiles ablesen kann, sind die hier auftretenden Schichten sehr stark durchbewegt, verschuppt, schlierig und reich an Breccien.

Charakteristisch für diese Störungszone ist das ziemlich reichliche Vorkommen von Dolomithbrocken und Dolomithbreccien, wogegen wenigstens nach

den Bohrkernen Kalk einschlüsse fehlen oder ganz zurücktreten. Es handelt sich durchwegs um gelbliche, graue, kleinbrüchige Dolomite, wie sie in der Umgebung im Bereiche des Ramsaudolomits vielfach auch über Tag zu finden sind.

In einer Tiefe zwischen 120 und 123 *m* wurde eine Süßwasserquelle von 20 Stundenlitern angefahren. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Quelle auf ihrem Wege den Salzgehalt der Nachbarschichten ausgelaugt hat. Im untersten Teil der Störungszone stellt sich eine mächtige Dolomittrümmerzone ein, welche wohl aus der tektonischen Aufarbeitung einer Dolomitscholle hervorgegangen sein dürfte.

Unter dieser Dolomittrümmerzone wurde in einem zu Sand zerriehenen Dolomitstreifen zuerst wieder ein Salzgehalt gefunden.

Unter der Störungszone drang die Bohrung wieder in eine mächtige salzführende Gebirgszone ein. Es war dies ein unerwarteter und überraschender Befund, nachdem man die Störungszone schon als den unteren Abschluß des Salzgebirges betrachtet hatte.

Diese neuentdeckte Salzlagerstätte zeigte nun auch einen völlig anderen Aufbau als die Haselgebirgszone.

Das beiliegende Bohrprofil gibt den besten Einblick in diese Verhältnisse. Wir begegnen zunächst zwischen 135 und 159 *m* einer vielfachen Wechselagerung von schmalen Steinsalzlagen mit Glanzschiefern, Tonmergeln, Werfener Mergeln, Anhydrit und grauem und grünem Buntsandstein. Im obersten Teil sind noch graue Dolomitreccien enthalten.

Die Salzlagen erreichen hier nirgends eine Mächtigkeit von $1\frac{1}{2}$ *m*.

Das ändert sich bei 159 *m* mit einem Schlage. Unter einer Anhydritlage setzt hier eine reiche Folge von Steinsalzlagen ein, die Mächtigkeiten bis zu 24 *m* erreichen. An 8 Stellen finden sich im Bohrprofil auch ziemlich mächtige Lagen von Bittersalzen verzeichnet, deren Nachweisung ohne Kerne nur ans der Beschaffenheit der Spülsole jedoch mit Unsicherheit behaftet erscheint.

Diese Lagen mit Bittersalzen sind zwischen 222—269 *m* eingeschaltet und haben zusammen eine Mächtigkeit von über 20 *m*.

Als taube Zwischenlagen finden sich in dieser unteren Salzlagerstätte neben vielen ziemlich schmalen Anhydritlagen vor allem zahlreiche dünnere und dickere Lagen von bunten Quarzsandsteinen. Diese Quarzsandsteine sind ziemlich feinkörnig und reich an feinem weißlichem Glimmer. Fast durchaus lassen diese Sandsteine eine deutliche Schichtung erkennen, die häufig noch durch einen Farbenwechsel hervorgehoben wird. So entstehen feinstreifige Sandsteinmuster = rot-grau streifig, dunkelgrün-grau streifig, grau-weiß-rot streifig, hell- und dunkelgrau streifig. Diese Feinstreifigkeit erlaubt auch, an vielen Kernen das Schichtfallen zu bestimmen, das in der beistehenden Liste angeführt erscheint.

Liste der Schichtneigungen in den Kernen von Bohrung I.

<i>m</i>		
41-36	Haselgebirge mit Muriazit — grauer Tonmergel	80°
59-00	Haselgebirge mit Gipsband	30°
63-87	grauer Werfener Mergel	60°
67-27	grauer Werfener Mergel	45°
68-35	grauer Werfener Mergel	45°

74-12	Anhydrit	60°
74-52	grauer Werfener Mergel	60°
75-05	grauer Werfener Mergel	30°
76-50	grauer Werfener Mergel	90°
84-72	grüner, bändriger Werfener Mergel	45°
85-12	grüner, bändriger Werfener Mergel	40°
90-20	graues Haselgebirge mit rotem Gips	30°
102-40	schwarzer Werfener Mergel	50°
102-80	grauer Werfener Mergel	25°
104-95	grauer, feingefalteter Werfener Mergel	55°
106-20	grauer, feingefalteter Werfener Mergel	55°
106-80	grau-roter Werfener Mergel	20°
107-50	roter Werfener Mergel	40°
107-65	roter-grüner Werfener Mergel	20°
109-90	grauer Werfener Mergel	40°
111-80	grauer, sandiger Anhydrit	5°
122-40	grauer-roter Werfener Mergel	30°
137-75	dunkelgrüngrauer Werfener Mergel	30°
139-47	dunkelgrauer Werfener Mergel	40°
139-86	dunkelgraugrüner Werfener Mergel	60°
142-22	roter-grau streifiger Buntsandstein	20°
142-74	roter-grau streifiger Buntsandstein	60°
143-15	roter-grau streifiger Buntsandstein	30°
143-63	dunkelgrauer Werfener Mergel	40°
145-42	dunkelgrauer Werfener Mergel	50°
145-61	glimmerreicher, graustreifiger Werfener Mergel	20°
145-91	dunkelgrauer Werfener Mergel	65°
146-51	grüngrauer Werfener Mergel	20°
146-76	dunkelgrauer Werfener Mergel	50°
149-40	hellgrüner, glimmerreicher Buntsandstein	25°
150-30	grauer, glimmerreicher Buntsandstein	25°
150-30	grauer, glimmerreicher Buntsandstein	25°
151-29	grauer, glimmerreicher Buntsandstein	25°
151-49	grauer, glimmerreicher Buntsandstein	25°
151-84	grauer, glimmerreicher Buntsandstein	20°
153-35	grauer-rötlicher Werfener Mergel	25°
154-05	hellgrauer, streifiger Buntsandstein	25°
154-34	grau-weiß-rötlich streifiger Buntsandstein	25°
155-92	roter Buntsandstein	12°
157-66	grauer, feinstreifiger Buntsandstein, kleine Kniefalte	
168-23	grauer, rötlicher Buntsandstein	25°
168-68	Anhydrit	25°
170	dunkelgraugrüner Werfener Mergel	30°
176-21	dunkelgrüner Anhydrit	25°
178-21	dunkelgrauer Anhydrit	25°
178-24	graustreifiger Werfener Mergel	35°
180-04	grüngrauer, glimmerreicher Buntsandstein	30°
184-73	grüngrauer, glimmerreicher Buntsandstein	30°
187-05	dunkelgrauer, glimmerreicher Buntsandstein	30°
188-33	graustreifiger Anhydrit	30°
192-78	dunkelgrauer, streifiger Buntsandstein	20°
193-44	dunkelgrüngrauer, glimmerreicher Buntsandstein	5°
195-20	roter, fester Buntsandstein	30°
196-03	roter, grüner, feinsandiger Buntsandstein	30°
197-02	roter Buntsandstein	30°
198-77	roter, grauer Buntsandstein	30°
200-21	roter Buntsandstein	30°
200-61	roter Buntsandstein	30°
200-61	roter, grünstreifiger Buntsandstein	30°
201-66	roter, glimmerreicher Buntsandstein	35°

m

201-76	roter, glimmerreicher Buntsandstein	30°
208-13	roter, glimmerreicher Buntsandstein	30°
218-03	grüner Werfener Mergel	5°
219-53	grauer Buntsandstein	20°
228-02	Anhydrit	25°
228-22	roter Buntsandstein	35°
228-32	streifiger Anhydrit	20°
229-09	hellgrauer Buntsandstein	15°
229-94	roter Buntsandstein	30°
242-68	roter, grüner Buntsandstein	30°
244-48	roter Buntsandstein	25°
245-72	roter, graufleckiger Buntsandstein	30°
252-16	roter, grauer Buntsandstein, Schrägschichtung	
253-17	roter, hellgrüner Buntsandstein	20°
254-29	roter, grüner Buntsandstein	35°
258-81	roter, grüner Buntsandstein	30°
263-97	roter Buntsandstein	10°
264-90	roter, grüner Buntsandstein	20°
266-86	roter Buntsandstein	0— 2°
268-49	roter Buntsandstein	0— 2°
269-90	roter, grüner Buntsandstein	0— 2°
271-56	roter Buntsandstein mit dunkelroten Mergelstücken	0— 2°
273-87	roter Buntsandstein mit dunkelroten Mergelstücken	0— 2°
277-66	roter, grüner Buntsandstein	0— 2°
277-89	roter Buntsandstein mit dunkelroten Mergelstücken	0— 2°
278-08	roter Buntsandstein	20°
278-89	roter Buntsandstein mit Schrägschichtung	
280-53	roter, grüner Buntsandstein	0— 2°
281-64	roter, grüner Buntsandstein, scharf gefaltet	30°
282-43	roter Buntsandstein	20°
300-86	roter, fester Buntsandstein	15°
336-76	roter, dunkelgrüner Buntsandstein	20°
336-86	roter Buntsandstein	20°
337-90	dunkelgrüner, hellgrüner Buntsandstein	0— 2°

Nicht selten kann man an diesen Kernen auch kleine Schrägschichtungen erkennen. Weiter kommen rote Buntsandsteine vor, die kleine dunkelrote Mergelstückchen umschließen.

Alle diese Eigenschaften weisen darauf hin, daß wir es nicht mit den tonigen-kalkigen-schieferigen Werfener Sch., sondern mit den typischen Buntsandsteinen zu tun haben, wie sie z. B. an der Südseite des Kaisergebirges prachtvoll erschlossen sind.

Wie aus dem Bohrprofil weiter klar hervorgeht, handelt es sich bei dieser unteren Salzlagerstätte durchaus nicht etwa um eine oder mehrere vollständige Salzausscheidungsfolgen. Vielmehr wurde die Salzausscheidung vielmals durch Einlagerung von tauben Schichten ganz schroff unterbrochen. Es ist dies nur möglich, wenn die Salzabscheidung nahe am Festlande oder in einem Wüstensee erfolgte, wo die Einführung von Sandmassen immer wieder die Salzbildung stören und eindecken konnte. Der Rhythmus dieser Störungen der Salzabscheidung ist zu kompliziert, um ihn auf eine einfache Formel zu bringen. Die Mächtigkeit der Steinsalzmassen nimmt jedoch gegen unten beträchtlich zu.

Im Bohrprofil erscheint unter der großen Steinsalzlage noch mehrfach Haselgebirge eingetragen. Unter den Bohrkernen aus dieser Tiefenlage befindet sich aber keine Probe von Haselgebirge. Auch hier bestehen die vor-

liegenden tauben Einschaltungen bei 335·76 *m* aus dunkelgrünem-rotem Buntsandstein, bei 336·86 *m* aus rotem Buntsandstein, bei 337·90 *m* aus dunkelgrünem, hellgrünem Buntsandstein von flacher Schichtung.

Die Gesamtmächtigkeit aller von der Tiefbohrung I durchsunkenen Salzschichten (Steinsalz + Magnesia- und Kalisalze) beträgt ca. 150 *m*. Wenn dieser großen Mächtigkeit eine entsprechende horizontale Ausdehnung zukommt, so würde hier das größte derzeit in den Alpen bekannte Salzlager vorliegen.

Dabei ist festzustellen, daß weder seine volle Mächtigkeit noch auch seine horizontale Ausdehnung bekannt ist.

Um die volle Mächtigkeit zu erforschen, wurde im Jahre 1933 eine zweite und viel besser ausgerüstete Tiefbohrung 270 *m* neben der I. abgestoßen, die leider bei 166 *m* schon verunglückte und damit ihre Aufgabe nicht zu lösen vermochte.

Diese Bohrung hat ca. 80 *m* salzreiches Haselgebirge und darunter die salzfreie Störungszone aufgeschlossen, in welcher sie stecken blieb.

Neue Untersuchungsstrecke.

Um die südlich von den Bohrstellen im Wolfdietrich Stollen befindliche Bergmasse in bezug auf einen möglichen Salzgehalt näher zu erforschen, wurde von der Bohrstelle II aus eine Untersuchungsstrecke vorgetrieben. Diese Strecke — Tafel II — verblieb zunächst vom Wolfdietrich Stollen aus ca. 193 *m* im Haselgebirge, durchstieß dann zwischen 193—204 *m* schwarze Tonschiefer und Glanzschiefer. Darauf wurde Hallstätter Kalk aufgefahren, u. zw. in 2 verschiedenen Schollen. Die erste Scholle zeigt deutlichen flachen Muldenbau und besteht aus lichtrötlichen, gut geschichteten Kalken. Eine 3 *m* starke Lage von Glanzschiefern mit Kalkbrocken bildet die Grenzfläche gegen die südlich folgende Scholle von hellgrauem, undeutlich geschichtetem Kalk.

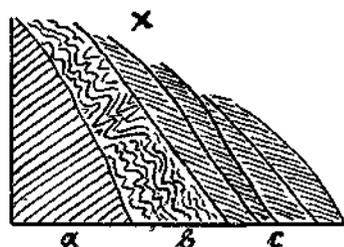
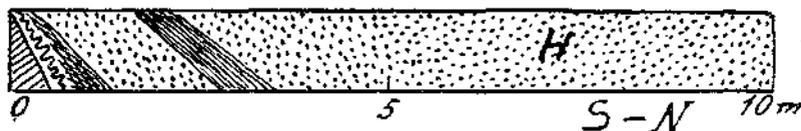
In diesem Kalk brachen bei 295 *m* stärkere Quellen ein, weshalb hier der Vortrieb längere Zeit eingestellt wurde.

Nunmehr ist der Vortrieb wieder aufgenommen worden. Dabei zeigte sich fortschreitend eine stärkere Wasserführung. Sie stieg bei 297 *m* auf 38 *hl/St.*, bei 303 *m* auf 57 *hl/St.*, bei 308·5 *m* auf 92 *hl/St.*, bei 312 *m* auf 106 *hl/St.* Nun ist das Feldort trocken (Ramsau Dolomit) und der Zufluß auf 96 *hl/St.* gesunken.

Es ist von großem Interesse, wie sich die geologischen Verhältnisse hinter dieser Hallstätter Scholle gestalten. Vom Wolfdietrich Stollen aus sind außer der neuen Untersuchungsstrecke schon früher 2 Parallelstollen vorgetrieben worden, u. zw. der südliche Querschlag I und die Stinkend Wasserl Schachtricht. Während die neue Untersuchungsstrecke die Hallstätter Kalke erst bei 205 *m* erreichte, stieß der südliche Querschlag bei 150 *m* und die Stinkend Wasserl Schachtricht bei 144 *m* auf dieselbe Kalkzone. Überall finden wir zwischen dem Haselgebirge und dem Hallstätter Kalk eine Zone von Glanzschiefern eingeschaltet. Es ist interessant, diese 2 Kontaktstellen von Glanzschiefern mit dem Hallstätter Kalk näher zu betrachten, die in Fig. 3 vorgeführt werden. Den besten Aufschluß gewährt der südliche Querschlag, wo man deutlich sieht, wie der Glanzschiefer über den Hallstätter

Kalk geschoben und dabei in enge Stauchfalten gelegt wurde. Auch der Streifen von Glanzschiefer zwischen den 2 Hallstätter Schollen der neuen Untersuchungsstrecke zeigt heftige Verschuppung und den Einschluß von Brocken von Hallstätter Kalk im schwarzen Glanzschiefer. Am Kontakt in der Stinkend Wasserl Schachtricht fallen im schwarzen Glanzschiefer zahlreiche mit weißem Gips verheilte Klüfte besonders auf. Der Glanzschiefer selbst ist nur ein ganz von Schubflächen zerschnittener, schwarzer Tonschiefer, also ein Tektonit.

x Südlicher Querschlag



Stinkend Wasserl-Schachtricht

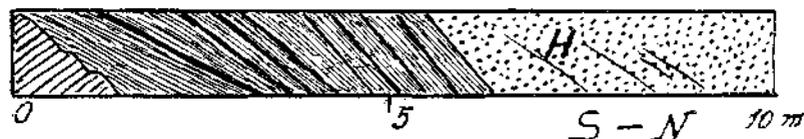


Fig. 3. H = Haselgebirge.

a = hellgrauer Hallstätterkalk; b = heftig gefaltete Glanzschiefer; c = Glanzschiefer mit vielen, mit weißem Gips ausgeheilten Klüften.

Bisher hatte der Bergbau immer an dieser südlichen Kalkscholle aus Besorgnis vor Wassereinbrüchen haltgemacht. Nun wird diese Kalkscholle in der neuen Untersuchungsstrecke durchstoßen, wobei sich auch tatsächlich ein beträchtlicher Wasserzufluß ergeben hat, dessen Ableitung viele Schwierigkeiten bereitet.

Wenn wir das bisherige Profil der Untersuchungsstrecke näher betrachten, so fällt sowohl im Haselgebirge als auch in den Hallstätter Kalken das Vorherrschende flacher Lagerungen auf. Nur die zwischengeschalteten Glanzschieferzonen weisen alle ein mittleres bis steiles Einfallen, u. zw. von S gegen N zu, auf.

Die Aufschließungen in der Untersuchungsstrecke erhalten noch besonderen Wert durch die Verhandlungsmöglichkeit derselben mit den Ergebnissen der beiden eng benachbarten Tiefbohrungen. In Fig. 4 wird ein solches einfaches

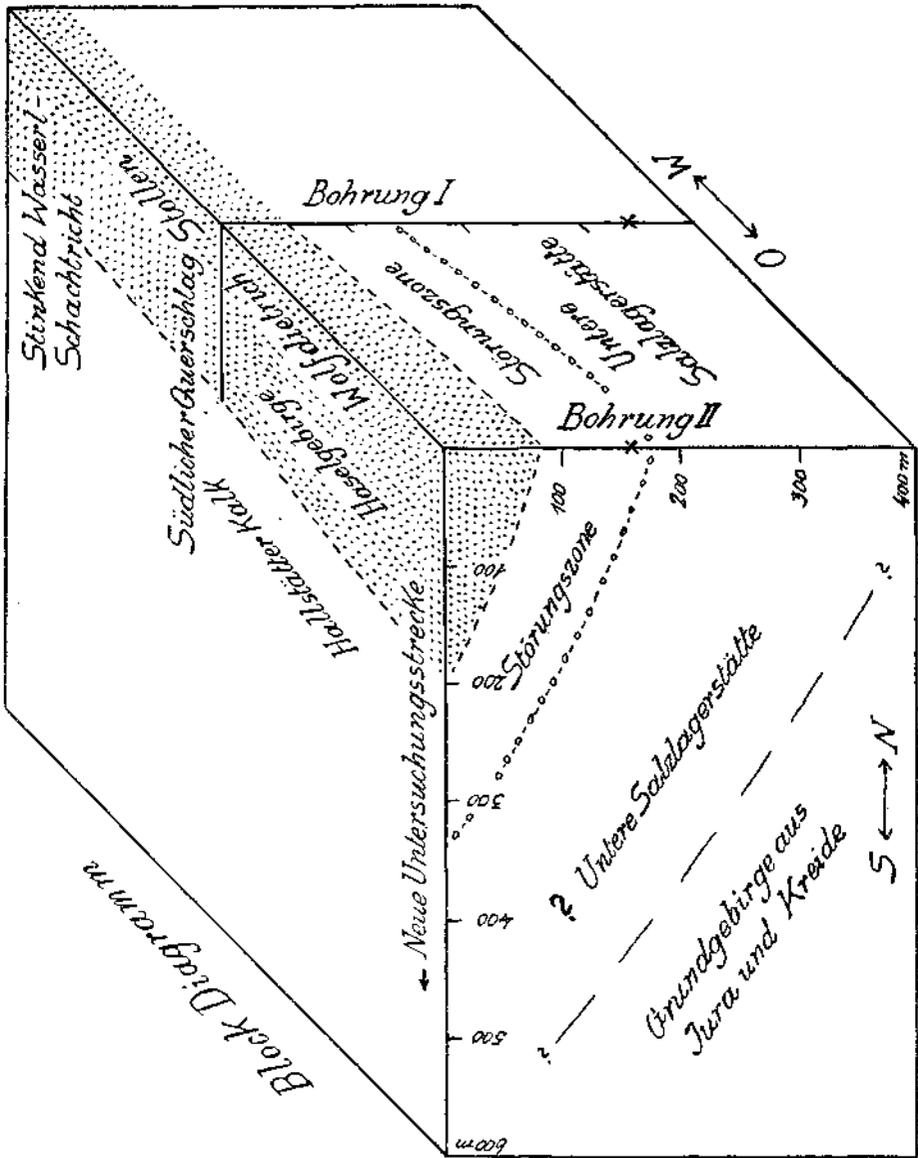


Fig. 4. Dieses Blockdiagramm stellt die einfachste Verbindungsmöglichkeit zwischen den Angaben der Bohrungen und Stollen dar. Durch den Vortrieb der Untersuchungsstrecke dürfte hier bald eine Entscheidung fallen.

Verbandschema vorgelegt. Dabei darf man aber nicht vergessen, daß die Gleichsetzung der Störungszone der beiden Tiefbohrungen mit der Glanzschiefer-Hallstätterzone der Stollenaufschlüsse lediglich die derzeit einfachste Verbindungsmöglichkeit bedeutet. Diese Verbindungsmöglichkeit wird besonders

durch das Zusammenstimmen der Zonen, ihre gleiche Reihenfolge und ihr gleiches Einfallen nahegelegt. Die eindeutig bestimmten Streich- und Fallangaben der 3 Stollen lassen sich mit großer Wahrscheinlichkeit auch auf die Angaben der Bohrprofile übertragen und ergeben dann eine großzügige mäßig steil von S→N, bzw. von SO gegen NW einfallende Anordnung aller Bauelemente.

In den Bohrprofilen sieht die sogenannte Störungszone wesentlich anders aus als die Glanzschiefer-Hallstätterzone in den Stollen. Meines Wissens sind bei beiden Bohrungen keine Hallstätter Kalke, sondern nur Dolomite und Dolomitbreccien durchstoßen worden.

Wenn man aber bedenkt, wie eng benachbart auch über Tag in der ganzen Umgebung Hallstätter Kalke und Ramsaudolomit vorkommen, so sinkt dieser Einwand in seiner Bedeutung zusammen.

Es ist also anzunehmen, daß die großen Hallstätter Kalkschollen nicht mehr wesentlich tiefer hinreichend, was ja auch die flache, muldenförmige Lagerung wahrscheinlich macht.

Wenn sich die Gleichsetzung der Glanzschiefer-Hallstätterzone der Stollen mit der Störungszone der Bohrungen bewährt, so wäre hinter jener Zone in der Untersuchungsstrecke das Auftreten der unteren Salzlagerstätte zu erwarten. In diesem Falle würde der Stollenvortrieb eine wichtige Ergänzung unserer Kenntnisse der unteren Salzlagerstätte zu bringen vermögen.

Es ist aber sehr leicht möglich, daß im Niveau der Untersuchungsstrecke die untere Salzlagerstätte bereits abgesichert ist und der Stollen durch die basale Gleitfuge bald ins Haselgebirge oder ins Grundgebirge gelangt, das voraussichtlich aus Kreide- und Juragesteinen bestehen dürfte. Auch diese Angaben wären für die weitere Erforschung des Aufbaues der Dürnberger Salzlagerstätte von großer Bedeutung.

Einfügung der Ergebnisse in den Gebirgsbau.

Für die Deutung der alpinen Salzlagerstätten sind, was ihre Tektonik betrifft, im wesentlichen 2 verschiedene Erklärungen zur Anwendung gekommen.

Die erste und ältere Erklärung machte die Annahme, daß sich die alpinen Salzlagerstätten auch heute noch so ziemlich an der Stelle ihrer ursprünglichen Ablagerung befinden, wogegen die zweite und jüngere Annahme damit rechnet, daß diese Lagerstätten durch horizontale Verfrachtung aus größerer Entfernung herbeigeschleppt worden sind.

Die erste Annahme ist die einfachste Erklärung. Wir sehen diese Erklärung in ihrer schlichten Form in den Profilen von Lill v. Lilienbach aus dem Jahre 1828 in Fig. 5 verwendet, wo das Salzlager in einer Mulde des unteren Alpenkalkes abgelagert und von dem oberen Alpenkalk zugedeckt erscheint.

Bei dem weiteren Fortschritt der Stratigraphie erwies sich diese einfache Deutung als unrichtig, weil sich der untere Alpenkalk hier als eine Jura-Kreideserie herausstellte und der obere Alpenkalk als Hallstätter Kalk und Ramsaudolomit mit einem Altersspielraum von anisischer bis rätischer Trias.

Es liegt also das Salzgebirge auf jüngeren Schichten und wird von viel älteren Gesteinen eingedeckt.

Gümbel hat dann im Jahre 1858 auf seinem Blatt „Berchtesgaden“ einen Querschnitt von Traunstein über Reichenhall und Berchtesgaden bis Saalfelden veröffentlicht, auf dem die Salzlagerstätten von Berchtesgaden

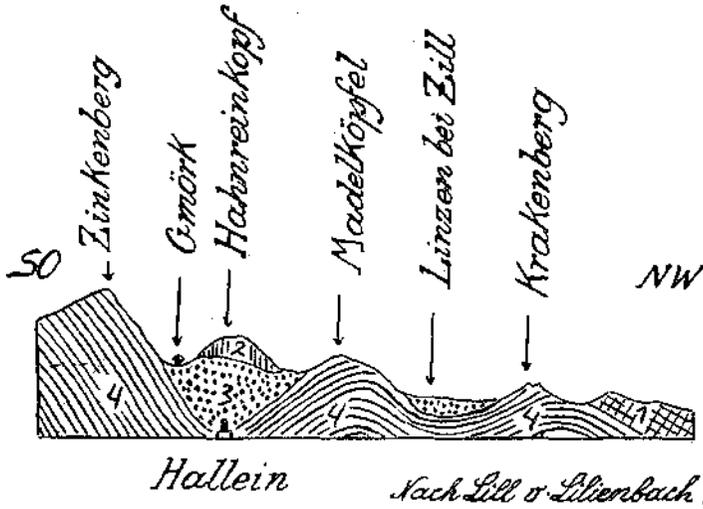


Fig. 5. 1 = Schiefrieger Kalk und Mergel. 2 = Oberer Alpenkalk. 3 = Thongyps und Steinsalzgebirge. 4 = Unterer Alpenkalk.
Unrichtige Stratigraphie.

und Reichenhall mit Auffaltungen des Buntsandsteins verbunden sind (Fig. 6). Das Salzgebirge erscheint hier als wildverschlungenes Schichtgebilde in

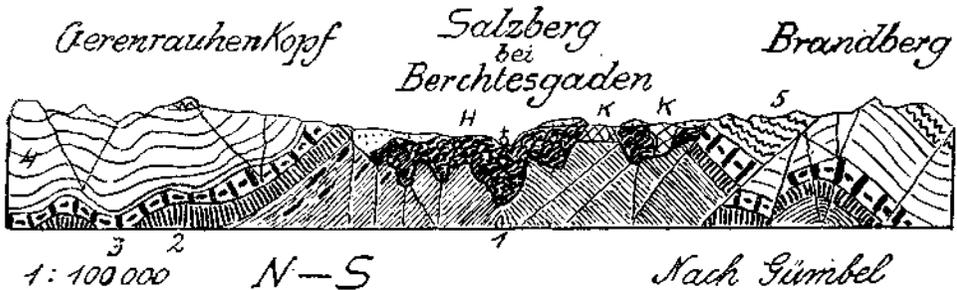


Fig. 6. 1 = Buntsandstein. 2 = Muschelkalk. 3 = Unterer Keuperkalk. 4 = Hauptdolomit. 5 = Obere Juragebilde der Alpen. H = Haselgebirge. K = Hallstätter Kalk.
Unrichtige Tektonik.

tiefen Trichtern der mächtigen Kuppel von Buntsandstein eingelagert und von Schollen von Hallstätter Kalk begleitet.

Diese Grundvorstellung von Gümbel über den Bau der Salzlagerstätten von Reichenhall-Berchtesgaden, welche von großen Aufwölbungen von Buntsandstein emporgehoben sein sollen, kehrt auch später in der Hypothese von F. Beyschlag in Umrissen wieder.

Im Jahre 1922 veröffentlichte E. Beyschlag die untenstehende Skizze (Fig. 7). Der hier durchgeführte Vergleich der norddeutschen und alpinen Salzlagerstätten muß jedoch als verfehlt bezeichnet werden. Es geht dies unmittelbar aus dem Vergleich der beiden Zeichnungen hervor. Der Gipshut des norddeutschen Salzhorstes entspricht wohl dem Auslaugungston der alpinen Lagerstätten, dagegen fehlt für das Haselgebirge eine gleichartige Vertretung. Man kann das bekanntlich ziemlich reich salzhaltige Haselgebirge unmöglich als Rückstand einer Auslaugung bezeichnen.

Auch sonst nimmt der Vergleich von Beyschlag auf den tatsächlich vorhandenen Gebirgsbau der Umgebung der Salzlagerstätten wenig Rücksicht. Nach seiner Meinung wurzelt die Salzablagerung an Ort und Stelle und wird von Buntsandstein und älteren Schichten unterlagert. Diese Unterlagerung ist jedoch an keiner Stelle nachgewiesen. Zu ähnlichen Vorstellungen ist bald darauf auch Geheimrat E. Seidl gekommen. Seine Darstellungen verwenden aber das volle Detail der Bergwerksaufschlüsse großenteils nach den Vermessungen und Zeichnungen des Markscheiders R. Plank. R. Plank hat ein langes Leben darauf verwendet, die wunderbaren Aufschlüsse der alpinen Salzlagerstätten räumlich so genau als möglich einzumessen und zu verzeichnen.

Man muß also festhalten, daß durch die Zusammenarbeit von Geheimrat E. Seidl und Markscheider R. Plank unsere Einsicht in den Bau der alpinen Salzlagerstätten außerordentlich vertieft worden ist.

E. Seidl hat auch versucht, den Innenbau der alpinen Salzlagerstätten mit dem Bau der nördlichen Kalkalpen in Verbindung zu bringen. Dieser Versuch ist ihm jedoch nicht gelungen und hat ihn in Widerspruch mit den Ergebnissen der geologischen Landesaufnahme gebracht. Es ist unmöglich, heute den Bau der nördlichen Kalkalpen ohne Auflösung in ein System von übereinandergeschobenen Decken zu erklären. Diese Erkenntnis ist die Frucht von mehr als 30jährigen Anstrengungen einer großen Anzahl von in- und ausländischen Geologen, die von den verschiedensten Standpunkten aus und unter zahlreichen Kämpfen sich auf diese Grundvorstellung geeinigt haben. Man kann heute noch über die Zahl und Größe der einzelnen Decken, über ihre Verwandtschaften und Abstammungen streiten, man kann darüber uneins sein, ob es sich um riesige Überfaltungen oder um Schubmassen oder um Gleitdecken handelt, das große Ausmaß der Horizontalverfrachtungen und das mehrfache Übereinanderliegen der Decken stehen jedoch fest.

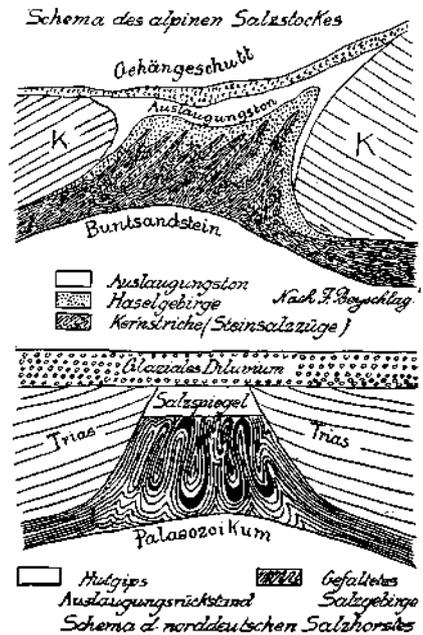


Fig. 7. Unrichtiger Vergleich und unrichtige Tektonik.

Daher muß die Erklärung der alpinen Salzlagerstätten in Übereinstimmung mit diesem großen Rahmen gebracht werden.

Für den Abbau der alpinen Salzlagerstätten spielt diese Frage keine besondere Rolle, denn ein wesentlich größerer Tiefgang ist nach beiden Erklärungsversuchen ohne weiteres möglich.

Man darf nun aber nicht übersehen, daß die Erklärung von Beyschlag-Seidl mit der Wurzelung der Salzlagerstätten an Ort und Stelle über eine viel einfachere Mechanik verfügt als die Erklärung mit den großen horizontalen Verfrachtungen. Das Aufsteigen der leicht beweglichen Salzmassen aus schweren Druckbereichen gegen jede geöffnete Lockerungszone ist ja besonders durch den sehr tiefgreifenden deutschen Salzbergbau ausgezeichnet erschlossen. Die alpinen Salzbergbaue sind im Vergleich dazu ja auch alle viel zu wenig tief.

Dieses Aufsteigen der liegenden Salzschiechten gegen Lockerungen des schwerdrückenden Deckgebirges ist ja auch ein prächtiges und ganz großartiges Beispiel für geologische Kerbwirkungen. Ohne Verletzung der Deckschichte würden ja die tief begrabenen Salzschiechten nicht in Bewegung geraten sein.

Diese Erscheinung ist von einer so allgemeinen Bedeutung, daß sie an keine Größenordnung gebunden ist. Daher hat dieselbe auch für unsere alpinen Salzlagerstätten volle Anwendungsfähigkeit, ob nun die Lagerstätten sich an ihrer Heimatstelle befinden oder von weit her transportiert worden sind.

Die Teilbewegungen in dem Salzgebirge werden sich immer von der Gegend schwereren Druckes gegen jene leichteren Druckes richten. Es wird in allen Hohlräumen des Salzbergbaues wohl jedem Beschauer klar, wie die Wände langsam und unaufhaltbar in die freien Räume hereinrücken und diese schließen.

Ich möchte also sagen, daß ein großer Teil der Bewegungsbilder in den deutschen und alpinen Salzlagerstätten bestimmt vom gleichen Sinne beherrscht wird.

Es ist aber eine andere Frage, ob die alpinen Salzlagerstätten als Großkörper an Ort und Stelle wurzeln oder von der Ferne herbeigetragen wurden. In dieser Frage möchte ich mich der Hypothese von E. Seidl nicht anschließen und die Erklärung im Rahmen der Deckenlehre versuchen.

Dabei bin ich mir voll bewußt, daß die Erklärungsformel der Deckenlehre auch heute noch reichlich Dunkelheiten enthält, deren Aufhellung noch immer nicht gelungen ist.

In solchen Dunkelheiten liegen Ursprung und Ende der Deckenbewegung. Mit der Formel einer Ausquetschung der Decken aus enge zusammengepreßten Sätteln an der Südseite der Alpen kann man mechanisch wirklich nichts anfangen. Als brauchbare Deutungen kommen hier nur Schubmassen oder Gleitmassen in Betracht. Für solche sind aber wieder keine Heimatstellen da, und man ist gezwungen, dieselben als Verschluckungszonen zu deuten. Auch mit den Endigungen der Deckenbewegungen befinden wir uns vielfach im Unbekannten.

Es ist also eigentlich nur ein Mittelteil der Deckenbewegungen, über den wir durch tatsächliche Einsicht unterrichtet sind. Für diesen Mittelteil der Deckenbewegungen stehen uns heute eine große Anzahl von sorgfältig er-

forschten Profilen von der ganzen Nordseite der Alpen zur Verfügung, und es zeigt sich, daß die Bewegungsbahn von einer meist breiten und hohen Aufwölbung in eine ebenso breite und tiefe Einmuldung hinableitet.

Die alpinen Salzlagerstätten befinden sich nun alle nicht in den Aufwölbungs-, sondern in den Muldenzonen, was schon an und für sich der Deutung widerspricht, daß dieselben an steilen Störungen aus der Tiefe aufgepreßt worden sind. Während in der Zone der Aufwölbungen ältere Schichten in hohe Lagen erhoben erscheinen und hier ein Durchbruch von unten erleichtert wäre, sind die Mulden vor allem noch mit mächtigen jüngeren Ablagerungen ausgekleidet. In diesen Muldenzonen hätte also das aufsteigende Salz gerade eine besonders mächtige Deckschicht durchbrechen müssen. Außerdem sind die Schichten in der Mulde durch ihre Einbiegung gegen einen Druck von unten als umgekehrte Gewölbe sehr stark versteift.

Wenden wir diese allgemeinen geologischen Erfahrungen nun auf das engere Gebiet der Salzlagerstätte Dürnberg an, so stellt hier die Riesensalzmasse von „Hohem Göll—Hagengebirge—Steinernem Meer—Watzmann“ die Aufwölbungszone vor, welche die höheren Decken auf ihrer Wanderung von S gegen N zu überschritten haben. Diese Überschreitung ist heute durch die Auffindung von zahlreichen Resten von Buntsandstein und Haselgebirge sichergestellt, welche auf der Höhe des Steinernen Meers, z. B. in der Umgebung des Funtensees festgestellt wurden. Es handelt sich hier um kleinere oder größere Massen, welche von den Decken bei ihrer Wanderung in Unebenheiten der Bahn zurückgelassen wurden.

Von diesen großangelegten Hebungszonen sinkt das Grundgebirge nun nordwärts in eine tiefe Muldenzone hinab. Dieses Hinabsinken ist sowohl am Kamm des Hohen Gölls als auch an dem gegenüberliegenden Kamm des Watzmanns prachtvoll zu erkennen. Der niedertauchende Dachsteinkalk ist durch Brüche in viele Stufen zerlegt, von denen die nördlicheren jeweils gegen die südlicheren abgesenkt erscheinen und jüngere Schichten tragen. Bei diesem Vorgang handelt es sich nicht um eine lokale, sondern um eine regionale Erscheinung.

Mit dem Tiefersinken stellen sich dann zugleich immer mächtigere junge Schichten ein. Dies ist besonders schön an der Nordseite des Hohen Gölls zu erkennen, wo wir im Gebiete des Roßfeldes eine reiche Schichtfolge von unterer Kreide noch über den Juraschichten entwickelt finden. Diese Kreideschichten sind aber nicht nur sehr mächtig, sondern sie enthalten in den höheren Lagen auch sehr viel größeren Quarzsand und sogar Gerölle von ortsfremden Gesteinen, wie von J. Kühnel bereits im Jahre 1929 festgestellt wurde. Wir erkennen aus dieser Verschüttung der tiefen Muldenzone, daß es sich um einen länger dauernden Vorgang handelt und Hebungs- und Senkungszone zusammengehörige Bildungen sind. In der Hebungszone haben wir mit einer Abtragung, in der Senkungszone dagegen mit einer Aufschüttung zu rechnen. Aus den Geröllen in der vergrößerten Kreide der Mulde ist auf einen Zufluß von Material aus dem Süden zu schließen. Der Abschluß der Sedimentation in der Mulde wird aber tektonisch vollzogen. Mit scharfer Grenze liegen auf den Roßfeld Sch. alte Triasgesteine. Die Auflagerungsgrenze selbst schneidet die Schichtung der Kreidgesteine schräg ab. Entweder liegt hier bereits ein Erosionsrelief vor oder die Überschiebung hat noch weichen Untergrund abgeschert.

Die Auflagerung dieser Triasschollen auf der flachliegenden Kreide des Roßfeldes ist nun in mehrfacher Hinsicht sehr interessant. Die Profilreihe (Fig. 8) bringt nur die 2 größten Deckschollen zur Darstellung, es sind aber weiter nördlich gegen den Zinken hin noch 2 kleinere Schollen vorhanden.

Die Scholle des Ahornbüchsenkopfs wird von einem Saum von grünen und roten Letten von Haselgebirge umgeben, in dem sich rote Werfener Schiefer, Brocken und Blöcke von gelber Rauwacke, rötlichen Hallstätter Kalken, Eisenerzen, grünen Sandsteinen ... eingeschlossen finden. Diese teigartige Haselgebirgsmasse unterlagert nun die aufgeschobenen Triassmassen, welche aus roten Hallstätter Kalken und grauen Kalken und Dolomit bestehen.

Einem ganz ähnlichen Bilde begegnen wir auch bei der nördlicheren Deckscholle, die einen Basalstreifen von Haselgebirge und darüber weißen Ramsadolomit und weißen Kalk zeigt.

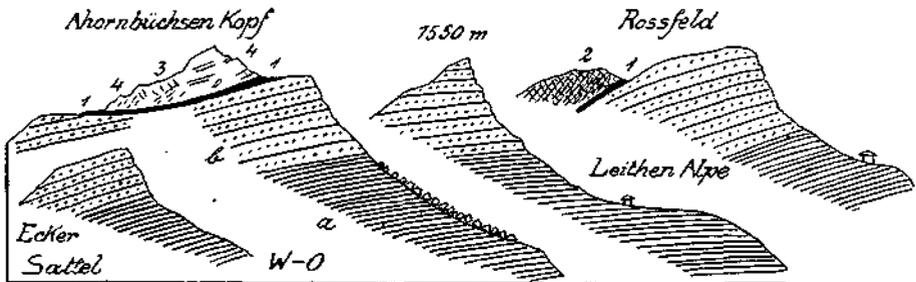


Fig. 8.

a = Schrambach Sch.	} Grundgebirge	1 = Haselgebirge	} Hallstätter Decke
b = Roßfeld Sch.		2 = Ramsadolomit und weißer Kalk	
	3 = grauer Kalk und Dolomit		
	4 = rötliche Schreyeralinkalke		

Zwischen diesen 2 Deckschollen liegt der Hahnenkamm, dessen Gipfel keine Deckscholle trägt, sondern ganz aus flachgelagerten grauen, porösen Hornsteinkalken besteht.

Die Deckschollen fallen von SO gegen NW ein. Sie reichen bis zur Kammhöhe empor. Auf der Ostseite des Kammes sind die Kreide- und Juraschichten, welche sie unterteufen, prachtvoll aufgeschlossen.

Wir haben also am Roßfeld eine mächtige Jura+Kreide Mulde in hoher Lage vor uns, die auch die Reste einer aufgelagerten Schub- oder Gleitdecke trägt.

Es liegt sehr nahe, in den klar überschaubaren Verhältnissen des Roßfeldes das Modell für die Tektonik der Dürnberger Salzlagerstätte zu erkennen. Wenn wir das Profil (Fig. 9) vom Hohen Göll über Roßfeld—Zinken—Dürnberg—Barmstein betrachten, so fällt zunächst auf, wie sich die Einsenkung in den Muldenraum mit mehreren Abstufungen vollzieht. Eine erste Stufe zeigt sich am Hohen Göll oberhalb vom Pfurtscheller Haus, eine zweite am Zinken, eine dritte an den Barmsteinen. Der Sinn der Störungen ist wahrscheinlich überall derselbe. Die jeweils nördlichere Scholle ist gesenkt und zugleich etwas von der südlicheren Nachbarsehülle überschoben.

Die Störung am Hohen Göll ist prachtvoll klar zu erkennen und voraussichtlich auch für die anderen Stufungen vorbildlich. Die Störungen am

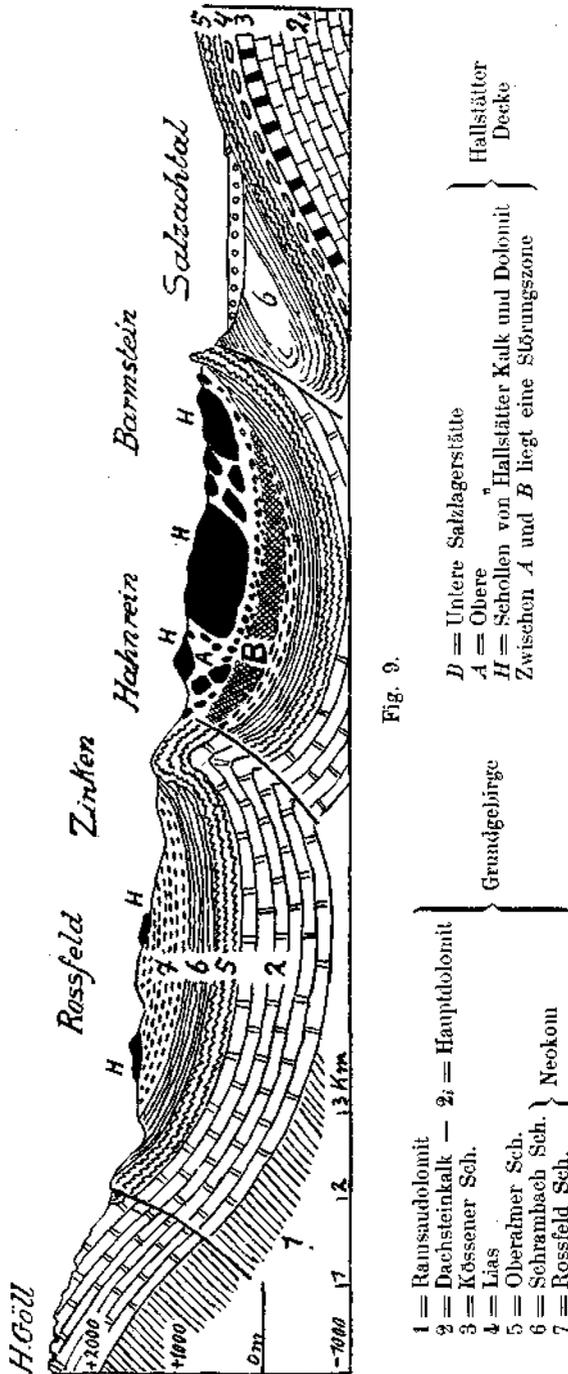
Zinken und an den Barmsteinen sind nicht so gut aufgeschlossen, weil sie bereits im Waldgebiete liegen. Im wesentlichen liegt aber derselbe Bauplan vor.

Die Mulde des Rossfeldes zeigt in ihren Deckschollen einen zweiteiligen Bau, unten Haselgebirge und darüber Hallstätter Schollen.

Die Mulde von Dürnberg zeigt unten das Salzgebirge und ebenfalls darüber Hallstätter Schollen. Auffallend ist dabei, daß in den Hallstätter Schollen so häufig die Mischung von weißem Ramsdolumit mit roten Hallstätter Kalken wiederkehrt.

Was ist nun näherliegend als die Annahme, daß auch in der Mulde von Dürnberg das Salzgebirge von der Jura-Kreide Mulde unterteuft wird.

Wenn man einmal erkannt hat, wie in den Nordalpen das Absinken von der hohen Aufwölbungszone in die vorgelegerte Muldenzone mit großer Regelmäßigkeit weithin im gleichen Bausinn vollzogen ist, wird man nicht zweifeln, daß dieselbe Regel auch in unserem Gebiete befolgt wurde.



Die breite Muldenzone ist in 3 Schollen zerteilt. Die Hauptmasse der Hallstätter Decke ist auf der mittleren Scholle erhalten. Vielleicht liegt auch noch unter der Schutzsohle des Salzachtales ein Rest der Hallstätter Decke?

Wenn man also die Roßfeld Mulde als das Modell für die allerdings viel größere Dürnberg Mulde nimmt, so darf man nicht übersehen, daß mit der größeren Tiefe dieser Mulde auch die Erhaltung eines reicheren Inhaltes wahrscheinlich wird.

Wir haben von oben nach unten eine viel mächtigere und auch viel buntere Decke von Hallstätter Schollen, wir haben im Haselgebirge selbst statt kleiner Brocken und Blöcke zahlreiche und teilweise recht beträchtlich große fremde Schollen.

Das Haselgebirge erschöpft aber, wie wir heute wissen, durchaus noch nicht den Vollenbalt des Salzgebirges. Unter einer tauben und ausgedehnten Störungszone folgt neuerdings Salzgebirge, u. zw. in einer anderen und reineren Form.

Seine Tiefe und seine seitliche Ausdehnung ist noch immer nicht erforscht.

Es ist wahrscheinlich, daß diese Salzlagerstätte vielleicht mit einer Gleitzone unmittelbar auf dem Kreide-Jura Boden unserer großen Muldenzone lagert.

Wenn diese tektonische Ableitung in ihren Hauptzügen stimmt, so ist gegen die Tiefe der Muldensohle zu eine flache Lagerung der Salzschieben zu erwarten. Sekundäre Falten können dabei natürlich überall auftreten, weil diese mit dem Vorgang der seitlichen Einschiebung und der Reibung zusammenhängen. Diese Ableitung würde aber noch eine große Lücke enthalten, wenn man die Bedeutung der jüngeren von O gegen W erfolgten Verschiebungen außer acht lassen würde.

Diese ostwestlichen Faltungen und Schiebungen spielen für die Salzlagerstätte Dürnberg sogar eine sehr wichtige Rolle. Wären für die Formung der Lagerstätte nur die ostwestlich streichenden Wölbungs- und Senkungs-zonen sowie die von S gegen N vollzogene Einschiebung entscheidend, so müßte unsere Lagerstätte offen bei Hallein ins Salzachtal austreichen.

Dies ist jedoch nicht der Fall, sondern die Lagerstätte wird hier durch einen S—N und SO—NW streichenden steilen Querwall von Jura+Kreideschichten vom Salzachtale abgetrennt.

Wir sind heute durch eine große Reihe von Beobachtungen über die Bedeutung dieser jüngeren O—W Bewegungen in den ganzen Nordalpen wohl unterrichtet.

Für das Gebiet des Königs Sees bietet aber die schöne neue Karte von C. Lebling und seinen Mitarbeitern eine wunderbare Illustration für die Umformungen, welche die alten ostwestlich streichenden Bauelemente durch diese Querverschiebungen erlitten haben.

Für unsere Betrachtung kommen vor allem die Verhältnisse des Hohen Gölls und des südlich angrenzenden Hagengebirges in Betracht. Der Hohe Göll, der in der Hauptmasse eine mächtige Aufwölbung von DK mit einer ostwestlichen Achse vorstellt, erscheint aber auch in seinem südlichen Anteil ganz deutlich von O gegen W zu überschoben.

An dem Nordwestkamm, der vom Hohen Göll über Göllstein und Salzwände ins Tal der Königseer Ache hinableitet, ist nach dem Profil von J. Kühnel (Fig. 10) nur eine sehr deutliche Abstufung zu beobachten. Sehr schön tritt hier die Auflagerung des Salzgebirges auf die tief gesenkte Jurasohle der Berchtesgadener Mulde in Erscheinung.

Allem Anschein nach lagert das Salzgebirge auch hier wie auf dem Roßfeld auf einer bereits ziemlich tief erodierten Unterlage von flach gelagerten Juraschichten, die wohl schon der Muldensohle angehören dürften.

Das nächst südlichere Profil (Fig. 11), das vom Brett Riedl über Dürre- eck—Dürreckslehen ... zur Königseer Ache leitet, zeigt schon die gegen W gerichtete Überschiebung in voller Entwicklung.

Das südliche benachbarte Profil (Fig. 12) enthält nicht nur die schroff ausgesprochene gegen W gerichtete Überschiebung, sondern auch noch einen jüngeren Bruch, der diese Schubbahn verwirft.

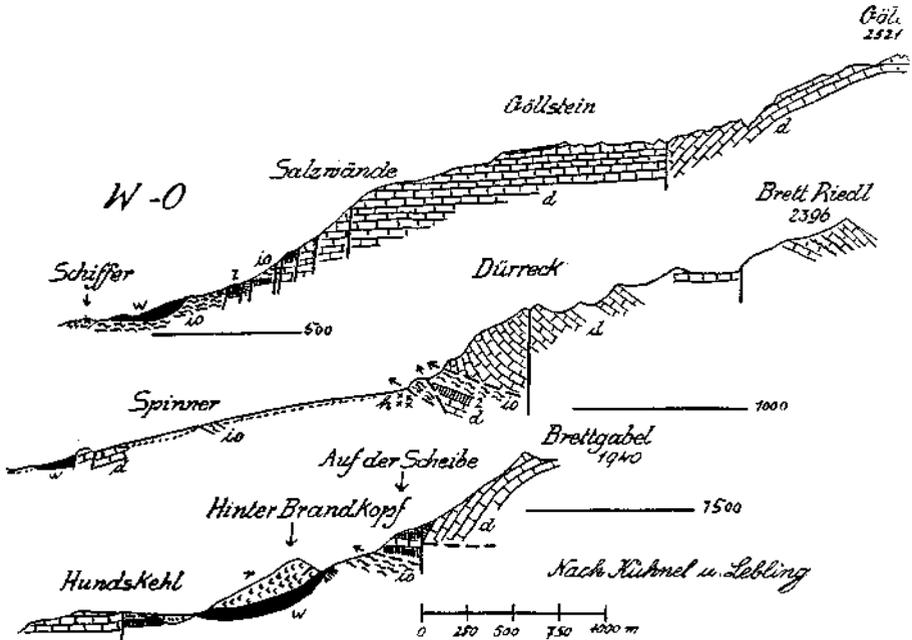


Fig. 10, 11 und 12.

w = Werfener Sch. Gipston	} Hallstätter Decke	d = Dachsteinkalk
r = Ramsadolomit		l = meist unterer Lias
h = Hallstätter Kalk		io = mittlerer-oberer Lias, Dogger

Deutliche jüngere, von O gegen W gerichtete Schubbewegungen.

Gleichzeitig erkennen wir an diesem Profil auch wieder das Auftreten des Haselgebirges unter einer Deckscholle von Ramsadolomit. Das Haselgebirge ist auch hier ziemlich mächtigen Juraschichten aufgelagert. Weiter südlich ist der Westrand des Hagengebirges ebenfalls von O gegen W zu überschoben, u. zw. so kräftig, daß es z. B. am Fagstein zur Ausbildung von völlig überkippten N—S streichenden Falten gekommen ist.

Wir gewinnen also die Einsicht, daß die älteren ostwestlich streichenden Bauelemente durch die nachfolgenden Querbewegungen entweder schräg gestellt oder sogar quer überschoben worden sind.

Diese Einsicht in den allgemeinen Gebirgsbau ist auch gleich auf die Salz- lagerstätte Dürnberg anwendungsfähig. Es finden sich hier nicht nur unzählbare

Querverbiegungen und Querverfaltungen im kleinen, sondern auch eine große Querauffaltung als Begrenzung gegen den Senkungstreifen des Salzachtals.

Die ursprünglich ostwestlich verlaufende Urmuldenform ist durch diese jüngeren Bewegungen quergefaltet worden. Der Damm dieser Querfaltung verläuft vom Zinken über Rasperhöhe—Barmsteine—Götschen bis zum Durchbruch des Almflusses. Das weithin sichtbare Zeichen dieser Querfaltung sind die charakteristischen Felstürme der Barmsteine, welche aus

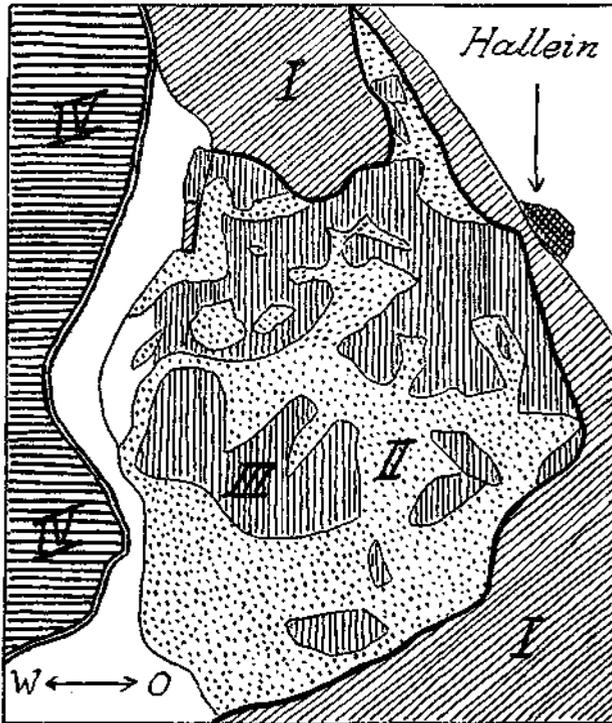


Fig. 13.

I = Grundgebirge aus Jura- und Kreideschichten. II = Haselgebirge. III = Schollen aus Hallstätter Kalk und Dolomit. IV = Reiteralm Decke (Untersberg).

Die Grenze der Halleiner Salzlagerstätte ist mit einem dicken Strich angedeutet. Die Grenze gegen die Reiteralm Decke ist doppelt ausgezogen.

senkrecht aufgestellten Oberjura Kalken bestehen, die von SO gegen NW streichen und auch in dieser Richtung vertikale Schubflächen mit horizontaler Streifung zur Schau tragen

Durch diese Querfaltung erscheint das Salzgebiet von Dürnberg sowohl im S als auch im O und W von Kreide+Juraschichten begrenzt. Nur an der W-Seite liegen andere Umgrenzungen vor. Hier setzt sich im südlichen Teil die Salzlagerstätte zusammenhängend in jene von Berchtesgaden fort, während im nördlichen Teil die große Masse des Untersberg die Salzlagerstätte samt ihrer Unterlage in die Tiefe gedrückt hat.

Auf diese Weise kommt der in Fig. 13 schematisch dargestellte Umriß der Lagerstätte zustande.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß eine solche Form nur aus der Zusammenwirkung mehrerer Bewegungen entstehen konnte.

Wir haben nicht nur ältere ostwestlich und jüngere nordsüdlich streichende Faltungen, wir haben außerdem als die Bringer und Erhalter des Salzgebirges vor allem auch noch die großen Überschiebungen.

Daß heute bei Dürnberg und Berchtesgaden noch ziemlich ausgedehnte Salzmassen oberhalb des Grundwasserspiegels von Königsee und Salzach vorhanden sind, verdanken wir nur der Eindeckung der Salzlager durch die zahlreichen Schollen von Hallstätter Kalken und Ramsaudolomit.

Im Gebiete von Dürnberg schließen die verschiedenen Schollen von Hallstätter Kalken und Ramsaudolomit ziemlich nahe aneinander und lassen nur ein Netzwerk von Mulden zwischen sich frei. In diesen Mulden dürfte größtenteils ausgelaugtes Haselgebirge anstehen, das jedoch von Grundmoränen, Schottern, Hangschutt und Sümpfen bedeckt wird. Hauptsächlich handelt es sich um Grundmoränen der Würmeiszeit, es kommen aber auch Schotter-

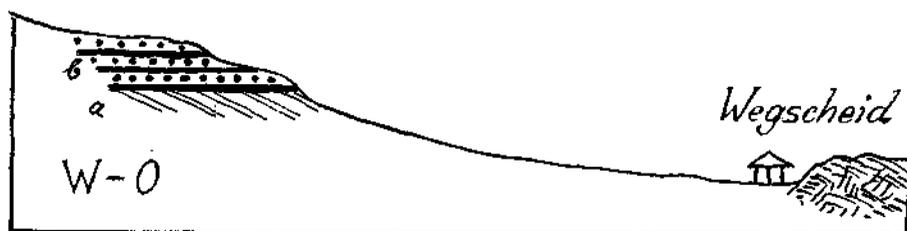


Fig. 14.

a = Schrägschotter; b = Sand- und Lehmlagen mit Schotterbänken.

In den Schottern selten kristalline Gerölle. Die Schotter liegen ca. 200 m über dem Salzachtal.

reste vor, die wohl in den Rückzug der Würmgletscher gehören dürften. So beobachtete ich oberhalb des Wirtshauses Wegscheid in etwa 630 m Höhe das Profil von Fig. 14.

Über Schrägschottern waren hier in einer Grube horizontale Sande und Lehmlagen mit Schotterbänken aufgeschlossen. In den Schottern fand ich seltene Einschlüsse von Amphibolitgeröllen.

Die Oberfläche der Deckschollen ist im ganzen etwas kleiner als jene der dazwischenliegenden Mulden. In diesem Gebiete von ca. 17 km² ist für den Salzabbau zur Hauptsache nur ein schmaler südlicher Streifen verwendet worden, welcher allerdings auch über Tag die ausgedehntesten Mulden mit Haselgebirge zeigt.

In den nördlichen Abschnitten des Salzfeldes scheinen einerseits die großen Deckschollen enger aneinander zu schließen und andererseits in größere Tiefe zu reichen.

Es ist nicht zu erkennen, ob unter diesen Schollen in größerer Tiefe noch Salzgebirge in ausgedehnten Massen ruht.

Die Aufschließung der tieferen Lagerstätte eröffnet allerdings auch in dieser Frage neue Aussichten.

Je mächtiger sich die neuentdeckte untere Lagerstätte erweist, desto wahrscheinlicher ist auch ihre größere horizontale Erstreckung. Jedenfalls

steht hier im Norden der Tiefbohrung I noch ein großer von Hallstätter Schollen eingedeckter Muldenraum zur Verfügung, der möglicherweise als Salzlagerstätte in Betracht kommt.

Durch die Tiefbohrung I ist eine Teilung des Salzgebirges in eine obere Haselgebirgs Lagerstätte und eine tiefere Buntsandstein Salzlagerstätte offenbar geworden. Die Teilung wird durch eine salzfreie Störungszone vollzogen.

Dieses Ergebnis, das allerdings zur vollen Sicherheit noch einer weiteren Bohrbestätigung bedarf, ist nicht nur stratigraphisch, sondern auch tektonisch ein Neuigkeitswert.

Bisher ist meines Wissens in den Alpen nirgends eine Wechsellagerung von Steinsalz mit Buntsandsteinlagen aufgefunden worden. Die Haselgebirgs-vorkommen sind immer an die Grenze von oberen Werfener Sch.-Reichenhaller Sch. gebunden und enthalten überhaupt keine solchen Wechsellagerungen.

Allerdings sind die Haselgebirgs Lagerstätten durch ein Übermaß von Verknetungen, Verschuppungen, Vermischungen, durch den Einschluß vieler fremder Schollen in ihrer heutigen Form nur als „Tektonite“ verständlich.

Über die untere Lagerstätte wissen wir nur sehr wenig. Die Wechsellagerung geht aus den Bohrkernen einwandfrei hervor. Von den Salzlagen fehlen die Kerne leider vollständig.

Der Buntsandstein ist durchaus gut geschichtet und man kann aus den Kernen die Neigungswinkel unschwer feststellen. Dieselben schwanken zwischen 0 und 90°. Das würde auf ein mäßig steiles Gesamtfallen von ca. 25 bis 30° hinweisen. Nun ist aber wohl zu beachten, daß wir über die Richtung des Fallens keine Angaben besitzen. Es ist also nur die einfachste Annahme, daß diese vielen Fallangaben alle in dieselbe Richtung weisen. Sie können ebensogut nach verschiedenen Richtungen verlaufen und in diesem Falle eine ziemlich lebhaft Kleinfaltung bedeuten. Außerdem können sie, wie man ja an einzelnen Kernen unmittelbar sieht, einfach alte sedimentäre Schrägschichtungen vorstellen. Bei den längeren Kernen läßt sich dies natürlich ausschließen, es sind aber leider die meisten Kerne der Tiefbohrung I sehr wenig lang.

Wenn man z. B. das vorzüglich aufgeschlossene Buntsandstein Gebiet an der Südseite des Kaisergebirges zum Vergleich heranzieht, so könnte dort eine große Anzahl von Bohrkernen trotz flacher Lagerung der Schichten Fallwinkel zwischen 20 und 30° aufweisen, weil die Schrägschichtung in diesen Quarzsandsteinen sehr verbreitet ist.

Wir können also sagen, eine flache Lagerung der vielen Einschaltungen von Buntsandstein in die untere Salzlagerstätte ist recht wahrscheinlich, eine Faltung dieser Schichtung kann aus den Bohrproben weder bewiesen noch ausgeschlossen werden. Es ist nun zu fragen, in welchem Verhältnis die verschiedenen übereinanderliegenden Zonen zueinander stehen.

Die Deckschicht aus Schollen von Hallstätter Kalk ... läßt sich nicht in irgendeine erkennbare einfachere Ordnung bringen. Es liegen weder die jungen Schichten oben, die älteren unten noch umgekehrt. Man kann die gleichartigen Schollen auch nicht durch Faltung miteinander verbinden. Im großen und ganzen folgt die Anordnung der Vorzeichnung des Muldenbaues.

Es handelt sich um ein Gefüge von Schollen, das am leichtesten durch Vorgänge von großen Zerreißen, Vermischungen und Verschleppungen zu erklären ist.

Zu dem liegenden Haselgebirge besteht nirgends ein stratigraphischer Verband. Dies kann auch nicht verwundern, denn sowohl die Hallstätter Schollen als auch das Haselgebirge sind von tektonischen Gewalten durch- aus beherrscht und geformt.

Ebensowenig besteht zwischen der Haselgebirgszone und der darunter liegenden salzreichen Störungszone eine engere Zusammengehörigkeit.

Die Störungszone ist ein Geflecht von Glanzschiefern-Anhydrit, Kalk- und Dolomitbrocken-Breccien ..., also ein typischer tektonisch geleiteter Verband.

Von den bisher besprochenen drei Zonen treten die Hallstätter Schollen und das Haselgebirge häufig räumlich eng benachbart auf. Die Erfahrung hat die Regel bestätigt, daß das Haselgebirge meistens von Schollen oder Trümmern von Hallstätter Kalken begleitet wird. Die Hallstätter Kalke sind jedenfalls jüngere marine Kalkabsätze, die nach ihrem Alter anisische-ladinische-karnische und norische Stufen umfassen.

Die Hallstätter Schichten können nach dieser Altersfolge das Hangende der Haselgebirgszone vorstellen.

Die untere Salzlagerstätte kann nach dem Vorherrschen der bunten Sand- steine das ursprüngliche Liegende der Haselgebirgszone sein.

Wir hätten also mit Ausnahme der Störungszone von oben nach unten eine immer ältere Gesteinsfolge vor uns.

Dieser Umstand spricht von vornherein unbedingt für eine Zusammen- gehörigkeit der Schichtfolge = Hallstätter Schollen-Haselgebirge-Buntsand- stein-Salzzone.

Die taube Zwischenschicht kann eine ursprüngliche sedimentäre Trennung der oberen und unteren Salzlagerstätte bedeuten, die sich bei den großen Überschiebungen zu einer tektonischen Bewegungszone ausgebildet und dabei reichlich fremdes Material mit aufgenommen hat.

Diese Befunde sind mit der tektonischen Deutung der Deckenlehre restlos gut vereinbar.

Die große Schubmasse mit den 2 übereinander befindlichen Salzlager- stätten und der Deckzone aus Hallstätter Kalken ... glitt auf ihrer Nord- wanderung in die breite Jura-Kreidemulde herein, verlor hier ihren Bewegungs- schwingung und blieb als Fremdkörper liegen. Diese Wanderung (unentschieden ob Schiebung oder Gleitung) hatte sich in vorgosauischer Zeit vollzogen. Ebenfalls noch in vorgosauischer Zeit folgte eine weitere anscheinend viel größere Decke, deren Reste heute zerschnitten als Reiteralm—Latten- gebirge—Untersberg vorliegen.

Diese riesige, schwere Masse hat die tiefere salzreiche Decke samt ihrem Dach aus Hallstätter Schollen überschritten und dabei in gewaltvoller Weise umgestaltet.

Die Vermischung der Hallstätter Schollen, ihre Einschiebung ins Hasel- gebirge, auch ein großer Teil der Verknetung des letzteren ist auf diese Über- fahrung zurückzuführen.

Auch an der Ausbildung der Störungszone kann die große Überschiebung Anteil haben, indem sie die obere Haselgebirgsmasse über die untere in der Richtung von S gegen N vorgeschleppt und schärfer zusammengestaut hat.

So würde es auch erklärlich sein, daß die obere Salzlagerstätte viel stärker gestört ist als die untere.

Die Wirkungen der ersten Deckenwanderung verteilen sich wohl ziemlich gleich auf die untere und die obere Salzlagerstätte.

Dagegen äußerte sich die Wirkung der Überführung durch die Reiteralmdecke in erster Linie in einer Umgestaltung der oberen Lagerstätte, während die tiefliegende untere relativ geschont blieb.

Ich habe hier die eigenartigen Lagerungsverhältnisse unserer beiden Salzlagerstätten durch die Annahme von zwei getrennten Schub- oder Gleitmassen zu erklären versucht.

Die erste Horizontalverfrachtung lieferte die Hallstätter Decke (= Salzgebirge samt den Hallstätter Schollen) in eine breite Mulde von Jura-Kreidesteinen, wo dieselbe liegen blieb. Diese fremde Schubmasse hatte eine

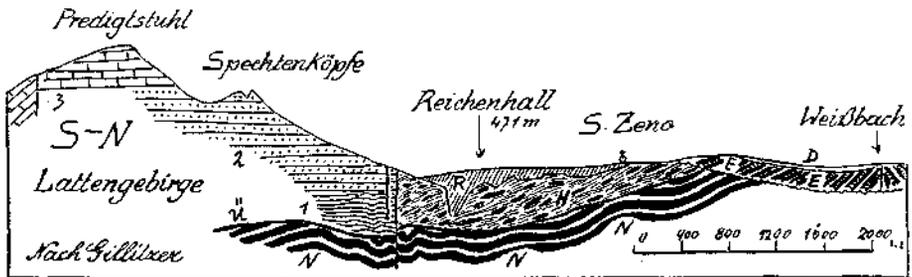


Fig. 15.

- | | | | |
|-------------------|-------------------|-----------------------------------|---------------------|
| 1 = Werfener Sch. | } Reiteralm Decke | H = Haselgebirge (Salz) | } Hallstätter Decke |
| 2 = Ramsaadolomit | | R = Reichenhaller Kalk | |
| 3 = Dachsteinkalk | | | |
| E = Eozän Sch. | | D = Diluvium | |
| N = Neokom | | U = Berchtesgadener Überschiebung | |

Die Hallstätter Decke dürfte wahrscheinlich unter die Reiteralm Decke hineinziehen.

viel größere Mächtigkeit und Ausdehnung, was aus einzelnen weit zerstreuten Schubresten hervorgeht.

Die zweite Horizontalverfrachtung, jene der Reiteralmdecke, trat erst später ein, nachdem die Erosion offenbar schon einen großen Teil der älteren Schubmasse wieder zerstört hatte.

Durch die riesigen Gesteinsmassen dieser Wanderdecke wurde der Untergrund stark in Mitleidenschaft gezogen. Es ist recht wahrscheinlich, daß z. B. die Auswalzung des Haselgebirges auf dem Roßfeld, die Überkipfung des Zinkens, die Einpressung der Hallstätter Schollen, die Aushildung der Störungszone zwischen den 2 Salzstöckwerken auf Rechnung der Einfahrt der Reiteralmdecke zu setzen sind.

Die Reiteralmdecke hat das Gebiet der großen Einmuldung auch nicht zu überschreiten vermocht. Heute ist diese Decke in 3 Stücke aufgelöst — Reiteralm—Lattengebirge—Untersberg.

Nur an der Nordseite des Lattengebirges taucht die Hallstätter Decke mit größeren Massen von Haselgebirge bei Reichenhall empor und nährt die aufsteigenden warmen Quellen mit ihren Salzen.

Das schöne Profil von Gillitzer (Fig. 15) bringt die Lagerung des Haselgebirges bei Reichenhall deutlich zum Ausdruck. Klar erkennt man die große Masse der Reiteralmdecke und die typische Hallstätterdecke mit Hasel-

gebirge und Deckschollen. Die Abgrenzung der Reiteralmdecke gegen die Hallstätter Decke dürfte jedoch nicht richtig gezeichnet sein. Die Hallstätter Decke unterteuft die Reiteralmdecke. Nun ist es leicht möglich, daß beim späteren Einschub die schwere Reiteralmdecke die Hallstätter Decke abgeschürft und vor sich hergeschoben hat. Dieses Vorsichherschleichen dürfte aber mit einer teilweisen Überwältigung und Überfahrung der Hallstätter Decke verbunden sein.

Im Gebiet des Untersberges tritt das Haselgebirge an der Nordseite nicht mehr zutage. Die letzten Aufschlüsse desselben liegen bei G. Gmein. Weiter östlich wird alles von Quartär und Tertiär eingedeckt.

Zusammenfassung.

Anschließend an die Beschreibung der Tiefbohrung I und der neuen Untersuchungsstrecke wird der Versuch unternommen, die Ergebnisse dieser Aufschließungen mit der Tektonik des Salzgebirges und mit jener der weiteren Gebirgsumgebung der Lagerstätten in Verbindung zu bringen.

Das wichtigste Ergebnis der Tiefbohrung I ist der Nachweis, daß unter der Haselgebirgs Lagerstätte eine mächtige salzfreie Störungszone durchzieht und in ihrem Liegenden neuerdings eine Salzlagerstätte von heute noch unbekannter Mächtigkeit und Ausdehnung sich einstellt.

Diese tiefere Lagerstätte besteht aus einer vielfachen Wechsellagerung von Steinsalz (Kalisalzen?) mit Lagen von Anhydrit und vor allem bunten roten, grünen, weißen, grauen Quarzsandsteinen. Das durchschnittliche Einfallen der unteren Salzschichten ist wahrscheinlich ziemlich flach, die Richtung des Einfallens vermutlich von SO gegen NW.

Die bisherigen Aufschließungen der Untersuchungsstrecke zeigen, daß südlich vom Wolfdietrich Stollen zunächst noch Haselgebirge ansteht. Dann folgen Schollen von Hallstätter Kalken, welche durch Glanzschiefer eingefasst und unterteilt werden. Die nördliche Scholle von rötlichem Hallstätter Kalk zeigt dabei eine auffallend flache muldenförmige Lagerung, während die südlichere Scholle wohl auch flache Lagerung, jedoch in wenig deutlicher Schichtung erkennen läßt. Derzeit steht der Vortrieb nach Überwindung der wasserführenden Zone in einem hellgrauen, ein kristallinen Ramsandolomit. Die Ergebnisse des weiteren Vortriebes sind mit großem Interesse zu erwarten.

Bei der Einordnung des Salzgebirges in den umgebenden Gebirgsbau ist vor allem zu beobachten, daß die Hauptbauelemente hier im S eine gewaltige Aufwölbung und N davon eine breite Einmuldung vorstellen. Aus der Untersuchung der Sedimente geht hervor, daß die Aufwölbung und die Einmuldung zusammengehören und zeitlich weit zurückverfolgbar sind. Die Salzlagerstätten von Hallein—Berchtesgaden—Reichenhall liegen nun ganz im Bereiche dieser tiefen Muldenzone. Würde es sich um Salzlagerstätten handeln, die an Ort und Stelle aus der Tiefe aufgepreßt wurden, so wäre zu erwarten, daß dieselben in der Sattel- und nicht in der Muldenzone des Grundgebirges aufgestiegen wären. Nur die Sattelzone stellt ein Entlastungsgebiet vor, die Muldenzone dagegen einen Belastungsbereich.

Alle erkennbaren Baulinien des Untergrundes wiederholen diese südliche Hebungs- und die nördliche Senkungswelle. Die Annahme eines vertikal

aus der Tiefe aufgestiegenen Salzhorstes würde diesen so stark betonten einheitlichen Baustil schroff durchbrechen.

Die Lösung der Deckenlehre räumt diesen Widerspruch glatt aus dem Wege. Das Salzgebirge ist durch Schiebung oder Gleitung in den großen Muldenraum gelangt und hier liegen geblieben. Nach längerer Zeit der Erosion folgte eine neuerliche Massenfracht, jene der Reiteralmdedecke. Diese wahrscheinlich weit schwerere Masse hat die ältere Schub- oder Gleitmasse überfahren, niedergedrückt und verzerrt.

Beide Verfrachtungen sind noch vor der Gosauzeit erfolgt. Wesentlich später griffen dann ausgedehnte von O gegen W gerichtete Bewegungen ein. Sie erzwangen Querschiebungen und Querschiebungen. Dazu gehört u. a. die Auffaltung des Schichtdammes zwischen Salzgebirge und Salzachtal und weiter westlich die Überschiebung der Gosau von Lofer. Noch jünger sind zahlreiche Verwerfungen und Verstellungen, die über das ganze Gebiet verbreitet sind.

Die hier näher ausgeführte Deutung der Herkunft und Umformung der Dürnberger Salzlagerstätte verwendet zwei getrennte Horizontalverfrachtungen, die erste für die Herbeischaffung des Salzgebirges, die zweite für seine Umformung. Dazu kommen noch die jüngeren Schubbewegungen, die von O gegen W gerichtet waren. Anscheinend ist diesem dreifachen Aufwand von großen Bewegungen die Mechanik eines von unten aufsteigenden Salzhorstes im Sinne von F. Beyschlag und E. Seidl durch ihre Einfachheit überlegen.

Diese Überlegenheit der Einfachheit kann aber weder über Unwahrscheinlichkeiten noch über Unrichtigkeiten hinweghelfen.

Die Salzlagerstätten von Hallein—Berchtesgaden—Reichenhall liegen heute in einer breiten Muldenzone, die von mächtigen Jura- und Kreidenschichten ausgekleidet ist. Wir haben eine großangelegte und stratigraphisch weit zurückreichende Einmuldung vor uns, deren Boden mit besonders dicken, jüngeren Schichten ausgefüllt wurde. Südlich von dieser breiten Muldenzone liegt eine ebenso breit und mächtig angelegte Aufwölbungszone.

Wir haben also nebeneinander eine Belastungs- und eine Entlastungszone. Wären tatsächlich in diesen Gebieten im Untergrund in den Werfener Sch. oder im Paläozoikum größere Salzlagerstätten beheimatet gewesen, so würden dieselben gegen die Aufwölbungszone hingeströmt und dort zur Hebung und zum Durchbruch gekommen sein.

Das umgekehrte Verhältnis, ein Aufsteigen gegen eine Belastungszone und ein Durchbrechen der dicken Muldenzone, bliebe ganz unverständlich. Dagegen ist von einer nordwärts gleitenden Decke das Liegenbleiben der Hauptmasse in einer tiefen Muldenzone leicht zu begreifen.

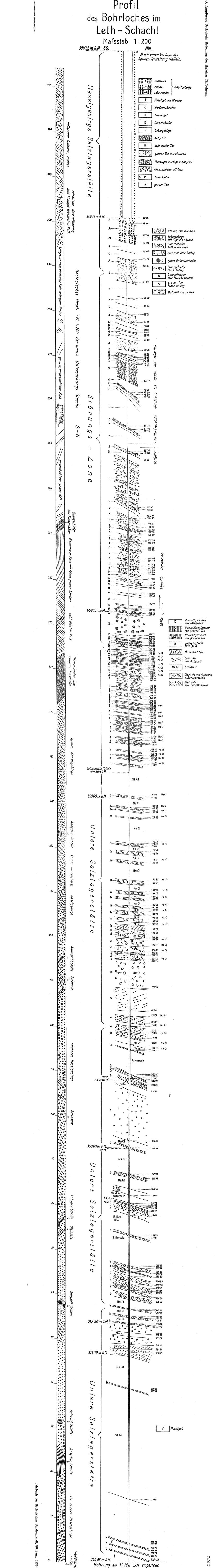
Die Muldenzone bildet in diesem Falle eine Art von Sammeltrug für die hereingleitenden Massen und außerdem ein Asyl gegen eine zu rasche Zerstörung. Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß die Muldenzone durch die eingewanderten Decken noch tiefer hinabgedrückt wurde. Ebenso dürfte die Mulde durch die Einwanderung der Reiteralmdedecke gegen N zu überkippt worden sein.

Auch die Schubbewegungen von O gegen W dürften wahrscheinlich wenigstens teilweise senkend auf den Muldenboden eingewirkt haben.

Auf diese Weise ist mit einem beträchtlichen Tiefgang der Halleiner Salzlagerstätte wohl bis unter das Meeresniveau zu rechnen.

Profil des Bohrloches im Leth - Schacht

Maßstab 1:200



Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen.

Von Oskar Schmidegg, Innsbruck.

(Mit 1 Tafel und 10 Abbildungen.)

Inhalt: Im Bereich der südlichen Gneiszone Tirols, nach der Deckentheorie der mittel- und oberostalpinen Wurzelzone konnten südlich der Öztaler Alpen (zwischen Tonale und Ultental) und südlich der Hohen Tauern (Defereggengebirge) Gebiete mit steilachsigem Schlingenbau festgestellt werden, deren Tektonik hiemit dargestellt wird. Übersicht über das Gebiet zwischen Öztaler Alpen und Tonalelinie. Versuch einer Gliederung der Bewegungsvorgänge in einzelne Phasen. Tektonische Stellung der Kalksteiner Trias. Stellungnahme zur Deckentheorie.

In den Öztaler Alpen war es mir in den Jahren 1927—1932 gelungen, einen steilachsigen Schlingenbau in beträchtlichem Ausmaße aufzufinden und durch genaue Kartierung bis ins einzelne festzulegen (L 25, 26). Auch eingehende gefügekundliche Untersuchungen an orientiert entnommenen Proben wurden im Anschlusse daran durchgeführt, deren Veröffentlichung in Vorbereitung ist. Den Bereich dieser Tektonik habe ich damals bis ins Vintschgau feststellen und beschreiben können, worauf ich hiemit verweise.

In den folgenden Jahren 1933—1935 war es mir weiterhin durch vom wissenschaftlichen Unterausschuß des D. u. Ö. Alpenvereins gewährte Beihilfen ermöglicht, meine diesbezüglichen Untersuchungen im westlichen Südtirol bis zur Tonalelinie auszudehnen, ebenso auch in Osttirol vergleichende Beobachtungen auszuführen, die zur Feststellung eines weiteren ausgedehnten Schlingengebietes führten (Deferegger Schlinge).

Es ist mir eine angenehme Aufgabe, dem D. u. Ö. Alpenverein und damit seinem 1. Vorsitzenden, Herrn Prof. R. v. Klebelsberg, für die Unterstützung und Ermöglichung dieser Arbeiten meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen. Ferner bin ich auch Herrn Prof. Dr. Sander für die Förderung und rege Anteilnahme an meinen Studien zu Dank verpflichtet.

Es soll hier zunächst hauptsächlich nur über die im Felde gewonnenen Ergebnisse berichtet werden, da mir bisher nur wenige Schriffe zur Verfügung standen. Es sind jedoch weitere Gefügeuntersuchungen geplant, für die ich bereits zahlreiche orientierte Handstücke entnommen habe.

Von einer Gesteinsbeschreibung wurde im allgemeinen abgesehen, da dies einerseits nicht im Zweck dieser Arbeit liegt, andererseits solche bereits z. T. vorliegen (Hammer), teils Aufnahmsarbeiten im Gange sind (Andreatta, Senarclens-Grancy), denen ich weiter nicht vorgreifen will.

In Westtirol legten mir besonders einige Stellen südlich der Tonaleserie den Gedanken an steilachsige Schlingentektonik nahe, nämlich die Gebiete mit „Scbollentektonik“, wie am Monte Pin, auf Le Mandrie und in der Tonalegruppe, ferner die eigenartige Tektonik der Tremenescagruppe. Auch an anderen Stellen weiter im W ist vielfach noch Querstreichen beobachtet

und im Schrifttum angeführt worden, wie z. B. die Arbeit von Cornelius über die insubrische Linie (L 5,¹) S. 240, 247/48, 262) zeigt.

Die auf tirolischem Boden gelegenen Gebiete (Ortleralpen) sind in den Jahren 1901/08 von Hammer für die österreichische Spezialkarte 1:75.000 eingehend aufgenommen und damit eine ausgezeichnete Grundlage für weitere Untersuchungen geschaffen worden. Trotzdem war es aber von vorneherein nötig, einen großen Teil des Gebietes neu zu begehen, einerseits zur genauen Einmessung damals noch nicht geläufiger tektonischer Daten, wie vor allem der *B*-Achsen, andererseits zur Feststellung mancher tektonischer Einzelheiten, die bei der Gesamtaufnahme in dem Maßstabe naturgemäß noch nicht beachtet wurden, deren Wichtigkeit für meine Zwecke sich aber im Verlauf der Untersuchungen herausstellte.

Ich habe daher in folgenden Gehieten der südlichen Ortleralpen bisher eingehendere Begehungen vorgenommen: in der Gipfelregion der Tonalegruppe, im Sulzbergtal zwischen Vermiglio, Fucine und Mezzana, in der Tremenescagruppe, auf Le Mandrie und am Monte Pin, aber auch sonst in dem in dieser Arbeit betrachteten Gebiet verschiedentlich Begehungen ausgeführt.

Südliche Ortleralpen.

Tremenescagruppe.

(Siehe tektonische Übersichtskarte Abb. 1 auf Tafel III.)

Schon Hammer (L 10) schreibt bei der Tremenescagruppe: „Es entsteht ... die eigentümliche Erscheinung, daß die Schichten rings um diese Gruppe in einem gehrochenen Kreise herumstreichen, wobei das Fallen mit Ausnahme der Strecke Camucina—Mezzana Dorf nach innen gerichtet ist.“

Auch der morphologische Aufbau der Gruppe ist entsprechend: In einer in mehr als Dreiviertelkreis geschlossenen Runde umgeben die Bergzüge vom Lago Monte—Vegaja—C. Tremenesca—C. Mezzana—Camucina mit Moränen bedeckte almreiche Hochflächen, die von drei im Unterlauf nahe beieinander liegenden tief eingeschnittenen Tälchen entwässert werden, durch ein höchstens 3 km breites „Tor“ des bis 9 km sich erstreckenden Kessels.

Betrachten wir zunächst das Streichen im einzelnen: Im W-Flügel Lago Monte—Vegaja herrscht NS-Streichen bei etwa 30° O-Einfallen, das sich mit der Biegung des Grates am Kamm Vegaja—Tremenesca in OW-Streichen mit S-Fallen hineindreht. Erst bei der weiteren Drehung des Kammes C. Mezzana—Camucina richten sich die Gesteinslagen steil auf — wobei sich hier ziemlich mächtige Züge von Graniten und Amphiboliten einschalten — und streichen schließlich in saigerer Stellung in großem Bogen zuletzt in SW-Richtung zum Dorf Mezzana. An der offenen S-Seite zwischen Termenago und Mezzana wechseln die Streichrichtungen ziemlich stark, es sind auch erhebliche nachkristalline Störungen vorhanden (siehe auch Hammers Karte), doch läßt sich immerhin deutlich genug erkennen, daß im W vorwiegend O-Einfallen (etwa 45°), bei ungefähr NS-Streichen, im O nordwestlich Mezzana saigere Stellung bis steiles W-Einfallen bei NNO-Streichen herrscht. Dazwischen im Gehänge südlich Menas kommt auch schwebende

¹) Die Hinweise L 1 ... beziehen sich auf das Schrifttumsverzeichnis S. 148.

Lagerung und N-Fallen vor, doch ist gerade hier bei den einzelnen aus dem Wicsengehänge herausragenden stark verwitterten Schrofen die Feststellung der Streichrichtungen oft sehr unsicher, da man meist nicht gewiß ist, ob noch ursprüngliche Lagerung vorliegt, ganz abgesehen von den hier auch schwer beurteilbaren nachkristallinen Bewegungen. Auch in den höher gelegenen Teilen im Inneren des Kessels läßt sich trotz der oft hindernden Moränenbedeckung die kreisförmige Umbiegung deutlich feststellen. Der Radius wird hiebei nach S immer kleiner.

Durch Feststellung der Bewegungsrichtungen mittels eingehender Beobachtung der *B*-Achsen im ganzen Gebiete konnte nun eine weitere Klärung des tektonischen Baues erreicht werden. Es ließen sich zwei Bereiche mit verschiedenen Achseurichtungen unterscheiden. Im O zwischen Dorf und Cima Mezzana herrschen bei saigeren *s*-Flächen steilstehende bis lotrechte Achsen, während im weitaus größeren westlichen Gebiete die Achsen mit durchschnittlichem Streichen N 60° W, 20—30° nach O einfallen. Die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen mit verschiedener Durchbewegung, die aber keineswegs scharf ist, sondern einen wie stellenweise auch deutlich ersichtlich, allmählichen Übergang darstellt, verläuft ungefähr nach der Linie C. Tremenesca—P. Valetta—Menas. Die Schlinge geht also nach W in eine schräg liegende Mulde mit SO einfallender Achse über, und die Biegung im Streichen an der Vegaja beruht nur auf einem steileren Aufbiegen der südlich der Vegaja noch flach liegenden *s*-Flächen bei gleich bleibenden *B*-Achsen. Erst weiter östlich von der C. Mezzana an drehen sich die nunmehr saiger stehenden Gesteinslagen um steilstehende Achsen. Gleichzeitig kann man aber auch finden, daß die SO einfallenden Achsen sich weiter nach O zu ebenfalls mitdrehen und dabei aufrichten. Es vollzieht sich so eine langsame, aber keine vollständige Anpassung an die steilachsige Schlingentektonik, denn noch an der Camucina und weiter südlich finden sich häufig 45° S-fallende Achsenlagen. Bei Dorf Mezzana hingegen überwiegen wieder steil N-fallende.

Im einzelnen treten häufig stark abweichende Achsenrichtungen und *s*-Flächen auf, doch sind diese Abweichungen meist untergeordnet und vielfach wohl durch nachkristalline Störungen verursacht. Am bedeutendsten sind sie im Innern der Schlinge zwischen Ortisei und Mezzana. Hier ist auch von vorneherein starker Wechsel zu erwarten, einerseits durch starke Verfaltungen im Kern der Schlinge, andererseits durch den hier besonders raschen Übergang zwischen den geneigten und steilen Achsenlagen. Ferner sind hier auch die nachkristallinen Störungen am größten, wie schon aus der Karte Hammers durch die Angabe Phyllitgneis und Einzeichnung von Bruchlinien hervorgeht.

Nocetal.

Weiter nach S im Nocetal folgt eine Schlinge mit nach O gerichteter Stirn. Die Zusammenhänge sind zwar z. T. unterbrochen sowohl durch die Flußaufschüttungen im Tal als auch durch die mächtigen Moränenmassen, die die der Presanellagruppe nördlich vorgelagerte Terrasse bedecken, doch ist die Schlingenbiegung deutlich erkennbar. Die in die Südhänge des Tales eingeschnittenen Schluchten und Gräben gewähren gute Aufschlüsse, mehr als aus der geologischen Spezialkarte ersichtlich ist.

Genau in der Fortsetzung des von der Camucina nach Mezzana ziehenden saiger stehenden Amphibolituzuges steht am Ausgang der Usaiaschlucht und westlich davon wieder Amphibolit in ebenso NO-Streichen an, das dann weiter in WSW-Streichen umbiegt und sich damit dem N-Rand der Adamellomasse anpaßt. Auch helle Augengneise finden sich hier und stellen damit eine Verbindung mit den hellen Augengneisen südlich der C. Mezzana und dem mächtigen Augengneislager von Stavel her. Auch die Amphibolite finden sich dort (nördlich Volpaja) wieder.

Auch bei Pellizano entsprechen die beiden Talseiten als Teile des Schlingensbogens gut einander, sowohl durch gleiche Gesteinsbeschaffenheit (Amphiboliteinlagerungen z. B.) als auch durch den Übergang im Streichen. Die im Tal ziemlich saiger bis steil stehenden Gesteinslagen nähern sich von beiden Seiten dem NS-Streichen bei ebenfalls steilstehenden B-Achsen.¹⁾

In der Gegend von Fucine, die im Schlingenkern liegt, wechseln die Streichrichtungen stark, häufig ist OW-Streichen mit deutlichen lotrechten B-Achsen, besonders an den einzelnen im Talkessel aufragenden Felshügeln (Burghügel von Ossana, S. Antonio) und an anderen Stellen. Nach S folgt dann SW-, nach N NW-Streichen. Gute Aufschlüsse bietet die Straße gleich westlich Fucine. Es ist deutlich zu sehen, wie die hier im allgemeinen etwa N 20° W streichenden Schiefer nachkristallin stellenweise stark gestört und dadurch verlegt sind. Auf dem zur C. di Boai hinaufziehenden bewaldeten Bergrücken (Montagna Culon) dreht sich von unten nach oben die Streichrichtung aus OW allmählich mit Schwankungen nach NS, dabei finden sich besonders im unteren Teil öfters dunkle dichte Mylonite als Anzeichen nachkristalliner Bewegungsflächen eingeschaltet. Trotz des häufigen Wechsels im Streichen und der späteren Verlagerungen hebt sich die Schlingenbiegung bei Fucine als nach O gewölbter Bogen deutlich heraus. Nördlich Cortina (Vermiglio) wechselt das Streichen wieder sehr stark, heftige steilachsige Verfaltung liegt auch hier wieder vor.

Auf der Südseite des Nocetales, besonders auf der Terrassenhöhe, bedecken gewaltige Moränenmassen den dem Adamellotonalit vorgelagerten Felsgrund. Doch sind in dem Gehänge gegen das Tal mehrere Schluchten eingeschnitten, die einige Aufschlüsse bieten. Zwischen Pellizano und der Ossaiaschlucht (südwestlich Mezzana) ergeben sich dadurch eine Reihe von Profilen, in der Usaiaschlucht (auf der österreichischen Karte Val Ossaia) bis zum Tonalit.

Die Begehungen ergaben eine mächtige Entwicklung von Amphibolit, besonders westlich der Mündung des Usaiagrabens, als Fortsetzung des Amphibolites von Mezzana. Begleitet ist er nach S von hier wenig mächtigen hellen Augengneisen und von Serpentinlinsen, die bis 100 m mächtig und auch wieder als umgewandelte Peridotite zu betrachten sind. Das Streichen ist im allgemeinen ONO im Durchschnitt und ziemlich dem N-Rand des Tonalites angepaßt. Im Val Usaia stehen am Beginn Amphibolite an und geringmächtiger Augengneis mit NO-Streichen. Hierauf folgen nach S quarzitische schokoladenbraune Hornfelschiefer mit Pegmatiteinlagerungen. Weiter oben nehmen sie mehr phyllitartigen Charakter an und sind stellen-

¹⁾ Die auf der Karte (L 13) südwestlich Pellizano angegebene Richtung O—W ist unrichtig, es herrscht hier fast durchwegs das Streichen N 20° O, meist senkrecht bis steil SO.

weise ziemlich reich an Kohlenstoff. In der Höhe von 1450 m, etwa 1800 m vom Nocebach entfernt, beginnt der Tonalit zunächst mit stark porphyrischer Randfazies. Gleich darüber folgt Moränenschutt. Das Streichen ist in der ganzen Schlucht einschließlich des Tonalites durchwegs rund N 45° O mit 60—80° S-Fallen. Die B-Achsen verlaufen verschieden, vorwiegend horizontal bis geneigt, aber auch steile sind nicht selten zu finden.

Zwischen Ossana und Pelizzano sind in den, wie schon erwähnt, N 20° O streichenden Schiefeln steile Achsen häufig zu beobachten, rechts der klammartigen Mündung des Val Fazom mit starker Verfaltung im Sinne der Schlingenebiegung. Auf der Höhe der Terrasse ist bis zum Stavelgneis alles durch mächtige Moränen bedeckt.

Steilachsige Verfaltung konnte ich auch an der W-Seite der Val Piana, in dem Graben, der von der Malga Pece nach W hinaufzieht — er ist schon bei Salomon (L 20, S. 144) erwähnt — in den Quarziten, die dort in den Kontaktschiefern eingelagert sind, feststellen. Deutlich ist auch eine Abbiegung der sonst hier OW streichenden Schiefer nach NO zu beobachten, womit auch erklärlich ist, daß der Tonalit auf der östlichen Talseite viel weiter nach N vorgeückt ist. Die Annahme einer Störungsfläche, wie sie Salomon vermutet, wird daher überflüssig.

Nachkristalline Bewegungen sind ziemlich verbreitet (Phyllonite), doch bei weitem nicht in dem Ausmaße, wie man sie von so einer bedeutenden Linie wie der insubrischen erwarten sollte und wie sie auch Cornelius weiter im W beschreibt. Eine Mylonitzone fehlt jedenfalls.

Wie sich die Serie der Kontaktschiefer, die bei NO-Streichen in der Val Usaia noch eine Mächtigkeit von 500 bis 600 m besitzen, weiter nach O fortsetzen, ist noch eine offene Frage. Im einzigen angegebenen Aufschluß im Moränengehänge zwischen Mezzana und Dimaro bei der Malga Copai, den ich nicht besucht habe, führt Trener Gneis der Tremenescagruppe an, ein auffallend weit südliches Vorkommen, da die Verbindungslinie der nördlichsten Tonalitaufschlüsse Val Usaia—Dimaro nördlich davon verläuft.

Auch längs der Judicarienlinie mit ihren Tonalitvorkommen sind nirgends mehr Kontaktschiefer beobachtet worden, was aber leicht dadurch zu erklären ist, daß die geringe Mächtigkeit dieses Tonalites nicht ausreichte, um Kontaktwirkungen hervorzurufen.

Tonalegruppe.

(Profile Abb. 3.)

Die Tonalegruppe, die Berggruppe zwischen Pejo- und Vermigliotal, besteht zum größten Teil, wenigstens in höheren, Lagen aus Gesteinen der Tonaleserie, „Tonaleschiefer“ mit eingelagerten Marmoren, Amphiholiten, Pegmatiten und Augengneisen und weist nach Hammer Schollentektonik auf. Ich habe nun durch Verfolgung der eingelagerten Gesteinszüge und Beachtung der Bewegungsrichtungen die Tektonik zu klären versucht. Die Tonaleschiefer selbst sind zur Verfolgung vor allem in schwierigem, schlecht aufgeschlossenem Gelände ungünstig, da sie gegenüber den anderen Schiefeln und Gneisen kaum recht gekennzeichnet sind, abgesehen von etwaiger Verwischung durch nachkristalline Deformationen. Wohl aber zeigten sich die Marmorzüge, wenn sie auch oft mehrfach unterbrochen sind, hiezu als sehr geeignet.

Die Tonaleserie zieht von Rabbi über den Cercenapaß in großem Bogen um die Tremenescagruppe herum nach Celedizzo und weiter zur C. Boai, wo sie eine Mulde mit OW-verlaufender \pm nach O einfallender Achse bildet. Zwei Marmorzüge spiegeln hier deutlich die austreichende Muldenbiegung wider: der eine streicht aus dem obersten Boden der Val Comasine bis südlich des Gipfels der C. Forzilin, biegt hier am Verbindungsgrat zum Mt. Palu um und taucht im Val Saviana oberhalb der gleichnamigen Alm bei 2200 m etwa noch einmal auf. Der zweite Marmorzug zieht vom Val Gardena OW auf den N-Grat der C. di Boai, biegt mit NS-Streichen und 45° O-Fallen

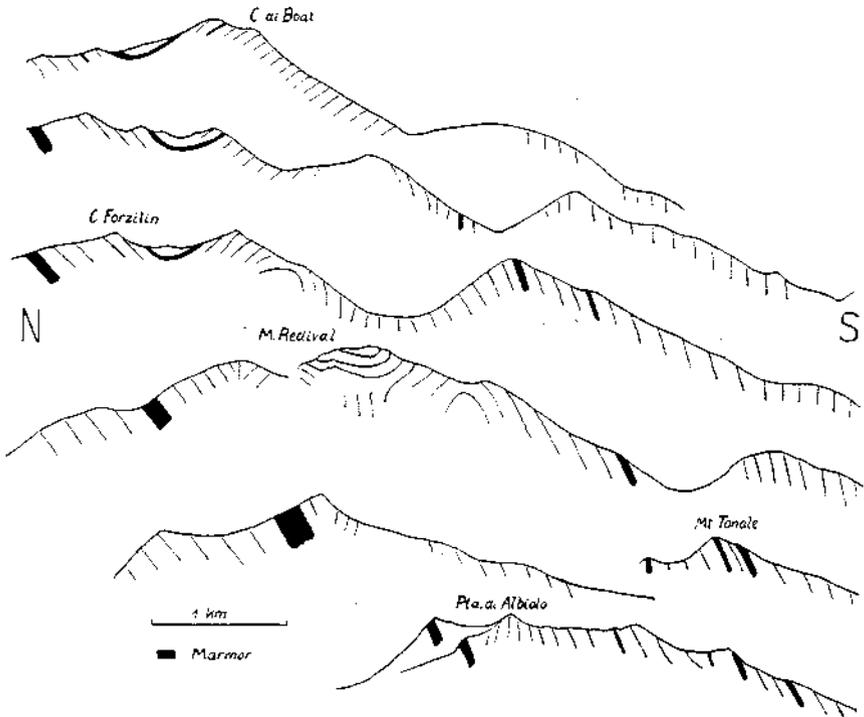


Abb. 3. Profile durch die Tonalegruppe.

nach S um, wobei er erzührend ist (alte Baue), und streicht über die C. di Boai (östlich und westlich des Gipfels), um schließlich unter der Moränenbedeckung des südlichen Gehänges vorläufig zu verschwinden.

Die B-Achsen wechsell von 45° O-Fallen (und auch noch flacher) bis lotrecht (an der C. Forzilin). Dort sind auch die nachkristallinen Störungen sehr stark (Schollentektonik Hammers), ohne jedoch die alte stetige Schlingenbiegung ganz zu verwischen.

An diese schräge Mulde schließt sich nach S ein Gewölbe an, gebildet durch den Mt. Palu und dessen zur Mga. Saviana streichenden SO-Grat. Es taucht hier vielleicht das Liegende der Tonaleserie auf, was ja tektonisch zu erwarten wäre und durch die Hammersche Bezeichnung „obere Schiefer und Quarzite

der Pejoserie“ auf der Karte gestützt wird. Diese würden dann der am Nordhang der Gruppe liegenden Pejoserie entsprechen.

Auf dieses Gewölbe folgt die Mulde des Redival. Sie weist am Gipfelgebiete sehr flache Lagerung auf, wird aber tiefer unten im Hintergrunde der Val Verniana meist von steilen Lagen gebildet. An den aufgebogenen Südrand der Mulde schließen sich wieder steile Lagen an, in denen sich am Südgrat des Redival eine enggepreßte Antiklinale deutlich feststellen ließ. Darauf folgen weiter nach S wieder Marmor führende Serien, die besonders gut am Mt. Mezzolo ausgebildet sind. Es stand nun nahe, diese Marmore mit denen der C. di Boai—Forzilin-Mulde östlich um den Antiklinalrücken des Mt. Palu herum zu verbinden und tatsächlich gelang es mir auch, in dem sonst von Moränen ziemlich bedeckten Gebiete entsprechende verbindende Aufschlüsse im Wald nordöstlich der Mga. Verniana und nordwestlich der Mga. Saviana aufzufinden.

Nach W setzen sich diese Marmorzüge in mächtiger Entwicklung über Mt. Tonale—C. di Cady—M. Serotine—Ponte di Legno fort, wo Cornelius in ihnen Synklinalserien feststellte (L 5, Profil I, Tafel 1).

Es liegen also in der Gipfelregion der Tonalegruppe folgende OW streichende tektonische Elemente vor:

1. die Mulde C. Boai—C. Forzilin—nordwestlich Mt. Palu mit schwach nach O geneigter Achse, die als westlicher, jedoch etwas gegen S verschobener Ausläufer der Vegajamulde zu betrachten ist;

2. das Gewölbe des Mt. Palu;

3. die Mulde des Redival. Oben flach, nach der Tiefe steil, mehr isoklinal;

4. eine Antiklinale südlich Redival—Albiolo (?);

5. ein reichlich Marmor führender Tonaleschieferzug, anscheinend synklinal: Mt. Mezzolo—Mt. Tonale—Pte. di Legno, der nach O in die Boai-Mulde hinein streicht.

Das Nordgehänge der Tonalegruppe bilden Gesteinszüge, die WSW, also schräg zu den übrigen streichen. Zuoberst ist noch einmal ein Marmor führender Tonaleschieferzug, der bei Mga Comasine von denen der Boaimulde abzweigt und über den N-Grat des Mt. Albiolo streicht, darunter folgen dann die Quarzite der Pejoserie und Gneise, also Altkristallin. Starke, nachkristalline Deformationen, mit sehr kräftiger Mylonitisierung, wie z. B. am Montozzo- paß, zeigen eine jüngere Bewegungszone an (Montozzolime). Auch weiter im N bis in die Phyllitzone der südlichen Ortlergruppe herrscht dieses WSW—ONO Streichen. Das Umschwenken des Streichens aus ONO beginnt in der Gegend von Mortirolo—Val Grande, wo nach Cornelius auch Kleinfaltung vorliegt (L 5, S. 362).

Ich möchte nun aber annehmen, daß diese Divergenz zwischen dem OW-Streichen im Inneren der Tonalegruppe und dem WSW-Streichen des nördlich folgenden Gebietes nicht durch eine nachkristalline Schollenverschiebung zustande gekommen ist, sondern es erscheint mir als wahrscheinlicher, daß wir es hier mit einer Überlagerung verschiedener Bewegungsrichtungen zu tun haben: eine NS gerichtete, die zur Großfaltung im Gipfelgebiete der Tonalegruppe geführt hat, und eine andere vermutlich ältere Bewegungsrichtung, der die heutigen Streichrichtungen WSW entsprechen, die in der südlichen Ortlergruppe bis zum N-Gehänge der Tonalegruppe herrschen sowie wahrscheinlich auch an der S-Seite der Tonalegruppe. Es ist nun durch-

aus möglich, daß diese Gebiete erst anlässlich der Schlingenbildung aus einer alten OW-Richtung herausgedreht und in die heutige Lage gebracht worden sind. Dann erst hat die Gipfelregion der Tonalegruppe durch erneute Durchbewegung ihre Tektonik mit OW-Streichen erhalten. Damit wäre auch der allmähliche Übergang des Streichens beider Richtungen leicht verständlich. Durch genaue entsprechende Untersuchungen besonders am N-Gehänge der Tonalegruppe sowie Gefügeanalysen würde sich vielleicht die Frage lösen lassen.

Wie bereits bekannt — besonders aus den Arbeiten von Cornelius —, zieht die Tonaleserie in gerader Richtung nördlich der insubrischen Linie weiter nach W durch das Veltin und wurde bis über Bellinzona festgestellt. Im Oglial bei Veza etwa zweigt nun davon nach NO ein Zug Marmor führender Tonaleschiefer ab, der über Mt. Colleazzo—S. Appolonia ziehend von Cornelius noch bis östlich des Mt. Gaviola verfolgt werden konnte. Cornelius vermutete dann sein Untertauchen gegen O (S. 261). Ich habe nun das hintere Visotal begangen und fand durch weitere Aufschlüsse diese Vermutung bestätigt:

Oberhalb der Steilstufe, die das Val di Viso nach hinten abschließt, nördlich der Baita di Forgnocolo, stehen Marmore und Amphibolite sowie Pegmatite an, die sich noch etwa 1 km nach NO verfolgen ließen und dann gleichsinnig mit den begleitenden Schiefen in die Tiefe streichen, bis sie am Graben, der den Abfluß des Ercavallosees führt, verschwinden. Bei dem beobachteten Axialgefälle nach O ist es erklärlich, wenn diese Gesteine im Val del Monte nicht mehr auftauchen. Wohl aber findet sich in dem kleinen Kar östlich des Südgrates der C. di Cajone noch einmal ein kleines Fenster, in dem stark gefaltete Marmore mit Pegmatiten anstehen. Es stellt die Verbindung mit dem westlich etwa 100—200 m unterhalb des Grates durchstreichenden Marmorzug, der einerseits südlich nach S. Appolonia herabzieht, andererseits nach N unter dem Grat weiterstreicht und nach Cornelius östlich des Mt. Gaviola auskeilt.

In der großen Karhochfläche (Ercavallokar) zwischen der Talstufe des Val di Viso und der C. dei tre Signori finden sich keine Tonaleschiefer mehr, es sind durchwegs altkristalline Gneise, mit Apliten bis Biotitgraniten durchsetzt und z. T. injiziert und Feldspatknoten führend, mit im allgemeinen steil nach S einfallender Lagerung und OW-Streichen. Der hochaufragende Gipfel der C. dei tre Signori wird im wesentlichen durch eine steilstehende Granitlage gebildet. Steilachsige Faltung war mehrfach zu beobachten, sowohl knapp südlich des Gipfels als auch im Kar neben OW-streichenden, vielfach schwach O-fallenden Achsenlagen. Starke, ebenfalls vorkristalline Faltung mit flachen OW-Achsen herrscht südlich der Pta. Ercavallo in den altkristallinen Gneisen. Die in Fels gesprengten Kriegswege haben hier ausgezeichnete Aufschlüsse geschaffen. Leider gehen sie z. T. schon stark dem Verfall entgegen.

Umgebung der Tremenescagruppe.

Im NW der Tremenescagruppe fallen die Schiefer, die hier Cyanit führen und auch von Pegmatit durchsetzt sind, flach nach O—SO ein, mit einer Achsenrichtung von durchschnittlich N 60° W, 20—30° O, sie legen sich an der C. Grande vollkommen flach, werden im NW-Grat sogar schwach N-fallend.

Am Felsgrat südlich des Cercenapasses gehen sie dann plötzlich in steil nach S überkipptes Einfallen über. Nördlich des Passes stellt sich nach einer Quetschzone wieder flache Lagerung ein mit ebenfalls stark nachkristalliner Beanspruchung. Es folgen vom erwähnten Felsgrat von S nach N (siehe Profil Abb. 4): zunächst mehr oder weniger steilstehende, sehr stark gequetschte Schiefer, die anscheinend den Gesteinen der Tremenescagruppe angehören und den Liegendschenkel einer Falte bilden, dann folgen als Vertreter der Tonaleserie gequetschte Schiefer mit Pegmatiten, mylonitischen Kalken, weiter Karbonat hältige Quarzite und schließlich Augengneise, die schon dem Verdignana Lakkolithen angehören. Die Quarzite stellen nachkristalline Tektonite der Augengneise dar, wie die noch zuweilen erhaltenen Feldspatagen zeigen.

Die Achsenrichtungen verlaufen in den noch flachliegenden Gneisen der Tremenescagruppe wie sonst dort SO, doch sind hier schon einzelne Knicke mit horizontaler SW-Achse bemerkbar. Die Knickflächen sowie die s-Flächen in den stark mylonitischen Schiefen des Passes verlaufen auch N 45° O,

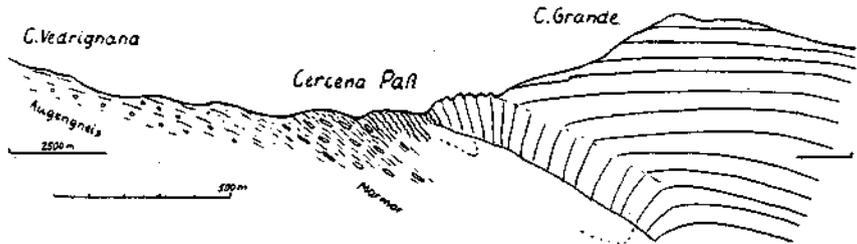


Abb. 4. Profil über den Cercenapaß.

mit steilem bis flachem S-Fallen. Vereinzelt finden sich noch Reste des älteren, sonst flach SO streichenden B, das hier steil aufgerichtet ist.

Es liegt also hier offenbar die Auswirkung eines Vorschubes des Tremenesca-massivs in der Richtung nach NW vor, der in der Grathöhe zu einer nachkristallinen nach N überkippten Faltung führte, die sich tiefer im Gehänge wieder ausflacht und verliert.

Im östlichen Teil der Tremenescagruppe schließt sich an das besprochene Schlingengebiet ein Bereich an, der im N mächtige Graniteinlagerungen enthält (Polinar-Gambrai) mit etwa OW-Streichen, im südlichen Teil, im Kamm Sass dell'Anel, aus ungefähr ONO streichenden Schiefen aufgebaut ist. Ich habe dieses Gebiet zwar noch nicht begangen, doch möchte ich aus dem, was aus der Hammerschen Karte zu ersehen ist, vermuten, daß es sich auch hier um einen Schlingenbau handelt, u. zw. daß die Gesteinslagen in der Art zusammenhängen, daß die die Ostbegrenzung des Tremenescaessels bildenden Granit-Amphibolitzüge den SW-Schenkel eines Schlingenzuges bilden, der etwa bei der Tremenesca-Alm scharf nach O umbiegt und über dem unteren Rabbital in der Granitmasse des Mt. Zoccolo sich fortsetzt. Die weitere Fortsetzung nach NO würden dann die Granitzüge Schrumspitz—Ilmenspitz bilden.

Ob die den Sass dell'Anel aufbauenden Schiefermassen die Fortsetzung der zwischen dem Stavelgneis und dem Tonalit liegenden Kontaktschiefer

sind, wie man nach dem Streichen vermuten könnte — sie müßten allerdings hier stark verbreitert sein — oder ob sich hier neue Gesteinszüge einschalten, müßte erst eine Begehung dieses Gebietes ergeben.

Nördlich des Salezi-Passes, unmittelbar an dem hier steile Achsen aufweisenden Amphibolit, fand ich ein Vorkommen von Serpentin, jedenfalls eine ganz umgewandelte Peridotitlinse.

Schlinge von Le Mandrie.

(Kartenskizze Abb. 5.)

In der weiteren Fortsetzung der Schieferzüge des Sass dell'Anel liegt jenseits des tief eingeschnittenen unteren Rabbitaies nördlich Malè der Gebirgsstock von Le Mandrie mit dem Störungsgebiet am Gipfel desselben. Hammer schreibt in den Erläuterungen zu Blatt Cles darüber (S. 76): „Eine eigenartige tektonische Erscheinung bilden große Schollen, welche entgegen dem herrschenden Streichen von NW nach SO streichen. Sie sind scharf abgegrenzt gegen die Umgebung, nur ausnahmsweise ist ein allmählicher Übergang zwischen den Streichrichtungen zu beobachten (Cima Lac).“ Es gelang mir nun auch hier, wie erwartet, einen Schlingebau festzustellen, da der allmähliche Übergang nicht ausnahmsweise vorliegt, sondern die Regel bildet, allerdings stellenweise stark durch nachkristalline Bewegungsflächen, die den Schollengrenzflächen nach Hammer entsprechen, überdeckt ist. Eine ziemlich scharfe, doch im allgemeinen stetige Biegung liegt im Gipfelgebiete von Le Mandrie selbst, an der die Gesteinslagen um fast volle 180° herumschwenken. Während auf der W-Seite des Gipfels in Anlehnung an die nahe Granitmasse des Mt. Zoccolo SW—NO-Streichen, bei steilem W-Einfallen, herrscht, biegen die Lagen am NW-Grat allmählich in OW um, am NO-Grat in NW—SO. Im steilen rinnendurchfurchten Ostgehänge des Gipfels herrscht vorwiegend NNW—NS-Streichen, das weiterhin auf der S-Seite gegen die Mga. Cortinga zu wieder in NW-Streichen, auch mit steilem NW-Fallen übergeht.

Die Übergänge vollziehen sich meist allmählich, nur durch nachkristalline Bewegungsflächen stellenweise geknickt. Allerdings ist manchmal dieser Knick nur scheinbar unvermittelt, wenn nämlich z. B., wie es schon am erwähnten Ostgehänge des Gipfels der Fall ist, zwei Grate mit verschiedenem Schichtstreichen durch eine Schotter erfüllte Rinne getrennt sind. Bei genauerem Suchen findet man aber dann doch oft noch anstehenden Fels, der ein Übergangsstreichen oder entsprechende Faltenbildungen erkennen läßt. Ferner ist zu beachten, daß auch in den noch nicht nachkristallin gestörten Schlingen, wie in den Ötztalern, die Biegung sich oft auf einen engen Raum zwischen länger geradeverlaufenden Gesteinslagen beschränkt. So daß bei weniger genauer Beobachtung und besonders bei schlechterer Erschlossenheit leicht der Eindruck von Schollen vorgetäuscht werden kann. Solche nachkristallin mehr oder weniger in Schollen zerteilte Schlingen könnte man am besten mit dem Ausdruck „zerhrochene Schlingen“ kennzeichnen.

Auch an der C. Leinert ist die allmähliche Umbiegung deutlich erkennbar: am W-Grat noch OW-Streichen, herrscht am NO-Grat bereits SO- und

am S-Grat NO-Streichen, mit sehr steilem Einfallen nach innen. Eine schmale aplitische Lage macht diese Biegung gut sichtbar. In der südlich davon gelegenen Scharte herrscht flachbuckelige Lagerung — mit einzelnen nachkristallinen Störungsflächen —, die an der C. Lac in 30° N-Fallen übergeht, womit die nach Hammer im Gehänge gegen das Nocetal herrschende N-fallende Lagerung erreicht ist. Bemerkte sei, daß die an der C. Lac wenig gefalteten ebenplattigen Schiefer reichlich Cyanit und Stauroolith führen.

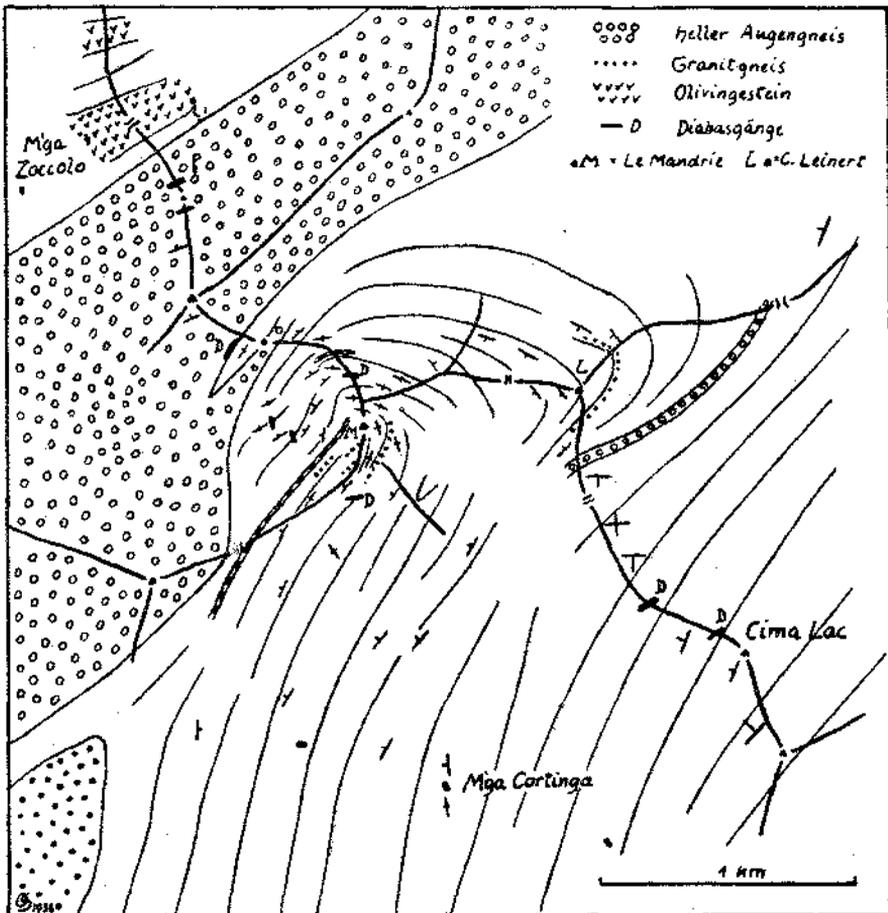


Abb. 5. Schlinge von Le Mandrie.

Die auf Hammers Karte gegenüber Pracorno (nordwestlich Malè) eingezeichnete Störungsfläche, an der verschiedene Streichrichtungen zusammenstoßen, erklärt sich nur durch verschiedenes Einfallen der Schiefer (auf der Karte ist nur einerlei Fallzeichen verwendet). Die untere „Scholle“ fällt ganz flach gegen den Berg ein, während die darüberliegenden Schieferlagen steil aufgerichtet nach W einfallen. Gegen N schmiegen sie sich gleichsinnig dem am Salezi-Taleingang anstehenden Granitgneis an.

Gefügebeispiel.

Abb. 6a und 6b.

Auch im Kleingefüge läßt sich die Schollenbildung an schon vorkristalliner Faltung deutlich beobachten. So zeigte ein Dünnschliff vom Gipfel des Le Mandrie deutlich vorkristalline Faltung, durchzogen von nachkristallinen Scherflächen mit starker Kataklyse und Mylonitisierung.

Von einem Faltenstück nordwestlich der C. Leinert, das wenig beansprucht von nachkristallinen Bewegungen schöne vorkristalline Faltung zeigt, seien

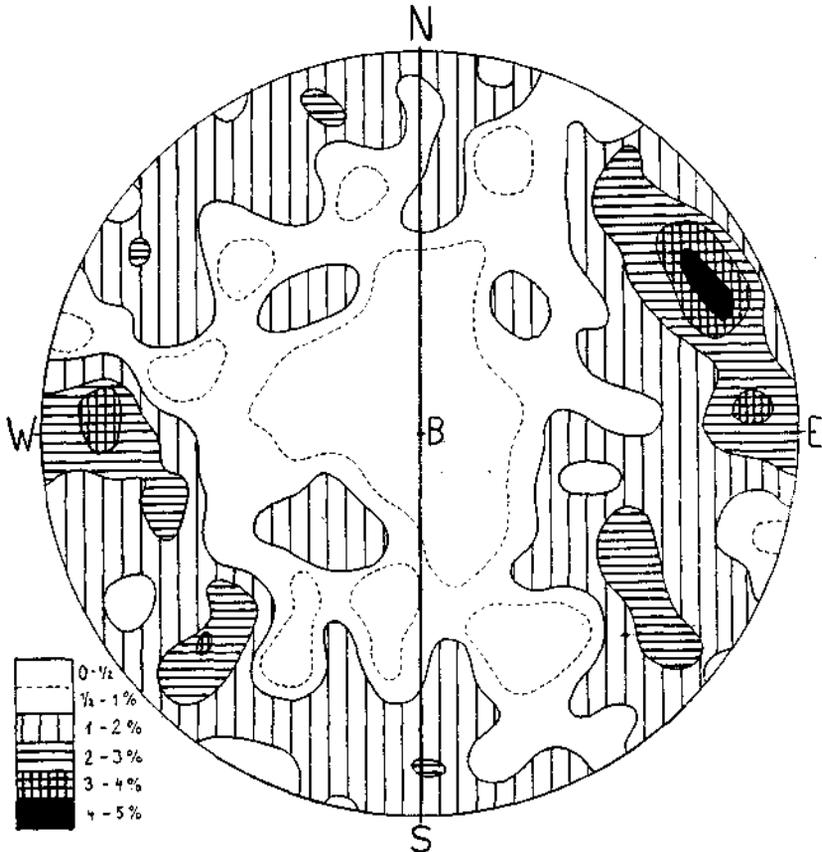


Abb. 6a. Gneisfalte von der C. Leinert; Quarzdiagramm, 446 Quarze.

hier Gefügediagramme von Glimmer und Quarz beigebracht. Vermessen wurde ein Schliff senkrecht zu der etwa 80° NW fallenden *B*-Achse, er liegt also fast horizontal. Die Darstellung erfolgte in der üblichen Weise auf der unteren Halbkugel. Eine Skizze des Handstückes mit eingezeichnetem Schlibbereich findet sich in der Mitte des Glimmerdiagramms. Es enthält eine an Feldspat reiche Knolle (1) in einem von feinschuppigem Biotit durchsetzten gefalteten Schiefer (2).

Das Glimmerdiagramm (fast nur Biotit, im Innern von (1) stark ausgebleicht und chloritisiert) zeigt einen ausgesprochenen *B*-Gürtel mit zwei

stark betonten Häufungsstellen, die wie die Teildiagramme zeigten, vorwiegend von Glimmern des Bereiches (2) gebildet sind, während die Glimmer von (1), die dem Schliffbild scheinbar nach ganz ungeordnet (außer *B*) liegen, dem Diagramm nach aber auch noch andere Häufungen aufweisen, die verschiedenen durch die Kristallisation überholten Scherflächen zuzuordnen sind.

Das Quarzdiagramm zeigt ebenfalls einen *B*-Gürtel mit ausgesprochenem Maximum im NO-Quadranten. Der Quarz erwies sich, wie die aufgenommenen Teildiagramme zeigten, für den ganzen Schliffbereich (mit und ohne Feld-

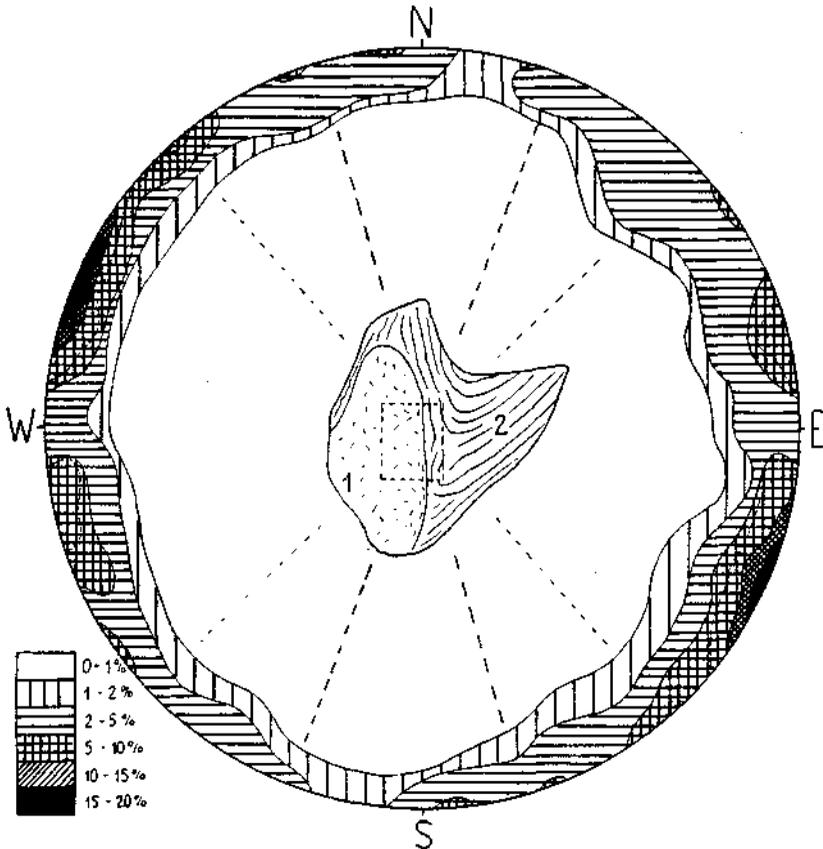


Abb. 6b. Gneisfalte von der C. Leinert; Glimmerdiagramm, 308 Glimmer.

spat) als durchaus homogen geregelt. Weiteres, besonders im Vergleich mit anderen Schliffen, soll einer eigenen Arbeit vorbehalten sein.

Schlinge des Mt. Pin.

(Kartenskizze Abb. 7.)

Das auffallendste „Schollengebiet“ ist das des Mt. Pin, das bereits als solches von Hammer eingehend beschrieben wurde (L 8, S. 126, „NW—SO streichende Schollen“). Es liegt im weiteren Streichen der Schiefer Sass dell'Anel—Le Mandrie, nahe der Judicarien-Linie. Auch hier konnte ich

einen alten von jüngeren Bewegungen überlagerten Schlingenbau nachweisen. Die Klärung der älteren Tektonik wird hier auch noch durch die starke Bewachsung, die dieser Grasberg aufzuweisen hat, erschwert, ferner fehlt es an gut ausgeprägten leitenden Gesteinszügen, denn die häufig vorkommenden Amphibolite sind viel zu sehr in einzelne Lagen aufgelöst, so daß sie nur in

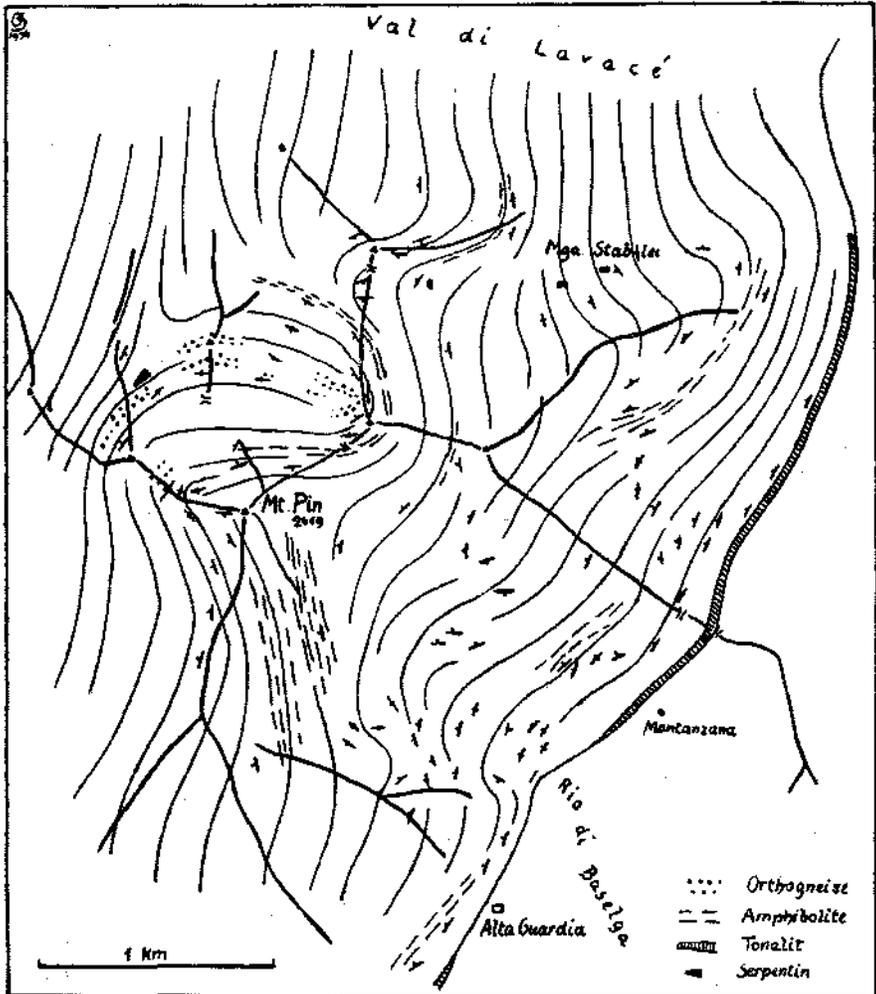


Abb. 7. Schlinge des Mt. Pin.

geringem Maße als Leitzüge verwendet werden können. Die auf der Skizze eingetragenen Züge sind durch Zusammenfassen vieler kleinerer Beobachtungen im Streichen entstanden.

Wie aus der Skizze ersichtlich ist, stellt dieses Schlingengebiet eine S-förmige Biegung der sonst SSW—NNO streichenden Gesteinslagen dar, wahrscheinlich als Folge einer Querstellung (OW) der relativ starren Granit-

einlagerung nördlich des Mt. Pin. Es entstehen dadurch von O aus schlingenförmige Einbuchtungen der Amphibolit führenden Schiefer. Die eine südlichere, die Baselga-Schlinge, die bis über den Mt. Pin-Gipfel hineinreicht, die andere bei und westlich der Mga. Stablei. Die Umbiegung der NO streichenden Lagen in den S-Schenkel der Baselga-Schlinge nach NW ist bereits bei Hammer angedeutet, eine nachkristalline Störungsfläche folgt dann dieser Richtung, der entlang auch der Baselga-Bach eingeschnitten ist. Es stoßen dann die auf der anderen Bachseite befindlichen Schiefer scheinbar unvermittelt rechtwinkelig ab. Bei der Talgabelung innerhalb, wo die Störung ausklingt, ist jedoch die stetige Umbiegung deutlich feststellbar, auch steilachsige Faltung tritt hier auf mit einem vielleicht durch Verlagerung entstandenen Einfallen der Achse 60° nach NW. In dem darüber befindlichen SO-Gehänge des Mt. Pin verläuft das Streichen in weitem Bogen. Erst westlich hinter dem Gipfel ist die Schlinge wieder enger gepreßt. Geht man den Westgrat des Gipfels etwa 100 m hinab, so kommt man zu einer Stelle, wo die bisher dem Grat entlang OW streichenden Schiefer plötzlich quer dazu streichen. Eine kleine nach N hinabführende Schlucht ist hier eingerissen, in der knapp unterhalb des Grates zu sehen ist, daß es sich nicht um ein unvermitteltes Abstoßen, sondern um eine stetige Biegung, wenn auch mit nur kleinem Halbmesser (etwa 1 m) handelt. An der rechten Seite dieser Schlucht ließ sich auch beobachten, daß die Lagen weiter unbiegen bis fast wieder in OW-Streichen. Trotz der stark nachkristallin ausgearbeiteten Störungsfläche mit ihrem NO-Streichen, als deren Folge auch die Schlucht entstanden ist, läßt sich der vorkristalline Charakter der Umbiegung an den erhaltenen Falten noch deutlich erkennen. Eine gefügeanalytische Untersuchung der orientiert entnommenen Präparate ist in Aussicht genommen.

Nach N folgt dann der Gegenbogen mit einem Kern aus an Granit reichen Schiefen, die über den Grat westlich des Mt. Pin herüberziehen, weiter den schroff aufragenden Punkt 2308 (2320 der österreichischen Karte) aufbauen und knapp nördlich des NO-Gipfels des Mt. Pin-Stockes (Punkt 2316) mit deutlicher Stirnbiegung endigen. Darum herum legen sich dann nach O wieder die Amphibolit führenden Schiefer, westlich der Mga. Stablei noch einmal eine nach W eingebuchtete Schlinge bildend.

An der W-Seite des erwähnten Granites, nördlich Punkt 2390 der italienischen Karte, ist eine mehrere Meter mächtige Serpentinlinse eingeschaltet. Sie liegt ungefähr im Schlingenzwickel.

Bemerkungen zu Andreatta (L 4).

Kürzlich, 1935, erschien eine Arbeit von Andreatta „La formazione gneissico-kinzigitica e le oliveniti di Val d'Ultimo“, die eine eingehende petrographische und auch gefügekundliche Darstellung des Gebietes im S des Ultentales östlich des Klapfbergtales (Kamm der Ilmenspitze) gibt. Teilweise wird auch das auf der beigegebenen Karte nicht mehr dargestellte Gebiet des Monte Pin betrachtet. Nur daran möchte ich hier einige Bemerkungen knüpfen.

Andreatta hält sich hiebei noch ganz an die Auffassung Hammers der Schollentektonik des Monte Pin, er bringt einige Gefügeanalysen mit Diagrammen und versucht auch eine Gliederung verschiedener Phasen der Metamorphose zu geben.

Leider ist die Kontrollierbarkeit der Diagramme und ihre Verwendung für eigene Fragestellungen sehr beschränkt, da auf den Diagrammen selbst keine topographische Orientierung angegeben ist, sondern nur Gefügekoordinaten (*s*, *a*, *b*, *c*). Auch im Text ist nur einmal als allgemeine Richtung des südlich N 30° O mit steilem Einfallen nach

W angegeben (S. 41) und daß die diskordanten Schollen unter einem Winkel von 80° stehen (ohne weitere Richtungsangabe ist dies auch geometrisch zweideutig). Nach meinen Beobachtungen können aber die Richtungen des südlich im Gebiete des Mt. Pin sehr verschieden sein. Wenn auch die von Andreatta angegebenen vielleicht bevorzugt sind, so kommen doch alle möglichen Lagen vor, hauptsächlich steilstehende, aber auch geneigte.

Jedenfalls aber läßt sich aus den Digrammen (z. B. Fig. 8) der Biotitgürtel um B, der den steilen Achsen entspricht, gut ersehen.

Andreatta bringt dann weiter Biotitdiagramme aus der Reliktstruktur neugebildeter Feldspate und vergleicht diese Reliktregelung (*Ri*) mit der außerhalb der Feldspate (*Re*), er berücksichtigt jedoch nicht, daß in einem derart durchbewegten Gestein auch Rotationen in Betracht zu ziehen sind und damit auch Verlagerungen der Feldspate. Dann lassen sich aber nicht die Internregelungen verschiedener Feldspate miteinander zusammenfassen und auch nicht das *Ri* der Feldspate mit dem *Re* der Umgebung.

Fräglich erscheint mir auch, ob die Untermaxima bei der verhältnismäßig geringen Kornzahl, wie sie manchen dieser Diagramme zugrunde liegt (z. B. Fig. 10, 11, 12 mit 81, 120 und 60 Körnern, je Diagramm) nicht nur örtliche Bedeutung haben. Gerade bei Biotiten stetig gefalteter Gesteine ist es leicht möglich, daß man bei kleinen Bereichen (wie Dünnschliffgröße) je nach dem Ausschnitt eine zufällige Auswahl aus allen Richtungen erhält. Ein Vergleich verschiedener Diagramme untereinander und mit dem Gesteinshandstück in bezug auf homogene Regelung würde da Aufschluß geben.

Tonalit der Judicarienlinie.

Gegen die Judicarienlinie ist im untersuchten Gebiet des Mt. Pin und wohl auch weiter nach SW nirgends, auch im Schlingengebiet nicht, ein Abschneiden der kristallinen Schiefer zu beobachten, sondern stets nur ein gleichsinniges Anschmiegen.

Zwischen dem Kristallin und dem Mesozoicum der Nonsberger Mulde ist Tonalit zwischengeschaltet. Dal Piaz beschrieb 1926 (L 6) eine Anzahl (8) einzelner „Kerne“ (nuclei) aus Tonalit an der alpino-dinarischen Grenze zwischen Adamello und Kreuzberg. Im Mt. Pin-Gebiet konnte ich feststellen, daß diese Tonaliteinschaltungen nicht aus einzelnen „Kernen“ bestehen, sondern eine wenige Meter mächtige, größtenteils durchlaufende Lage bilden. Vom Val Lavacè angefangen bis zum Val Baselga findet sich in jedem Aufschluß der Judicarienlinie der Tonalit, in sämtlichen Gräben, am Avert-sattel und in der Schlucht (Valle Inferna) westlich Montanzana, also eine durchlaufende Folge, die die „nuclei“ 5—8 von Dal Piaz umfaßt. Im Baselga-graben selbst bis über Alta Guardia fehlt der Tonalit, setzt aber südlich davon wieder ein. Es ist wohl zu erwarten, daß die anderen von Dal Piaz angeführten Vorkommen auch mehr im Zusammenhang stehen, ist ja die Beobachtung in den stark hewaldeten Hängen sehr erschwert und oft nur auf einzelne Aufschlüsse beschränkt.

Ein neues Vorkommen fand ich bei Dimaro, das mit der Adamellomasse unmittelbar in Zusammenhang stehen dürfte. Es liegt südwestlich Dimaro, südlich der Straße und ist auf der österreichischen geologischen Spezialkarte als dreieckiger Fleck von Gneisphyllit eingezeichnet und so auch von Salomon übernommen worden. Es ist jedoch ebenfalls Tonalit, eine stark basische Randfazies, und bildet als NO-Vorsprung der Adamellomasse die Verbindung mit den Einschaltungen an der Judicarienlinie.

Wie schon Dal Piaz beschrieb, sind diese Tonaliteinschaltungen stark nachkristallin gepreßt, besonders randlich, mit zahlreichen Harnischflächen und Mylonitisierungen.

Das Einfallen ist lotrecht bis steil nach W.

Mit diesen und den übrigen von Dal Piaz aufgefundenen Einschaltungen von Tonalit an der Judicarienlinie ergibt sich eine fast durchgehende Verbindung des Adamellotonalites über den Kreuzberg Tonalit mit dem Brixner Granit, so daß also deshalb sowie auch mit Rücksicht auf die petrographische Gleichheit an die Gleichstellung beider Intrusiva und damit auch ein nachtriadisches Alter des Brixner Granites anzunehmen ist.

Jüngere basische Gänge.

Ebenso wie in den Öztaler Alpen kommen auch hier in der südlichen Gneiszone jüngere basische Gänge in derselben tektonischen Stellung und Metamorphose vor. Hammer erwähnt nur Fallstücke eines quarzdioritischen Ganggesteines vom O-Hang des Gambrai aus dem unteren Rabbital (L 15, S. 74). Es gelang mir jedoch eine bedeutend größere Verbreitung solcher Ganggesteine in der Tremenescagruppe und auch an anderen Stellen der südlichen Gneiszone nachzuweisen. Besonders südlich der C. Tremenesca sind sie sehr zahlreich vertreten: am SW-Grat des genannten Gipfels, dann unterhalb der S-Grate der C. Basetta und der C. Valletta. Sie streichen alle ungefähr OW und sind dadurch gekennzeichnet, daß sie in einer feinerkörnigen Grundmasse dunklere (Amphibolit reichere) Einschlüsse von etwa Zentimetergröße. Ferner fanden sich oberhalb Termanago noch einige Gänge, ebenso knapp westlich Fucine.

In der Gruppe Le Mandrie sind diabasartige Ganggesteine ebenfalls vertreten. Wie die Skizze (Abh. 5) zeigt, kommen sie im Augengneis nordwestlich Le Mandrie vor, dann im Kar westlich des Gipfels als Quergänge mit NS-Streichen und am NW-Grat der C. Lac, steil die hier flach liegenden Schiefer durchbrechend.

Ihre tektonische Stellung und Metamorphose ist gleich wie in den Öztalern, sie durchhrehen die Schieferlagen und schneiden den Schlingenbau, in meist wenn auch nicht immer OW-Richtung. Dabei zeigen sie selbst noch deutliche Anzeichen einer vorwiegend nachkristallinen Beanspruchung.

Übersicht des Gebietes zwischen Öztaler Alpen und Tonalelinie.

Zwischen den Öztaler Alpen mit ihrer ausgebreiteten Schlingentektonik und der nördlich der Tonalelinie sich erstreckenden Gneiszone, die ebenfalls stellenweise Schlingenbau besitzt, breitet sich ein Gebiet mit durchaus annähernd OW streichenden Achsen und vielfach nachkristallinen Deformationen aus. Wie aus den Profilen von Hammer und auch eigenen Untersuchungen hervorgeht ist es eine Folge von Anti- und Synklinalen.

Von N nach S folgen auf das Schlingengebiet der Öztaler Alpen:

1. Die Mulde der Matscherdecke, gekennzeichnet durch Marmor und Pegmatit, zeigt vor- und nachkristalline Durchbewegung (mit horizontalen OW-Achsen). Die Unterlage aus altkristallinen Schiefen gehört noch den Gesteinszügen des Öztaler Schlingenbaues an. Unmittelbar im O folgt die Schlinge des äußeren Schnalstaes, auch im W im Matschertal konnte ich schlingenartige Umbiegungen feststellen (bei Tampatschin, nordöstlich Matsch). Herrschend sind aber hier im W bereits die NS-Bewegungen mit flachen OW-Achsen und auch als jüngere Bewegungsphase OW-Bewegungen mit flach N fallender Achse mit deutlich erkennbarem Bewegungssinn: Höheres

nach W. Letztere sind besonders entwickelt auf der Höhe Spitzige Lun-Plantavillas, deren Gesteine ich aber im Gegensatz zu Hammer hauptsächlich dem Altkristallin zurechnen möchte. Sehr schön ist der Vorschub nach W am Gipfel der Spitzigen Lun zu sehen. Diese OW-Bewegungen sind wohl den von Ampferer (L 1) am Westrand der Ostalpen in Graubünden festgestellten jüngeren OW-Bewegungen gleichzustellen.

Ein Zug teilweise Granat führender phyllitischer Schiefer mit Amphiboliten zieht von Tartsch bis nordöstlich Matsch, wo er anscheinend auf der anderen Talseite wieder nach S umbiegt (eingeklemmte Syncline?). Er ist vielleicht den Phylliten auf der N-Seite des Vinschgaus gleichzustellen. Die Verhältnisse sind infolge der verschiedenen einander überlagernden Bewegungsvorgänge sehr kompliziert — es kommen die verschiedensten Achsenlagen, z. T. wohl durch nachträgliche Verstellungen bedingt, vor — und noch nicht ganz geklärt. Es bedarf jedenfalls noch weiterer Untersuchungen, sowohl im Gelände als auch durch Gefügeanalysen.

An der N-Seite des Vinschgautales fallen die Gesteinsserien durchaus nach N ein. Enggepreßte Synklinen von Serizitphylliten sind dazwischengeschaltet, die im W als Verrucano angesprochen werden (Hammer, L 17 und 18), nach O in den Schneeberger Gesteinen ähnliche Serien übergehen (Schmidegg, L 26). Am S-Gehänge, wenigstens des Unteren Vinschgaus, herrscht S-Fallen, nur im N der Laasergruppe liegt antiklinale Stellung vor (Hammer, L 11). Das Vinschgautal scheint also in ein Gewölbe eingeschnitten zu sein, dessen Kulmination im W auf die S-Seite übertritt. Steilachsen wurden an einigen Stellen beobachtet (bei Tschars, südlich Laas), sonst herrscht die Achsenrichtung OW horizontal.

2. Die Mulde der Laaserserie. Sie bildet in der Laasergruppe eine nach N übergelegte Falte, die nach W anscheinend auskeilt. Gegen O geht sie in steil nach N überkippte Lagerung über (nach Hammer bildet sie im Laaser-tal eine überkippte Falte).

Es wäre noch zu untersuchen, ob nicht vielleicht wenigstens ein Teil der phyllitischen Synklinen im N-Gehänge des Vinschgaus Stirnteile dieser nach N überkippten Falte sind.

Nach einer steilgestellten und wie die Laaserserie nach N überkippten Gneiszone folgt

3. die Phyllitmulde des oberen Martelltales—Ultentalkamm, z. T. Marmor führend. Sie bildet die Gipfelregion vom Cevedale über Zufrittspitz bis gegen das Marlingerjoch, wo sie in die Luft ausstreicht, und ist mehrfach in Falten gelegt.

Nun folgt eine deutliche Antiklinale: C. dei tre Signori—S-Gehänge der südlichen Ortlergruppe—Mt. Verdignana—nördlich Rabbi (hier isoklinal N-fallend)—„Ultentalantiklinale“ Hammers.

Hierauf

4. die Tonaleserie. Es ist eine nicht scharf abgerenzte Serie, auch wenn man sich gegenüber Salomon (L 20) an die engere Fassung von Hammer (L 10) und Cornelius (L 5) hält. Als kennzeichnend werden angegeben: die Marmore, Silikat freie und führende; Pegmatite, die jedoch nicht durchaus an die Tonaleserie gebunden zu sein scheinen, im südlichen Ultentaler-kamm sind sie z. B. sehr verbreitet und kommen auch sonst im benachbarten Altkristallin häufig vor; noch weniger sind die Amphibolite typisch, wenn

sie auch zuweilen ein eigenes Gepräge haben. Auch die Peridotite, bzw. Serpentin finden sich im Altkristallin, wie besonders die neuen eigenen Funde zeigen (Camucina, Val Ussaia, Mt. Pin). Die Schiefer selbst sind Biotit- bis Zweiglimmerschiefer mit mikroskopischen Granaten, auch Staurolith (Redival) und Sillimanit. Bei der Metamorphose durch Pegmatit ergeben sich typisch schokoladebraune Schiefer (wie in der „Matscher Decke“). Sie sind durch Übergänge mit dem Altkristallin verbunden und oft schwierig sicher zu erkennen. Ich habe mich bei der Verfolgung der Tonaleserie besonders in zweifelhaften Fällen an die Marmorzüge als sichere Leitlinien gehalten.

Sicher ist, daß die Tonaleserie schon vor der Schlingenbildung eingefaltet war und diese mitgemacht hat.

In der Tonalegruppe ist sie mehrfach in Synklinen gelegt nach zwei um 30° voneinander abweichenden Richtungen, wovon die jetzt OW-liche als die jüngere zu betrachten ist.

Weiter nach O ist sie isoklinal durch den Vorschuh der Tremenescagruppe nach N und W eingeklemmt und so deutlich verfolgbar bis Rabbi. Hier hört die bisherige Geschlossenheit auf. Die Marmorzüge werden aufgelöst in einzelne geringmächtige Vorkommen. Dagegen gewinnen die Pegmatite und Peridotite eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung. Südlich unter dem Rabbijoch ist schon auf der Karte von Hammer ein Aufschluß von Marmor mit NS-Streichen (B-Achse horizontal) eingetragen, der sich aber nicht über das Rabbijoch mit seinen flachliegenden Schiefen fortsetzt. Wahrscheinlich ist dieses Vorkommen schlingenförmig nach N hineingefaltet. Die Fortsetzung wäre dann weiter zur Malga Palu hinüber zu suchen, deren „Störungsgebiet“ ich aber nicht begangen habe. Vom Sattel südlich der Cima Tuatti konnte ich jedoch wieder eine schmale Marmorlage, begleitet von Amphiholit, bis zum Klapfbergjoch verfolgen, wo sie unter Moränenschutt verschwindet. Sie liegt in einer schon von Hammer (L 8, S. 124) erkannten Synklinale, man könnte sie am besten Klapfbergssynklinale nennen. Nach N setzt sie sich in die „Hauptkammsynklinale Hammers“ fort. Am Klapfbergjoch fanden sich steilachsig gefaltete Kalke bei stark nachkristalliner Pressung, begleitet von Pegmatiten. Überhaupt ist der ganze Trentakamm an Pegmatiten sehr reich, wie auch an hellen Augengneisen. Kleine Marmorschmitzen finden sich auch am Weg ins Innere Seefeld, etwa bei Punkt 2135. Dagegen konnte ich die von Andreatta (L 3) an der Kachelstuhenscheid angegebenen Triaseinschaltungen bei der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit nach der Beschreibung leider nicht finden. Innerhin konnte ich feststellen, wie auch schon nach Hammers Karte zu vermuten war, daß eine Verbindung dieser Triasvorkommen mit dem Klapfbergjoch als Deckengrenze, wie sie Andreatta angibt, nicht möglich ist, da sie quer durch die NO streichenden Gesteinszüge gehen würde. Auch die einzelnen, nicht seltenen nachkristallinen Störungsflächen geben hiezu keine Berechtigung.

Nach W wurde der Tonalezug von Cornelius bis über Bellinzona verfolgt, bei allerdings oft sehr geringer Breite. Bei Vezza zweigt, wie schon erwähnt, ein Zug nach NO ab, der im Gegensatz zur sonstigen mehr synklinalen Stellung, von unten aus eingefaltet ist. Ob dies durch Überfaltung durch altkristalline Serien erklärt werden kann, müssen erst weitere Untersuchungen der benachbarten Gebiete ergeben.

Südlicher Gneiszug.

Südlich an die Tonaleserie anschließend folgt ein aus altkristallinen Gesteinen aufgebauter Gesteinszug, der starke vorkristalline Zusammenpressung zeigt, die etwa in der Richtung OW bis SO—NW erfolgt sein dürfte. Seinem Verlauf entsprechend ist er daher im NO (Schrumberggruppe) quer zum Streichen zusammengepreßt, einschließlich der stark eingeklemmten Synklinen der Tonaleserie. Im SW hingegen, von Le Mandrie bis zur Tremenesca-Gruppe nimmt die Zusammenstauchung im Streichen zu und führte zur Schlingenbildung.

Hier möchte ich auch einen Versuch zur weiteren Deutung der Tremenesca-schlinge bringen. Ich betrachte die Granit und Amphibolit führenden Gesteinszüge, wie schon früher erwähnt, als durchlaufend vom Schrumberg bis zum Stavelgneis mit scharfem Knick südlich Rabbi. Die den westlichen Teil der Gruppe aufbauenden Schieferzüge dagegen als z. T. davon abgeschert und selbständig eingewickelt, so den westlichen Schlingenflügel bildend. Damit lassen sich auch gut die Unterschiede deuten, die in beiden Seiten der Tremenesca sowohl tektonisch als auch gesteinsmäßig herrschen: im W durchwegs Paraschiefer mit flach nach O einfallenden Achsen, im O stark mit Granit und Amphibolit durchsetzte Gesteinszüge mit vorwiegend steilen Achsen. Jeder der beiden Teile führte eine \pm selbständige Rolle im Gesamtbauplan, trotzdem sind sie aber durch Übergänge verbunden.

Von Fucine nach W verschmälert sich diese Gneiszone sehr stark. Die Orthogneise schwellen noch einmal im Stavelgneiszug an, um aber dann auch in nur ganz schmalen Lagen weiterzuziehen, auf der Karte von Cornelius noch ziemlich weit nach W verfolgbare (Mt. Padrio).

In der eben dargestellten Folge von Anti- und Synkinalen erscheinen in den Mulden stets entweder

1. Phyllite, bzw. Granatphyllite mit und ohne Marmor oder

2. „Tonaleschiefer“, d. s. durch Pegmatitin intrusionen kontaktmetamorph veränderte Gesteine.

Die Antiklinalen werden hingegen aus altkristallinen Gesteinen aufgebaut.

Wie weit diese Muldenserien grundsätzlich gleichgestellt sind und sich nur durch die verschiedene Metamorphose unterscheiden oder der ursprünglichen Entstehung nach als verschieden (auch verschiedenartig) zu betrachten sind, bleibe noch dahingestellt, da die bisherigen Ergebnisse zur Lösung dieser Frage, die bereits von Cornelius (L 5, S. 273—278) angeschnitten und auch von Schwinner (L 27) grundsätzlich behandelt wurde, noch nicht hinreichen.

Diese gegebene Übersicht kann natürlich nur ein vorläufiger Versuch sein, da das ganze Gebiet noch viel zu wenig einheitlich nach moderneren Gesichtspunkten bearbeitet worden ist. Vielfach, wie in den westlich anschließenden Gebieten, fehlen überhaupt noch genauere Aufnahmsarbeiten.

Versuch einer Synthese.

In dem untersuchten Gebiet Westtirols läßt sich aus den beobachteten Tatsachen folgende Geschichte ablesen:

Geht man von einer vortektonischen Folge aus, die zu unterst aus altkristallinen Gneisserien, hauptsächlich Paragneisen, darüber Serien mit

Tonschiefern, Marmoren, Amphiboliten besteht, so lassen sich folgende Hauptbewegungsphasen unterscheiden:

Phase 1. Diese Folge wurde in gefaltete Züge gelegt, wobei die höheren Serien stellenweise synklinal eingefaltet wurden.

Phase 2. In der nächsten tektonischen Phase kam es zur Schlingenbildung, besonders in der Tiefe (vielleicht im Zusammenhang mit dem Alpenknick). Nach oben und W geht diese steilachsige Tektonik über in NS-Bewegungen mit schrägen (meist nach O einfallenden) bis horizontalen Achsen, die im allgemeinen in dieselbe Phase fallen. Die Deformationen erfolgten stetig unter größerer Belastung und wurden im wesentlichen von der Kristallisation (hauptsächlich Biotit, Quarz, Hornblende; also etwa mittlere Tiefenstufe) überholt. Das Bewegungsbild der Schlingentektonik im südlichen Gneiszug zeigt eine Relativbewegung des südlichen Bereiches gegenüber dem nördlichen nach O.

Phase 3. Bewegungen, welche vorwiegend nachkristallin verliefen, teils mit stetigen das ganze Gefüge ergreifenden Deformationen (hiebei vielleicht noch zu Phase 2 gehörige, aber nicht von der Kristallisation überholte), teils unter starker Kornzerbrechung oft örtlich auf Bewegungszonen engbeschränkte Deformationen mit teilweiser Anpassung des Mineralbestandes an die oberste Stufe (Diaphoritisation). Es kam zur „Zerbrechung der Schlingen“ und zu größeren Bewegungszonen, wie Tonalelinie, Montozzolinie, ferner zu den jüngsten Bewegungen an der Judicarienlinie.

Die Intrusion des Adamellotonalites ist jedenfalls vor Phase 3 erfolgt und nach Phase 1, vielleicht auch nach der Schlingenbildung, wenigstens ist nirgends eine Einbeziehung des Tonalites in den Schlingenbau erkennbar.

Die jüngeren basischen Gänge sind gleich wie in den Ötztalern sicher erst nach der Schlingenbildung eingedrungen. Sie durchbrechen den Schlingenbau, zeigen aber noch Spuren einer nachkristallinen Beanspruchung.

Die Peridotite entstammen noch der Zeit vor dem Schlingenbau, wie ihr Einpassen in diese Tektonik zeigt, um so mehr noch die alten Granite und Amphibolite.

Schlingengebiet des Deferegger Gebirges.

(Siehe tektonische Übersichtskarte Abb. 2 auf Tafel III.)

Auf der der Arbeit von G. Dal Piaz (L 36) beigegebenen tektonischen Übersichtskarte des Pustertalergebietes war auf Grund der Aufnahmen von Senarclens-Grancy ein bogenförmiges Streichen der Gesteinszüge eingetragene, das auf einen Schlingenbau schließen ließ. Nachdem ich durch eine kurze Erkundungsfahrt festgestellt hatte, daß es sich wirklich um steilachsige Tektonik handelt, habe ich mit einer Beihilfe des D. u. Ö. Alpenvereins einen Teil dieses Gebietes, u. zw. innerhalb der Grenzen: Toblacher Pfannhorn—Innervillgraten—Hochgrabe—Sillianer Hütte—Brugger Alm—Staller Sattel—Landesgrenze, genauer untersucht. Leider gestattete das schlechte Wetter nicht, die Arbeiten weiter nach O fortzusetzen.

Herrn Senarclens-Grancy, der dieses Gebiet für die Geologische Bundesanstalt aufnimmt und den ich nach Abschluß meiner Feldarbeiten dort antraf, danke ich für die freundlich gestattete Einsichtnahme in seine

tektonische Übersichtskarte und Hinweise auf die Tektonik außerhalb meines Untersuchungsgebietes.

Das Deferegger Gebirge gehört ebenfalls der Zone der alten Gneise an, u. zw. der mittelostalpinen, südlich der Kalksteiner Trias der oberostalpinen Decke. Es besteht hauptsächlich aus Paragneisen bis Glimmerschiefern mit wenig Orthogneiseinlagerungen, nur bei Kalkstein ragen noch Ausläufer der Granitgneismassen des Antholzer und Gsiesertales in größerer Ausdehnung herein. Ferner findet sich beim Staller Sattel eine größere Einlagerung von Muskowit-Augengneis sowie kleinere Aplit- und Pegmatitlagen. Auch an der Rotspitz sowie am Plankfeld und nördlich der Riepenspitze kommen saure Orthogneise und Injektionen vor. Die größeren Einlagerungen sind sämtlich vortektonisch (in bezug auf die Schlingentektonik). Die kleineren Injektionen, die auch nicht so scharf abgegrenzt sind, dürften z. T. noch in die Phase der Schlingenbildung fallen. Über nähere Einzelheiten der Gesteinsfolgen verweise ich auf die im Gange befindlichen Arbeiten von Senarclens-Grancy.

Betrachtet man das Schlingenbild, wie es sich aus dem Streichen der Gesteinszüge ergibt, so fällt vor allem die vollkommene Asymmetrie dieses Gebietes, das zwischen Rieserferner-tonalit, bzw. Deferegger Störung und Draulinie, bzw. N-Grenze des Thurmtaler Phyllites liegt, auf. Die Umbiegungslinie beschreibt einen Bogen, der zunächst vom Staller Sattel nach O etwa zum Villgratener Törl führt, dann scharf nach S abbiegt bis in die Gegend von Kalkstein. Weiter nach S und O ziehen die Gesteinslagen in großem gleichmäßigem Bogen herum, ohne ausgeprägte Abknickung. Der SW-Schenkel baut sich aus den 14 km mächtigen Gesteinslagen auf, die das Gsiesertal queren, wovon allerdings etwa die Hälfte Orthogneise sind, die nach O auskeilen, während der O-, bzw. N-Schenkel in weitem Bogen, im Profil der Hochgrabe mit einer Mächtigkeit von 8 km, herum biegt und sich mit allmählich abnehmender Mächtigkeit an den Rieserferner-tonalit, bzw. seine Hüllschiefer anschmiegt.

Zur näheren Beschreibung des Schlingengebietes erscheint es vorteilhaft, das Schlingengebiet in einzelne Teile zu zergliedern, die in ihrer Tektonik voneinander zwar abweichen, aber doch keine getrennten Einheiten bilden, sondern ineinander übergehen:

1. Das eingebogene Schlingengebiet östlich des Staller Sattels.
2. Das kompliziert gebaute Kerngebiet zwischen Hellböden und Weißspitze.
3. Die „Spitzfalte“ des Arntales.
4. Das Anti- und Synklinalgebiet südlich der Kalksteiner Trias.
5. Der weitgespannte Schlingenbogen Deggeuhorn—Hochgrabe—Inner-villgraten.

1. Das Gebiet zwischen Stallersattel und Tal des Ragötzl-Baches enthält ziemlich enge Schlingenbögen, aber doch im allgemeinen stetige Umbiegungen der im N des Gsiesertales WO streichenden Gesteinslagen über SN wieder in OW und Anschmiegen an die Hüllschiefer des ebenfalls OW streichenden Rieserferner-tonalites. An der Umhiegungszone finden sich meist intensive Verfaltungen mit steiler (60° O) bis lotrechter Achse, so besonders in den Karen nördlich der Kerlspitze und des Def. Pfannhorn, dann am Gsieser-

törl. Am NO-Grat des Def. Pfannhorn läßt sich die Umbiegung sehr schön verfolgen: am W-Grat herrscht noch N 70° O-Streichen, am Gipfel selbst N 60° O, um am N-Grat bald in N 20° O überzugehen. Am Karhorn und seinem W-Grat herrscht das Streichen N 40° W, südlich davon am W-Grat des Plankfeldes Streichungsrichtungen um N 40° O herum. Dazwischen befindet sich ein zum großen Teile mit Moräne erfülltes Kar, das wohl einer jüngeren Störung sein Dasein verdankt, doch sind immerhin im unteren Teile noch einige verbindende Aufschlüsse vorhanden mit Streichrichtungen, die um NS herumschwanken, ein Zeichen, daß es sich auch hier nicht um zwei verschieden streichende Schollen handelt, wie man leicht annehmen könnte.

Nach W ist die Schlingenbiegung bis fast zum Stallersattel verfolgbar. Bei Punkt 2142 östlich der großen Augengneislinse fand sich noch einer Umbiegung entsprechende starke steilachsige Verfaltung innerhalb schon diaphoritischer Gneise. Auch der Augengneis selbst weist an seinem O-Ende Umbiegung nach N und Verfaltung mit Schiefeln auf. Demnach würde er zum S-Schenkel gehören. Steile Achsen ohne größere Biegungen durch Striemung und geringe Faltung kennzeichnend, sind auch am Sattel selbst noch festzustellen (Punkt 2084). Untersuchungen weiter nach W verhinderte die Grenze.

Gegen den Tonalit zu sind in den steilstehenden, OW streichenden „Hüllschiefern“, Faltungen und Striemungen mit verschiedenem Achsenfallen zu beobachten. Am meisten herrscht ein 30—40° betragendes auch steileres Einfallen nach O. Auch W-Einfallen und nahezu lotrechte Achsen kommen vor. Ferner ungefähr horizontale Achsenlagen von sicher jüngerer Entstehung, z. T. nachkristallin liegen vor.

Nördlich des Tonalites scheint horizontales *B* vorzuherrschen.

2. Im östlich anschließenden Schlingenteil sind besonders in der Umbiegungszone, d. i. zwischen Villgrater Törl und Rotspitz, die Gesteinslagen flach gelegt (mit S-Fallen) bis horizontal (Gschrittkopf—Rotspitz) unter allmählichem Übergang zu steileren Lagen. Dementsprechend verlaufen auch die *B*-Achsen bei einer durchschnittlichen Richtung N 20° O horizontal oder flach S. Nach O richtet sich diese flache Lagerung bis zu steilem W-Fallen auf, die *B*-Achsen behalten jedoch ihre flach S fallende Lage bei.

Eine Skizze nach einem NS-Profil und ein OW-Profil veranschaulicht am besten diese Verhältnisse (Abb. 8 und 9).

Demnach geht die flache Lagerung nach N, O und W in eine wenn auch nicht immer lotrechte, so doch steilere über, nicht aber überall die *B*-Achse. Besonders am S-Hang der Rotspitze, wo die Gesteinslagen nahezu senkrecht stehen, liegt die *B*-Achse ganz flach 10—30° S fallend.

3. Gebiet des Arntales und des Kammes westlich davon. Im Kamm Höllböden—Kalksteiner Jöchl, der dem W-Schenkel der Schlinge angehört, herrscht fast durchwegs ein Streichen von N 40° W, mit lotrechtem bis steilem S-Fallen. Auch die *B*-Achsen sind vorwiegend die steilstehenden der Schlinge entsprechenden. Im Arntal ist das Streichen etwa N 20° O, saiger bis steil W, die *B*-Achsen flach 30° nach S. Die Schlinge ist hier in ihrer Großform gekennzeichnet durch die spitze Zusammenscharung beider Schenkel. Eine Umbiegungszone liegt etwa zwischen Unterstolleralm bis zum steilen Graben

des Bodenbaches. Erst hier tritt wieder ein allmähliches Umbiegen im Streichen auf, doch macht sich noch eine andere Erscheinung störend bemerkbar, nämlich das ziemlich unvermittelte Auftreten einer flachen Lagerung auf der Höhe des Eggeberges (Punkt 2552). Daß dies nicht etwa durch eine neue aufgeschobene tektonische Einheit zustande kommt, läßt sich aus der Augeneislage ersehen, die als Ausläufer der mächtigen Masse des unteren Antbolzertales, besonders in der Tiefe, in steiler Stellung die Kalksteintrias nördlich begleitet, in der Höhe sich aber allmählich nach N umlegt, nördlich des Kalkstein-Jöchls mit 45° S-Fallen, am Eggeberg fast ganz flach. Auf der Karte erscheint ihr Ausstrich dadurch als Ring, der den genannten Gipfel umgibt. Wo dieser Augengneis den Verbindungsgrat beider Gipfel durchzieht (knapp

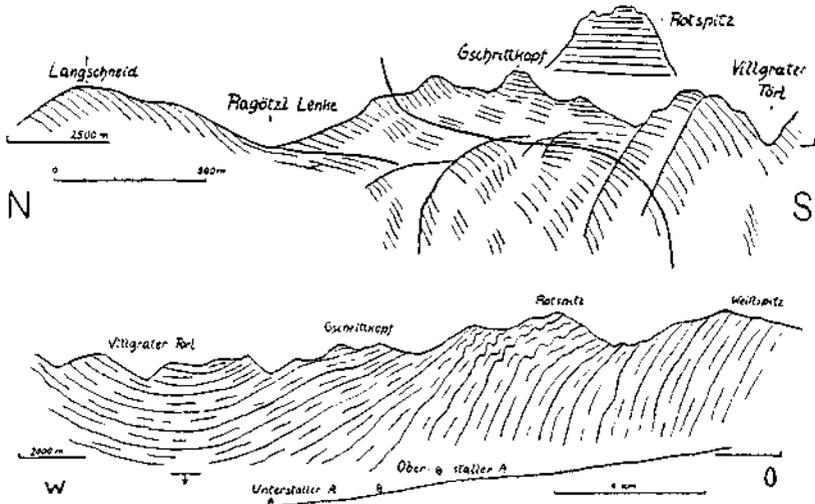


Abb. 8 und 9. Profile durch die Gruppe der Rotspitze.

nördlich von Punkt 2552), richtet er sich wieder auf. Auch diese Aufrichtung vollzieht sich allmählich (siehe Profil Abb. 10).

Der Bereich der flachen Lagerung erstreckt sich noch über den O-Hang des Eggeberges bis in eine Höhe von 1700 m herab. Gleich darunter herrscht wieder Steilstellung mit einem Streichen von $N 40^\circ O$, u. zw. im ganzen unteren Kalksteiner Tal nördlich des Triaszuges. Auch im Gipfelgebiet des Rotlahner herrscht derartige flache Lagerung.

Die Richtung der *B*-Achsen ist im Gebiete des Eggeberges, von kleineren Störungen abgesehen, fast überall $N 40^\circ O$ im Durchschnitt mit verschiedenem S-Fallen, im Streichen übereinstimmend sowohl in den Gebieten mit flacher als auch in denen mit steiler Lagerung. Nur dort, wo wieder Steilstellung bei mehr OW-Streichen besteht — gegen die Trias zu —, treten wieder fast lotrechte Achsen auf. So ist in dem steilen Graben, der knapp nördlich von Bad Kalkstein vom Eggeberg herabzieht, die stetige Schlingenbiegung schön zu sehen. An der Einmündung dieses Baches in den Kalksteiner Bach ist der hier eingelagerte Augengneis mit $B = N 40^\circ O, 10^\circ S$ in Falten gelegt, wird aber nach S zu durch eine OW streichende Störungszone scharf abgeschnitten: zunächst durch schwarze Mylonite, die aber bald wieder in hesser

erhaltene, wenn auch noch immer etwas diaphoritisierte Schiefer übergehen, in denen noch lotrechte *B*-Achsen erkennbar sind. Als nächster Aufschluß folgt mit bröckeligen, wahrscheinlich dem Verrucano entstammenden, grünen, Karbonat haltigen Quarziten der Triaszug. Es ist hier also offensichtlich die Spitze des Schlingensbogens durch eine Störungsfläche abgeschert. Doch ist es noch sehr fraglich, ob diese Störung eine weit ausgreifende Bedeutung hat, da sowohl nach O von ihrer Fortsetzung nichts bekannt ist (sie müßte etwa östlich Innervillgraten quer durch die Schiefer sich fortsetzen), als auch nach W, soweit die Beobachtungen reichen, sie anscheinend nach und nach ausklingt. In der Trias selbst, besonders an der Brücke bei Bad Kalkstein, herrscht starke Verfaltung mit lotrechten Achsen.

4. Das Gebiet südlich des Kalksteiner Triaszuges (siehe auch Profil Abb. 10) liegt in der Fortsetzung der Biotitgranitgneismasse des unteren Gsiesertales und weist einen vom bisher betrachteten Gebiet abweichenden Bau auf. Vom Kalksteiner Jöchl nach S folgt zunächst eine ungefähr OW streichende Mulde, die ich nach der höchsten in ihr liegenden Erhebung Hochhornmulde nenne. Sie besteht hauptsächlich aus Biotitgranitgneisen, hellen Augengneisen, dunklen, wohl als Kontaktschiefer zu wertenden Biotitschiefern und

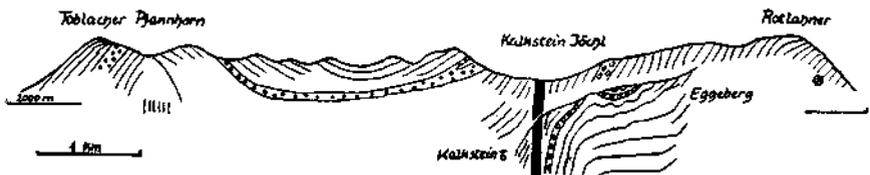


Abb. 10. Profil Toblacher Pfannhorn—Rottalner.

Quarziten und stellt, wie aus der geologischen Karte Welsberg (L 33) hervorgeht, den östlichen Ausläufer der Biotitgranitgneise des unteren Gsiesertales, bzw. einer darauffliegenden Mulde dar. Der N-Flügel hebt sich gegen den Triaszug steil heraus, der S-Flügel gegen das Pfanntörl. Südlich des letzteren herrscht wieder durchaus S-Fallen. Steilstellung dazwischen am Pfanntörl und östlich davon bis in das Tal hinab, zeigt an, daß wir es hier, im Gegensatz zur flachen Mulde, mit einer zusammengepreßten Antikline zu tun haben. Die Achsen liegen durchwegs ganz flach, horizontal bis schwach W fallend, in der Richtung etwa N 60° O, nur am Pfanntörl fand sich auch starke Verfaltung mit steiler Achse, über deren Bedeutung aber ohne Untersuchung des westlich anschließenden (auf südtirolischem Boden liegenden) Gebietes nichts Bestimmtes ausgesagt werden kann.

Die Hochhornmulde läßt sich nach O noch weiter verfolgen: Flach lagernde bis N fallende Orthogneise an der Gruberspitze (südöstlich Kalkstein) stellen jedenfalls die Fortsetzung des S-Flügels dar. Die Verbindung der Granite durch das Tal, wie es die geologische Karte angibt, ist jedenfalls unrichtig, da in den Gehängen überall flache Lagerung herrscht. Am Grat gegen das Marchkinkle folgt nach einer Antiklinale wieder S-Fallen. Weiter nach NO setzen sich diese Gesteinszüge über das Villgratenertal in die nach W einfallenden Gesteinslagen nördlich Innervillgraten fort. Der Bau geht in einen isoklinalen über.

5. Der große Schlingenbogen Hochgrabe—Deggenhorn—Hochleitenspitze besteht hauptsächlich aus Paraschiefern mit nur wenigen eingelagerten Orthogneisen (Grumauer Berg z. B.). Die Schiefer laufen ziemlich gleichsinnig parallel über große Erstreckung, stärkere Verfaltungen fehlen im allgemeinen. Die herrschende Achsenrichtung ist N 40° O bis N 50° O (im N des Deggenhorn N 15° O, 30° S, an der Ainatlenke N 20° O, 30° S) mit einem durchschnittlichen Einfallen von 40 bis 45° nach SW, doch kommen vor allem im nördlichen Teil (im Bruggertal und oberen Winkeltal) auch lotrechte Achsen vor. Östlich des Ainatbaches gegen Gabesitten zu treten OW gerichtete Achsen mit Einfallen nach W auf, die schon im Gehänge südlich des Grumauerberges (etwa bei 2200 m) in gegenüber den sonst hier steilen flach (bis 20°) nach W einfallenden Schieferlagen zu beobachten sind.

Die beobachteten und hier angeführten B-Achsen, die scheinbar in den verschiedensten Richtungen verlaufen, lassen sich in Gruppen ordnen und einheitlichen Bewegungsvorgängen zuordnen.

I. Steile Achsen. Sie sind zuordenbar der eigentlichen Schlingenbildung, der Bildung der Großform. Sie sind vor allem vertreten in den engebauten Schlingenbogen zwischen Stallersattel und Jesachalm, bzw. Pfoisattel, sie sind hier lotrecht, teils (im W, beim Defr. Pfannhorn) bis 60° O-fallend; im W-Schenkel der spitzen Schlinge des Arntales, am Gebirgskamm Pfoisattel—Kalksteiner Jöchl; im Scheitel dieser Spitzschlinge bei Bad Kalkstein und im Triaszug selbst; im N des großen äußeren Schlingenbogens bei der Brugger Alm und der Sillianer Hütte. Die Steilachsen treten vor allem an den Hauptbiegungsstellen auf.

II. Flache S bis SW fallende Achsen. Die Achsenrichtungen verlaufen in der Gegend des Villgratener Törls und der Rotspitze N 10° O, horizontal; im mittleren Arntal N 20° O, 30° S; nördlich Kalkstein N 40° O, 10° S und führen so allmählich in das Streichen der Hochhornmulde mit einer durchschnittlichen Achsenrichtung von N 60° O über. Das Achsenstreichen verläuft also selbst wieder in weitem Bogen. Diese Richtungen der B-Achsen herrschen auch weiter nach O, im Gebirgsstock Rotes Kinkele—Hochgrabe—Deggenhorn, also in dem großen äußeren Schlingenbogen.

Was die Beziehung zu den Steilachsen (I) anlangt, so ist kaum eine Überprägung beider Richtungen zu beobachten, sondern mehr ein allmählicher Übergang. Man könnte nun versuchen diese flachen Achsen durch Umlegung aus den steilen zu erklären. Das ist aber nur dort möglich, wo wirklich auch die Gesteinslagen nach N flach gelegt erscheinen, wie etwa auf der Höhe des Eggeberges (wo sie, wie später gezeigt wird, auch wirklich umgelegt sind) oder am Gschrittkopf (westlich der Rotspitze), es ist aber unmöglich bei den Achsenrichtungen, die längs des Arntales in steil nach W einfallenden NS-s-Flächen liegen. Diese müssen als ursprünglich angenommen und einer OW bis NW—SO gerichteten Beanspruchung zugeordnet werden.

Auch die Achsenrichtungen, die im Gebirgsstock zwischen Arn- und Winkeltal herrschen, sind noch zu dieser Gruppe zu rechnen, sicher jedenfalls die im N und W. Nach SO macht sich bereits eine Drehung nach O bemerkbar (Hochgrabe N 60° O). Ob die am S-Hang des Grumauerberges und östlich der Thaletalm (Ainattal) vorkommenden Achsenrichtungen OW noch hierher zu zählen sind oder schon zur nächsten Gruppe III oder zwischen beide, müßte erst noch untersucht werden. Sie haben wahrscheinlich in dem

weiter östlich befindlichen, von mir noch nicht begangenen Gebiete größere Verbreitung.

Derartige NS-gerichtete horizontale Achsen finden sich nach den neuen Aufnahmen von Cornelius und Clar auch im Glocknergebiet (L 35, S. 25). Seidwinkeldecke, Brennkogeldecke und Obere Schieferhülle sind im Bereich des Fuschertales miteinander in enge, NS (bis NNW) streichende Falten verknüpft worden.

III. Eine weitere Gruppe von Achsenrichtungen, die besonders im Gebiet nördlich der Kalksteiner Trias verbreitet sind, entspricht einer ungefähr SW—NO gerichteten Beanspruchung mit einer Achse $B = N 60^\circ W$, horizontal. Es sind örtlich auf Zonen begrenzte Stauchfalten, die als jüngere die Deformationen nach I und II überlagern. Auf den gebogenen s-Flächen ist meist deutlich noch die alte Striemung zu sehen (Abb. 11). Die Deformation ist hauptsächlich nachkristallin. Ihre Auswirkungen sind über das ganze Gebiet verbreitet. Im S, besonders am Eggeberg und nördlich Innervillgraten, überwiegt noch die Stauchung mit nachkristalliner Verfaltung, weiter im N, besonders gegen das Defereggental, tritt \pm lokal beschränkte nachkristalline Durchbewegung unter Kornzerbrechung mehr hervor, die zur Ausbildung diaphoritischer Störungszonen führt. Die schon von Senarcens-Grancy (L 40, S. 486) hervorgehobenen mylonitischen Störungszonen gehören hierher. Eine solche Zone zieht z. B. vom Kahorn (sie beginnt wohl schon im Moränen erfüllten Kar westlich davon) über Ragötl-Lenke zur Brugger Alm. Südöstlich fällt sie mit dem stark gefalteten Umbiegungsgebiet der Schlinge zusammen und täuscht dadurch Schollenbildung vor, ebenso südwestlich der Brugger Alm.

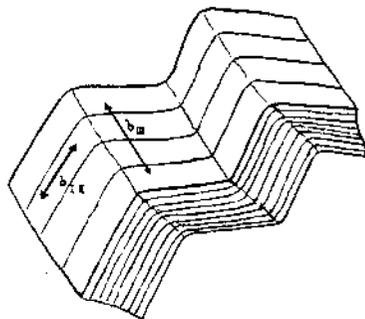


Abb. 11. Schema der B-Achsen einer nachkristallinen Stauchfalte.

Überhaupt sind die nachkristallinen Durchbewegungen in den nördlichen Gebieten viel intensiver und führen vielfach zur Ausbildung von phyllonitischen und diaphoritischen Gneisen, da diese mit ihren ÖW-streichenden Gesteinslagen viel geeigneter waren, die ungefähr SN-wirkenden Beanspruchungen aufzunehmen, als die mehr sperrig gelagerten (NW—SO bis NS) Gesteinszüge etwa heiderseits des Arntales, in dem das vorkristalline Gefüge zum großen Teil noch unversehrt ist. Weiter südlich im Kalksteiner Gebiet, wo das Streichen sich wieder mehr der ÖW-Richtung nähert, nehmen auch wieder die nachkristallinen Deformationen zu.

Klüfte.

Im Deferegger Gebirge tritt vor allem die Klüftung senkrecht oder, genauer gesagt, nahezu senkrecht B hervor, die fast durchwegs sehr deutlich in Erscheinung tritt, so daß oft von weitem schon sich danach die Lage der B -Achsen bestimmen läßt. Sie tritt sowohl bei steilen Achsen auf als auch bei den flachen. Besonders bei letzteren tritt sie gerne auch wandbildend auf, wie z. B. die fast lotrechten Wandfluchten an der S-Seite der Rotspitze zeigen.

Die anderen Kluftsysteme treten dagegen stärker zurück. Es sind noch (hk0)-Klüfte zu beobachten mit einem durchschnittlichem Winkel von 45° zu den Haupttrichtungen, ferner auch (001)-Klüfte. Die Beobachtungen lassen sich jedoch noch zu wenig in Übersicht bringen, so daß ihre weitere Auswertung mehr für die feinere Gefügeanalyse in Betracht kommt.

Trias von Kalkstein.

Da die tektonische Stellung des Kalksteiner Triaszuges noch nicht ganz geklärt ist — es war auch zunächst nicht Zweck der Untersuchungen —, mögen vorläufig nur folgende Beobachtungen angeführt werden:

Der Triaszug steckt vollkommen lotrecht in den altkristallinen Schiefern, südlich begleitet vom N-Flügel der Hochhornmulde, nördlich von den isoklinal S-fallenden Schieferzügen des W-Schenkels des Arntaler Schlingenbogens. Die Schiefer schmiegen sich beiderseits mit S-Fallen an, doch ist zuweilen nur wenige Meter davon entfernt schon unverhältnismäßig flaches Einfallen zu beobachten. Die B-Achsen verlaufen lotrecht oder entsprechend den Schieferlagen zur Trias geneigt. Auch südlich der Trias liegen die Achsen zunächst in Falllinie, erst weiter davon weg treten die horizontalen Achsen auf. Die Begrenzung der Kalkzone wird, soweit ersichtlich ist, durch eine nachkristalline, mylonitische Störungsfläche gegeben, die nach O stärker wird. Leider ist der randliche Schiefer und besonders das Ostende sehr schlecht erschlossen, vielleicht ergeben sich durch die Aufnahmen von Senarclens-Grancy neue Ergebnisse. Innerhalb der Trias ist die Auswirkung der Durchbewegung sehr verschieden. Teilweise ist sie sehr gering, wie die oft noch ganz gut erhaltenen Fossilreste zeigen, z. T. ist aber wieder starke Zertrümmerung vorhanden, wie die Dolomitbreccien, die nördlich des Ortes Kalkstein als „Tuff“ abgehaut werden, zeigen. Verheilte Sprünge und Risse finden sich mehrfach. Lotrechte Faltungen kommen wie bereits erwähnt, bei Bad Kalkstein vor. Ob und wie weit sie mit den steilen Achsen im Kristallin in Verbindung stehen, müßten erst darauf gerichtete Untersuchungen ergeben. Aus der Literatur ist nichts darüber bekannt.

Stellung der Schlinge zur weiteren Umgebung.

An das Schlingengebiet nach N anschließend folgt der Rieserferner-tonalit mit seinen Hülschiefern, beide scheinen vor Abschluß der Schlingenbildung vorgelegen zu sein. Gekennzeichnet sind die Hülschiefer einerseits durch die Einlagerungen, Marmor und Amphibolit, als primäre, den ursprünglichen Serien selbst eigene Merkmale, andererseits durch die Kontakterscheinungen und die Pegmatite als sekundäre, erst durch die Tonalitintrusion erhaltene Merkmale. Sie sind im untersuchten Gebiet nicht direkt in den Schlingengebäude einbezogen (vielleicht weiter im O?), aber vorkristallin mit deren Schiefern ohne scharfe Grenze verbunden. Die am Staller Sattel selbst vorkommenden feinkörnigen Schiefer, die „Fleckschiefer“ Beckes¹⁾ (L 31) liegen sicher innerhalb der Schlinge, sie ließen sich bis über das Zinsental an den NW-Grat des Kerlskopfes bei Punkt 2495 verfolgen und zeigen auch die der Schlingenbildung zuordenbare steilachsige Verfaltung. Sie haben entweder dem N-Rand des

¹⁾ Die Flecken sind wenigstens z. T. ehemalige Hornblenden, ich fand Stücke, die noch erhaltene Hornblende enthielten.

Schiefergebietes angehört und sind in die Schlinge eingefaltet worden oder haben noch zu den Hüllschiefern gehört.

Im Rieserferner-tonalit konnte ich keine Verfaltung finden, vielleicht werden die Gefügeanalysen eine Einwirkung der Schlingenbildung erkennen lassen.

Die Deferegger Störung ist, wie sie heute vorliegt, eine nachkristalline Störungszone, daher jünger und hat als solche mit der Schlingentektonik nichts zu tun. Wohl aber scheint sie alten Inhomogenitätsflächen nachzugehen. Östlich des Staller Sattels folgt sie ungefähr der Grenze Hüllschiefer—Schiefer der Schlinge, greift aber auch — es ist ja eine Zone — in die Hüllschiefer über. Die Marmore sind dabei teils als widerstandsfähigere Körper im weicheren Schiefer kaum miterfaßt, teils aber auch nachkristallinen Deformationen unterworfen worden.

Inwieweit die Phyllonite echte ursprüngliche Phyllite sind (nach Senarclens-Grancy) und wie weit phyllonitisierte Gneise, wird wohl vielfach nur schwierig festzustellen sein.

Weiter nach O (bei St. Jakob) scheint die Deferegger Störung nach der geotektonischen Karte (L 36 nach Senarclens-Grancy) auf die N-Seite der Hüllschiefer zu wechseln.

Die Lage des Triasvorkommens östlich der Staller Alm (L 40) ist leider nicht eindeutig, da der Dolomit zusammen mit blätterigen, phyllonitisierten Quarziten von gelblicher bis grünlicher Farbe einen Fels Huckel mitten im unaufgeschlossenen Gelände bildet. Die Quarzite, die vielleicht der Trias wenigstens nahestehen, sind stark nachkristallin überprägt, lassen aber anscheinend noch alte Steilfaltung erkennen. Jedenfalls liegt dieses Vorkommen nahe dem S-Rande der Deferegger Störung.

Vom großen Schlingenhogen der Hochgraha zweigen etwa bei der Sillianer Hütte die nördlichen Gesteinszüge nach O ab hinüber zum Gebirgsstock des Regensteins. In den dadurch entstandenen Zwickel legen sich die Thurntaler Phyllite mit nach N konvexem Bogen und sind, wie aus einer freundlichen persönlichen Mitteilung von Herrn Senarclens-Grancy hervorgeht, mit den altkristallinen Schiefen verfaltet. Näheres über Achsenlagen und Bewegungsrichtungen läßt sich nicht angeben, da ich bis auf einige Messungen im Villgratener Tal dieses östlich gelegene Gebiet noch nicht begangen habe.

Zwischen Inner- und Außervillgraten streichen die Phyllite gleichsinnig mit den Schiefen steil N 20° O bis N 40° O, bei flach S-fallenden Achsen, nördlich Außervillgraten N 60° O, steil mit horizontalen Achsen. Es zeigt sich also eine Anschmiegung und Anpassung der Phyllite an die Schlingenbildung in spätestens Phase II.

Südlich Außervillgraten fallen die Achsen bei starker Verfaltung 45° in Richtung N 60° O in wechselnd steil einfallendem s. Ähnlich liegt auch das Kristallin von Schloß Heimfels mit den Achsen OW, 30° O, es sind Granatglimmerschiefer und Amphibolite.

Die weiter westlich der Deferegger Schlinge gelegenen Gebiete konnte ich noch nicht untersuchen, doch fand ich gelegentlich noch Stellen mit steilen Achsen: so bei Bruneck, an den neuen Straßenaufschlüssen bis Kiens, am Penserjoch und im Spronsertal bei Meran.

Steilachsige Tektonik ist also nicht nur auf die beiden hier besprochenen Gebiete der alten Gneiszone beschränkt, nur hat sie in diesen zu einem Schlingenbau in größerem Ausmaß geführt. Künftige Untersuchungen in dieser Zone werden sicher noch da und dort weitere Gebiete mit Schlingentektonik aufzeigen.

Einige lassen sich schon aus dem vorhandenen Schrifttum vermuten, so gibt Clar in seiner Arbeit über die Schobergruppe (L 34, S. 87) aus dem Kar unter der Staniskascharte an, daß sich hier „eine einheitliche Streichrichtung überhaupt nicht feststellen läßt. NW-, NO-, OW-, auch NS-Streichen wechselt in räumlich enger Beziehung in diesem wildgefalteten Terrain“. Also wohl auch Schlingentektonik. Angaben über Achsenrichtungen fehlen leider.

Versuch einer Synthese der Deferegger Schlinge.

(Siehe auch das Schema Abb. 12.)

Bei der Bezeichnung Phase 1, 2, 2 a ... sollen nicht die zeitlichen Unterschiede betont werden, sondern die verschiedenen Bewegungspläne.

Phase 1. Vorausgegangen muß sein: eine Ausbildung der Gesteine als kristalline Schiefer in etwa schon dem heutigen Zustand, Intrusion der Granite. Vortektonische Folge in bezug auf die Phasen 2 bis 3.

Phase 2. Ausbildung der Schlingenform im großen mit entsprechender Kleintektonik (Steilachsen I).

α) Vorschub der Deferegger Gruppe gegen O gegenüber der nördlichen Begrenzung (etwa heutige Rieserfernermasse) und dadurch Abbiegung des O-Flügels nach N, Abschleifen des N-Endes dieses O-Flügels.

β) Zusammendrückung der Schlingenbögen des Deferegger Pfannhorns in Richtung N—S.

γ) Zusammendrückung der bereits fertig gebogenen Arntaler Schlinge (also später als α), vielleicht durch Andruck der relativ starreren Massen der Granite des Antholzer- und Gsiesertales.

Phase 2 a. Beanspruchung der im allgemeinen schon als Großform fertig gebildeten Schlinge in Richtung OW, bzw. NW—SO (Achsenrichtungen II). Zusammenpressung der Arntaler Schlinge (Fortsetzung von 2γ) unter der Belastung sich darüber bewegender Massen. In weiterer Fortsetzung nach SW Bildung der Hochhornmulde (vermutlich gleichsinnig mit altem Bewegungsplan, Phase 1).

Beanspruchung in Richtung NS in der Gegend Grumauer Berg, Gahe-sitten und weiter nach O Einfaltung des Phyllitkeiles?

Es vollzieht sich also eine Krümmung der Schlinge mit ihren Achsenrichtungen in nach O konvexem Bogen.

Phase 3 erfolgte erst nach Phase 2 und 2 a. Nachkristalline Beanspruchung in Richtung SW—NO führte teils zu Stauchfaltungen und Umlegung der Gesteinslagen nach N (Kalkstein und Villgratental), teils (im nördlichen Gebiet) zur Ausbildung von Phyllitgneisen und Störungszonen.

Der Annahme, daß Phase 2 a älter als 2, widerspricht die schräge Anordnung der Achsen II im großen Schlingenbogen und besonders östlich des Arntales; diese ist durch Überprägung zu erklären. Es wäre jedoch

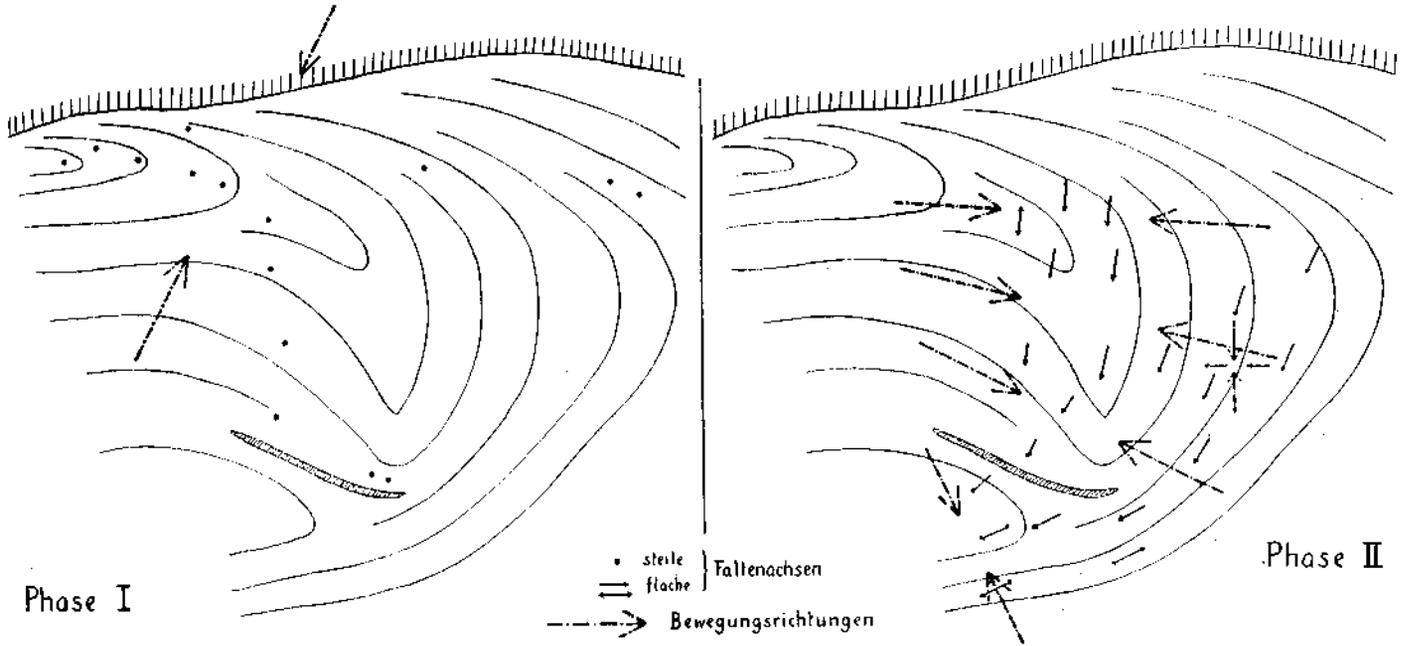


Abb. 12. Schematische Darstellung der B-Achsen und Bewegungsrichtungen in der Deferegger Schlinge.

möglich, daß die NS-Achsen des Arntales und die OW-Achsen der Hochhornmulde z. T. zur Phase 1 gehören, sie wären dann beide ursprünglich in verschiedener Stellung gewesen und dann gemeinsam mit den Achsen II in Phase 2 a überprägt worden. Es liegt jedoch vorläufig kein Anhaltspunkt vor, daß alte B-Achsen vorhanden sind. Auch bietet diese Hypothese noch Schwierigkeiten.

Wir haben auch hier in der Phase der Schlingenbildung eine Relativbewegung eines südlichen Bereiches gegenüber dem nördlichen nach O, vor allem an der Grenzfläche, die dem Deferegger Tal entlang verläuft. Die „Deferegger Hauptstörung“, die als solche nach der Darstellung von Senarclens-Grancy (L 40, S. 488) ja eine wesentlich nachkristalline Störungszone ist, folgt also schon alten Bewegungsbahnen. Der gleiche Relativsinn der Bewegung, wie ich ihn hier für die Schlingenphase gefunden habe, findet sich bei Senarclens-Grancy in der Angabe, daß „steilstehende Paragneise in W—O-Richtung an der Tonalitsüdseite bei St. Leonhard im Deferegger am Tonalit vorbeigeschoben sind; ihre Ränder hart am Tonalit sind abgebogen und mylonitisiert“. Ich vermute hier eine durch jüngere nachkristalline Bewegungen überprägte alte Abbiegung. Über den Bewegungssinn der Deferegger Hauptstörung selbst ist nichts bekannt.

Bemerkungen zu R. Staub (L 29).

Nach Staub (L 29) gehören die beschriebenen Schlingengebiete der südlichen Gneiszone an, u. zw. zu den Wurzelzonen der mittel- und oberostalpinen Decken. Der Schlingenbau entspricht aber keinesfalls dem einer Wurzelzone.

Die Grenzziehung, die Staub in Westtirol zwischen ober- und mittelostalpinen Wurzel zeichnet, trägt, wie schon auch Sander für die weiter im NO gelegenen Gebiete (zwischen Meran—Sterzing) hervorhob (L 2), nicht den Tatsachen Rechnung, ebensowenig wie bereits der Versuch Andreattas (L 3), da diese Linie das Streichen zum Teil quer schneidet. Es ist hier nirgends eine durchgreifende größere Grenzfläche vorhanden, sondern Campokristallin mit dem südlich anschließenden Oberostalpin bereits vor der letzten Kristallisationsphase ebenso zu einer Einheit verbunden wie weiter im N die Öztaler mit den südlich anliegenden Gneisen der Campodecke (Schmidegg, L 26).

Im Villgratener Gebiet zieht Staub (S. 186) und damit auch G. Dal Piaz (L 36) die Grenzen zwischen mittel- und oberostalpin (Tiroliden und Grisoniden) längs der Linie Maulser-Kalksteiner Trias „und der dazwischen sich bemerkbar machenden Quetschzonen“. Von der Kalksteiner Trias wird die Grenze zunächst nach O geführt (schon auf der Karte von Dal Piaz ersichtlich quer durch das Streichen, allerdings mit einem Fragezeichen versehen), um dann in die Grenze Altkristallin-Phyllit einzumünden. Das ist nach meinen Untersuchungen nicht möglich. Am O-Ende der Kalksteiner Trias liegt zwar eine Quetschzone vor, die genauen Verhältnisse sind infolge schlechter Erschlossenheit nicht ganz ersichtlich, bzw. noch nicht genau bekannt, doch ist aber ganz sicher, daß die streichende Fortsetzung der Kalksteiner Trias nach NO mitten in die Villgratener Schlinge führt, u. zw. in großem Bogen ungefähr über die Hochgrabe. Hier ist aber von einer nur einigermaßen bedeutenden Quetschzone keine Rede mehr. Andererseits müßte die angegebene Fort-

setzung gerade nach O quer durch das Streichen gehen, wofür ebenfalls keine Möglichkeit vorliegt.

Damit soll aber natürlich nichts gegen die Deckentheorie an sich gesagt werden, sondern nur die Widersprüche der gegenwärtigen Darstellung der Deckentheorie für diese Gebiete, wie sie vor allem von Staub, dann von Andreatta und Dal Piaz gegeben wird, mit den neu gewonnenen Tatsachen aufgezeigt werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Hauptschwierigkeit für die Anwendung der Deckentheorie in der durchlaufenden Grenzziehung zwischen den einzelnen Decken und ihren Wurzeln liegt, die vielfach in die Schlingen hineinstreicht. Es ist vielfach nicht möglich, einfach die Triasvorkommen miteinander zu verbinden und diese Linien im Streichen weiter zu verfolgen, da diese Verbindungslinien eben häufig in die Schlingen hineinleiten, wenn nicht überhaupt die angebliche Grenzfläche quer zum beobachteten Streichen durchzieht.

Eine Auflösung in Deckensysteme wäre nur vor der Schlingenbildung möglich. Die Schlingenbildung müßte aber dann jünger als die alpine Faltung sein, wogegen aber der vorkristalline Charakter des Schlingenbaues spricht.

Wie schon unter Synthese angeführt, erscheint mir nach meinen bisherigen Beobachtungen der Bau des Gebietes zwischen den Öztalern und Tonale als aus im wesentlichen zwei der Hauptsache nach primär übereinanderliegenden Stockwerken bestehend, unten altkristallin, drüber jüngerer hauptsächlich Phyllite, einschließlich Tonaleserie, mit und ohne Marmor. Das Ganze ist in NS-Richtung mehr oder weniger zusammengepreßt, wobei bei geringerer Zusammenpressung die Phyllite noch als flache, wenn auch verfaltete Mulden erhalten blieben, bei stärkerer Zusammendrängung bis zu schmalen isoklinalen Streifen zusammengequetscht wurden, in denen die Synklinalnatur nicht mehr ersichtlich ist. Häufig tritt sie aber im Verlauf des Streichens an anderer Stelle wieder hervor. Auch die dazwischenliegenden altkristallinen Schieferpakete verlieren ihren Gewölbebau und werden zu isoklinalen Schuppen. Es entsteht so ein Bau, der einem Decken-, bzw. Wurzelland sehr ähnlich sieht, dem aber die größere Reichweite der Überschiebungsflächen fehlt sowie die Aushildung von Decke und Wurzel. Dessenungeachtet können natürlich vereinzelt Überschiebungen bestehen, sie machen aber nicht das Wesen des Baues aus (Matscher Decke?).

Schluß.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Gebiete in West- und Osttirol, die beide derselben südlichen Gneiszone angehören, haben beide Schlingentektonik und dasselbe Bewegungsbild: Es erfolgte eine Bewegung des Südlichen gegenüber dem Nördlichen gegen O und führte so zur Schlingenbildung mit steilen Achsen. Diese steilachsige Tektonik wird nun seitlich und, wie stellenweise ersichtlich, auch nach oben abgelöst durch flachachsige Tektonik. Dies ist ja auch zu erwarten, da die Schlingentektonik sich nach oben nicht unbegrenzt fortsetzen kann. Die flachen Achsen sind in Westtirol OW bis SW--NO gerichtet, während in Osttirol auch NS gerichtete in beträchtlicher Ausdehnung vorkommen.

In beiden Gebieten wird die Schlingentektonik überlagert durch jüngere überwiegend nachkristalline Bewegungen, die häufig von einer Umwandlung

des Mineralbestandes nach der ersten Stufe hin begleitet sind. Sie wirken sich meist nur örtlich begrenzt in Bewegungszonen aus, wo sie oft starke Mylonitierung hervorbringen. In Westtirol greifen sie auch in den Schlingenbau ein und führen hier zu schollenartig zerbrochenen Schlingen.

Die Beziehungen des Schlingenbaues zu dem, was von verschiedenen Autoren (F. E. Sueß, Cloos) in voneinander vollkommen abweichenden Definitionen als Intrusionstektonik verstanden wird, soll bei anderer Gelegenheit erörtert werden.

Die Beobachtung der B-Achsen verhält also im Verein mit daraufgerichteter kartenmäßiger Untersuchung unter Beachtung der Verhältnisse zwischen Kristallisation und Deformation zur Auflösung der Tektonik. Damit sind nun die Wege vorgezeichnet, auf denen feinere Analyse mit Gefügeuntersuchung weiterführt. Es tauchen nun eine Menge zu lösender Fragen auf, wie z. B. nach dem verschiedenen Alter und nach der Interferenz dieser Bewegungsphasen, an die ich bisher ohne Dünnschliffe nicht herangehen konnte. Diese Untersuchungen müssen an Dünnschliffen vorgenommen werden, die aus orientiert entnommenen Handstücken verfertigt sind.

Schrifttum.

1. O. Ampferer, Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-natw. Kl., Abt. 1, 1933, S. 145.
2. O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. d. geol. R. A. 1911, S. 531.
3. C. Andreatta, Rilevamenti geologici e notizie petrographiche sulla regione Cevedale—Val d'Ultimo (Alto Adige) (Atti dell'Acad. Veneto-Trentino-Istria. Vol. 33).
4. C. Andreatta, La formazione gneissico-kinzingitica e le oliveniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). Trento 1936.
5. H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius, Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-natw. Kl., Abt. 1, 1930, S. 207.
6. G. Dal Piaz, Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige. Padova 1926.
7. W. Hammer, Über die Pegmatite der Ortler Alpen. Jb. d. geol. R. A. 1902, S. 95.
8. W. Hammer, Die kristallinen Alpen des Ultentales, I, Das Gebirge südlich der Faltschauer. Jb. d. geol. R. A. 1902, S. 105.
9. W. Hammer, Die kristallinen Alpen des Ultentales, II, Das Gebirge nördlich der Faltschauer. Jb. d. geol. R. A. 1904, S. 541.
10. W. Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jb. d. geol. R. A. 1905, S. 1.
11. W. Hammer, Geologische Beschreibung der Laasergruppe, Jb. d. geol. R. A. 1906, S. 497.
12. W. Hammer und Vacek, Österr. geol. Spezialkarte, Blatt Cles, 1903.
13. W. Hammer und Trener, Österr. geol. Spezialkarte, Blatt Bormio und Passo dell Tonale, 1903.
14. W. Hammer, Österr. geol. Spezialkarte, Blatt Glurns—Ortler, 1912.
15. W. Hammer und Trener, Erl. zur geol. Spezialkarte, Blatt Bormio und Tonalepaß, Wien 1908.
16. W. Hammer und Vacek, Erl. z. geol. Spezialkarte, Blatt Cles, Wien 1911.
17. W. Hammer, Erl. z. geol. Spezialkarte, Blatt Glurns—Ortler, Wien 1912.
18. W. Hammer, Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. Verh. d. Geol. B. A. Wien 1931.
19. R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, 1935.
20. W. Salomon, Die Adamellogruppe. Abh. d. geol. R. A. Wien, Bd. 21, 1908.
21. B. Sander, Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. d. Geol. St. A. Wien 1921, S. 173.
22. B. Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. Schlernschriften, Bd. 16, Innsbruck 1929.

23. B. Sander, Gefügekunde der Gesteine. Berlin 1930.
 24. B. Sander, Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine, Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. Fortschr. d. Min. usw. Bd. 18, 1934, S. 111.
 25. O. Schmidegg, Österr. Spezialkarte, Blatt Sölden—St. Leonhard, 1932.
 26. O. Schmidegg, Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. d. Geol. B. A. Wien 1933, S. 83.
 27. R. Schwinner, Der Bau des Gebirges östlich der Lieser. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math.-natw. Kl., Wien 1927, S. 333.
 28. A. Spitz, Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. Verh. d. geol. R. A. Wien 1919, S. 104.
 29. R. Staub, Der Bau der Alpen. Bern 1924. Mit einer tektonischen Karte 1:1.000.000.
 30. G. B. Trener, Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanella-gruppe. Jb. d. geol. R. A. Wien 1906, S. 405.

Für das Deferegger Gebirge:

31. F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks min.-petr. Mitt. 1892.
 32. A. Bianchi, Ricerche geologico-petrographische su le Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige). Boll. della Soc. Geol. Ital. 1929.
 33. Carta geologica delle tre Venezie, Blatt Monguelfo (Welsberg) 1930.
 34. E. Clar, Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark 1927.
 35. H. P. Cornelius und E. Clar, Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1:25.000. Geol. B. A. Wien 1935.
 36. G. B. Dal Piaz, Studi Geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Memorie dell'istituto geol. della Univ. di Padova 1934, Vol. X.
 37. M. Furlani, Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1912, S. 252.
 38. M. Furlani, Studien über die Triaszonen im Hochpustertal. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-natw. Kl. 1921.
 39. W. Senareclens-Grancy, Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Tonalites der Rieserferner. Cbl. f. Min. usw. Abt. B, 1930.
 40. W. Senareclens-Grancy, Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. Cbl. f. Min. usw. Abt. B, 1932, S. 481.

Abb. 1.

O. Schmidegg: Tektonische Übersicht des Gebietes zwischen Uztental und Tonalepaß.

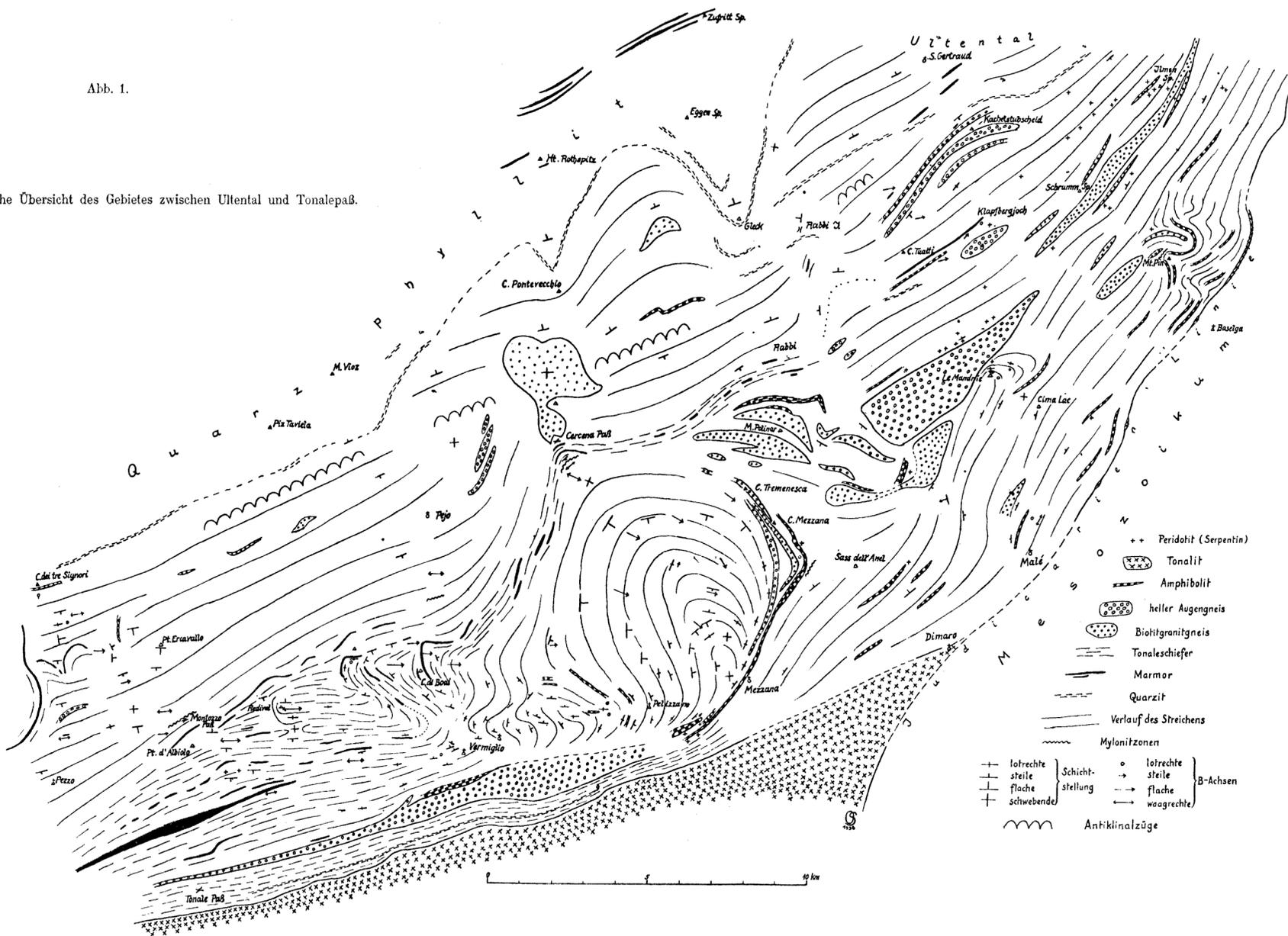
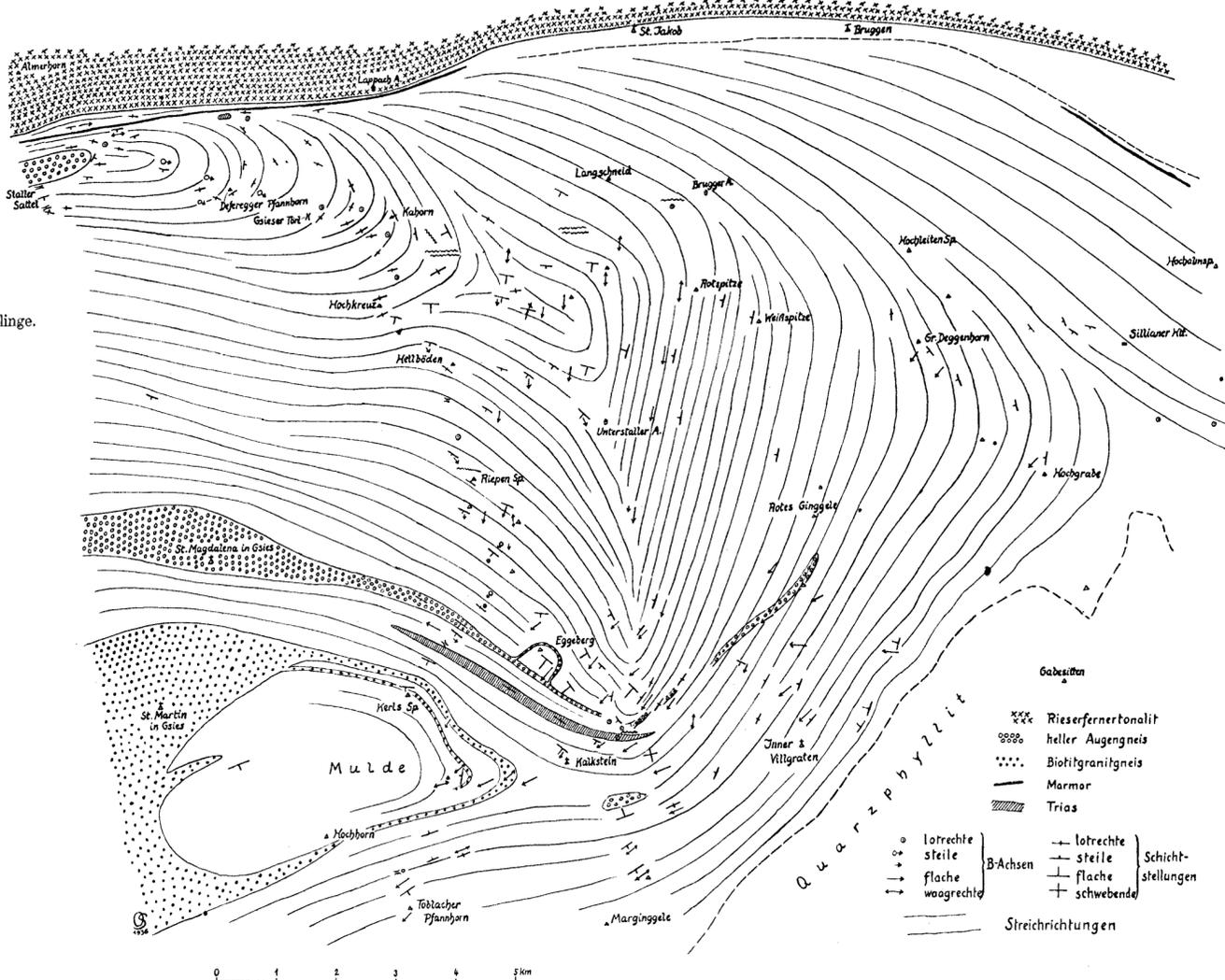


Abb. 2.

O. Schmidegg: Tektonische Übersicht der Deferegger Schlinge.



Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung.

Von Otto Ampferer.

(Mit einer Photographie und 17 Zeichnungen.)

In der Frage der Schlußvereisung ist es bisher zu keiner Einigung gekommen. Die meisten Eiszeitforscher schließen nach wie vor die Rückzugsstadien unmittelbar an die Würmvergletscherung an oder sie bezeichnen diese Stadien als Lokalvergletscherung, ohne näher auf das Verhältnis derselben zur Würmeiszeit einzugehen.

Auf diese Weise ist jedoch in dieser Fragestellung kein Fortschritt zu erzielen und ich versuche nochmals kurz die Grundlinien der Überlegung vorzuführen, welche zu einer Ablösung der Schlußvereisung von der Würmeiszeit zwingen. Ich gehe vom Hochstande der Würmvergletscherung aus, der im Vorlande durch die äußersten Jugendmoränen, im Innern der Alpen

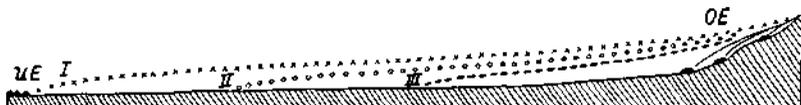


Fig. 1.

UE = unterste } Endmoränen
 OE = oberste }
 I, II, III = 3 Stände eines abschmelzenden Großgletschers

durch die erratischen Standmarken und die morphologische Obergrenze der Abschleifgehänge mit genügender Genauigkeit festgelegt ist.

Auf diese Angaben hin lassen sich in den großen Alpentälern die Längsschnitte der Würmgletscher ohne weiteres konstruieren. Zwischen diesem Hochstande und der heute im Hintergrunde der Alpentäler vorhandenen Vergletscherung können auch die zu jedem Rückzugsstande der Würmgletscher gehörigen Längsprofile unschwer ermittelt werden.

In Fig. 1 ist in einem Schema eine Reihe von solchen Längsschnitten verzeichnet, von denen jedoch nur die höchsten und die niedrigsten mit tatsächlich beobachteten Endmoränen verknüpft sind.

In der Zwischenstrecke fehlen im Innern der Alpen in den Haupttälern auffallenderweise auf lange Strecken hin alle Endmoränenstände.

Für diesen Befund der Feldaufnahmen gibt es nun zwei verschiedene Deutungen:

I. Es hat sich der Rückzug der Würmvergletscherung von den Endmoränen im Vorlande bis zu den Rückzugsstadien im Hintergrunde der Alpentäler so rasch und gleichmäßig vollzogen, daß es auf dieser langen Strecke zu keiner Anhäufung von Endmoränen kommen konnte.

II. Es ist nach dem Rückzuge der Würmvergletscherung eine längere Periode von Abwaschung und Erosion eingeschaltet gewesen, welche die vom Rückzuge hinterbliebenen Moränen der Würmgletscher zerstört und verwischt hat.

Erst nach dieser Ahtragsperiode ist dann die frische Aufschüttung der Moränen der Schlußvereisung erfolgt. Die zweite Annahme ist die wahrscheinlichere und auch durch die Beobachtung gelegentlich erhaltener Stücke von Seitenmoränen entscheidend unterstützt.

Während in den Talsohlen, wie schon betont, auf weite Strecken alle Endmoränen fehlen, finden sich da und dort an den Talflanken noch Reste von Längswällen erhalten. Ihre Zahl ist gering und sie lassen sich auch nicht zusammenhängend weiter verfolgen.

Im Gegensatz zu diesen seltenen Resten von Längswällen der Würmgletscher sind nun in den seitlichen Furchen der Haupttäler zahlreiche und gut erhaltene Moränenwälle der Lokalgletscher vorhanden.

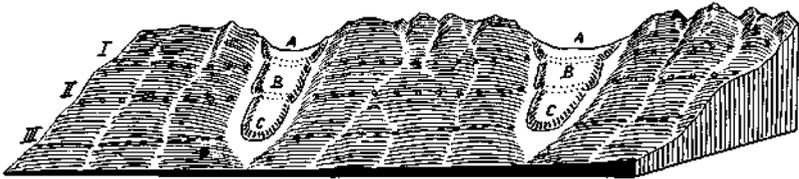


Fig. 2.

I, II, III = 3 Stände des abschmelzenden Großgletschers

A, B, C = 3 Stände der nachrückenden Seitengletscher

Zum höchsten und ältesten Stand des Großgletschers soll der oberste Stand der Seitengletscher, zum mittleren der mittlere und zum untersten Stand des Großgletschers der unterste der Seitengletscher gehören.

Man erkennt leicht, daß diese Zuordnung unmöglich ist, weil die obersten Moränen der Seitengletscher nicht die ältesten, sondern gerade umgekehrt die jüngsten sind.

Da diese vielfach weit unter die Hochstandsmarken der Würmgletscher heruntersteigen, ist die Frage nach der Verknüpfung dieser Lokalmoränen mit dem Rückzuge der Würmvergletscherung unvermeidlich.

In Fig. 2 ist ebenfalls wieder in einem Schema die allgemeine Lagebeziehung zwischen diesen Lokalmoränen und den Rückzugsständen der Würmgletscher zur Darstellung gebracht. Der Einfachheit halber sind nur drei Rückzugsstände des Würmgroßgletschers und je drei Lokalmoränen der Seitenhänge in Betracht gezogen.

Die Rückzugsstände des Großgletschers verlaufen mit geringem Gefälle annähernd parallel mit der Talsohle.

Der oberste Stand ist mit I, der mittlere mit II und der unterste mit III bezeichnet.

Hält man nun die Lokalgletscherstände in den Seitenfurchen für gleichzeitig mit den Rückzugsständen des Großgletschers, so gibt es dafür nur eine mögliche Verknüpfung.

Es kann der oberste Lokalwall A nur dem obersten Längswalle I des Großgletschers gleichzeitig zugeordnet sein. Dem mittleren Längswall II würde dann Lokalwall = B und dem untersten Längswall III der Lokalwall = C entsprechen.

Diese Zuordnung entspricht etwa der weitverbreiteten Anschauung, daß sich die Lokalgletscher beim Sinken der Großgletscher vergrößert und ausgedehnt hätten.

Dieser Anschauung liegt wieder die unrichtige Meinung zugrunde, daß die Lokalgletscher durch die Großgletscher in ihrer Ausdehnung gehemmt worden seien.

Die Lokalgletscher haben ihr Eis mit Überdruck auf das Eis des Großgletschers verladen. Die Oberfläche des Großgletschers aber stellte gleichsam ein breites gewaltiges „laufendes Band“ vor, das dem Eise der Seitengletscher keine Hemmung bereitete, sondern im Gegenteil eine leichtere Abfuhr ermöglichte.

Eine Hemmung der Eisabfuhr konnte hier nur bei jenen Lokalgletschern eintreten, deren Bewegung dem Laufe des Großgletschers entgegengerichtet war.

Die in Fig. 2 angedeutete Zuordnung der Lokalmoränen zu entsprechenden Rückzugsständen des Würmgroßgletschers führt zwangsläufig zu dem Schlusse, daß der oberste Lokalwall dem obersten Rückzugsstande und der unterste Lokalwall dem untersten Rückzugsstande entspricht.

Während also der Großgletscher einschrumpft, sollen die Seitengletscher anschwellen.

Beachten wir aber nun die wirklichen Verhältnisse, so zeigt sich gerade das Umgekehrte.

Hier ist bei den Lokalgletschern bestimmt der unterste Stand der älteste und der oberste der jüngste.

Aus dieser Erkenntnis ergibt sich ohne weiteres die Unmöglichkeit, die Rückzugsstände der Würmgletscher mit den Ständen der Lokalgletscher zeitlich gleich zu setzen.

Sie können einander niemals entsprechen und die angenommene Verbindung hat nicht bestanden.

Wenn aber die Lokalmoränen vom Rückzuge der Würmeiszeit unabhängig sind, so können sie nur einer jüngeren, selbständigen Vereisung zugehören.

Im Bereiche des Rätikons lassen sich nun die räumlichen und zeitlichen Beziehungen der Lokalgletscher zu dem Großgletscher der Würmeiszeit, dem Ilgletscher, verhältnismäßig gut verfolgen.

Es ist dies in erster Linie darin begründet, daß sich hier in einer breiten Zone zwischen Samina- und Brandnertal die Rückzugsstände des Ilgletschers zwischen 1200 und 600 m auffallend gut erhalten haben.

Es springen hier von S her mehrere Kämme und Stufen aus Trias- und Flyschgesteinen kräftig in den breiten Talraum des Walgaues vor.

Offenbar waren dieselben in der Stromrichtung des Ilgletschers sehr störend, so daß derselbe an diesen Hindernissen sehr viel von seinem randlichen Blockmaterial verlor.

Weiter besteht dieses randliche Blockmaterial vorherrschend aus groben Blöcken von Silvretta-Kristallin, das nicht nur der Verwitterung ausgezeichnet widersteht, sondern auch auf den Trias- und Flyschhängen leicht zu erkennen ist.

Auf diese Weise ist hier auf der Strecke südlich von Bludenz bis Feldkirch in einer prächtigen Weise der Rückzug eines großen Würmgletschers mit Tausenden von erratischen Blöcken in allen Einzelheiten besiegelt.

Gleichzeitig sind aber auch die Rätikontäler in diesem Gebiete reichlich mit gut erhaltenen Moränen der Lokalgletscher ausgerüstet, so daß sich hier die gegenseitigen Beziehungen zwischen den Rückzugsständen des Illgletschers und den räumlich benachbarten Lokalgletschern klar überblicken lassen.

Im allgemeinen haben sich dabei drei verschiedene Verhältnisse zwischen Lokalgletschern und Rückzugsständen des Illgletschers ergeben, die in Fig. 3 schematisch dargestellt erscheinen.

Im Verhältnisse I liegen die Rückzugsstände des Illgletschers sperrend vor der Mündung eines langgestreckten Seitentales. Die Moränen der Lokal-

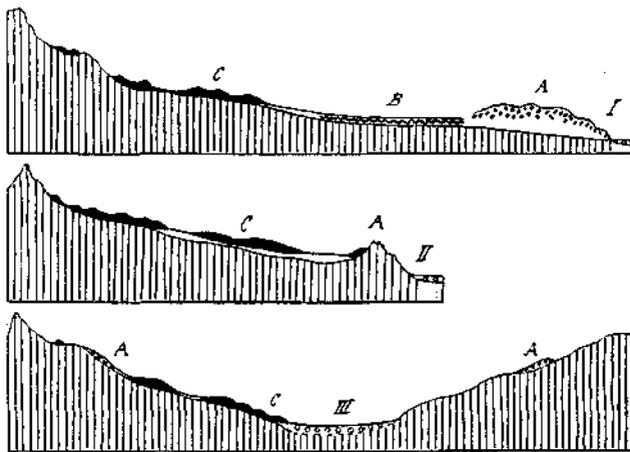


Fig. 3.

- A = Blockmoränen des Großgletschers (Illgletscher)
 B = Stausedimente
 C = Endmoränen der Lokalgletscher

- I = Die Endmoränen des Großgletschers sperren beim Rückzug ein langes Seitental. Hinter der Eissperre liegt ein eisfreier Stauraum. Im Hintergrund die Endmoränen der Lokalgletscher.
 II = Auf einer Klippe hat sich ein Rest von Blockmoräne des Großgletschers erhalten. Am Fuße der Klippe lagern die lokalen Endmoränen.
 III = Zu beiden Talseiten sind Reste von hohen Blockmoränen des Großgletschers vorhanden. Die lokalen Endmoränen steigen bis zur Talsohle herab.

gletscher beherrschen mit sehr deutlichen Wallformen den hinteren Talraum. Im mittleren Talraume breitet sich eine Verschüttung aus Bändertonen-Sanden-Schottern aus.

Diese Verschüttung ist offenbar zu einer Zeit entstanden, als der mittlere Talraum bereits vom Würmeis verlassen, dagegen der Talaustritt noch davon besetzt war.

Es handelt sich also um die Verlandung eines Stauraumes hinter dem bereits ziemlich tief abgeschmolzenen Würmgletscher des Haupttales.

Die Beziehung der Lokalmoränen zu den Rückzugsständen des Illgletschers ist hier nicht eindeutig festgelegt. Dieselben könnten nach dieser Anordnung gleichaltrig oder auch jünger als die Rückzugsstände des Hauptgletschers sein.

Im Verhältnisse II sind von den Rückzugswällen des Hauptgletschers nur mehr die erratischen Blöcke auf einer Klippe am Ausgange des Seitentales erhalten.

Dafür branden die Moränenwälle des Lokalgletschers bis zu dieser Klippe vor.

In diesem Falle ist bereits die Unmöglichkeit eines gleichzeitigen Bestandes von Haupt- und Seitengletscher klar zum Ausdruck gebracht.

Im Verhältnisse III liegen die Blockwälle des Hauptgletschers auf beiden Talseiten schon ziemlich hoch. Die Lokalgletscher des Seitentales aber steigen frei und breit aufgeschüttet bis zur Sohle des Haupttales herab.

In diesem Falle ist die Möglichkeit einer Gleichzeitigkeit von Haupt- und Seitengletscher völlig ausgeschlossen, weil eben kein Hauptgletscher bestand, als die Seitengletscher so tief herabgriffen. Diese drei Verhältnisse zwischen Haupt- und Seitengletscher kommen nun in den Tälern des Rätikons in verschiedener Weise zur Geltung.

In der nun folgenden Beschreibung werden die Moräneninhalte der Rätikontäler in der Reihenfolge von W gegen O zu im einzelnen kurz beschrieben.

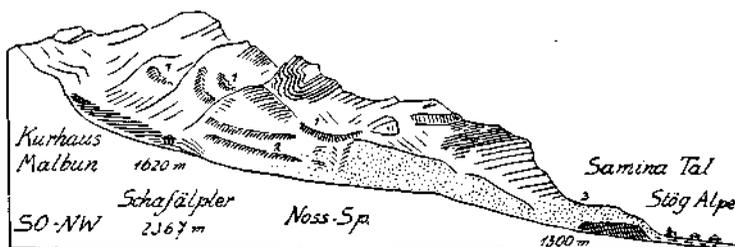


Fig. 4.

- | | |
|--------------|-----------------------------|
| 1 = oberste | } Stände der Lokalgletscher |
| 2 = mittlere | |
| 3 = unterste | |

Aus dem Rätikon wird diese Beschreibung dann auch noch in die Täler der Silvrettagruppe fortgesetzt, soweit diese in den Bereich des Montafons fallen.

Eine Bearbeitung der Moräneninhalte der Ferwallgruppe im Bereiche des Silbertales wird in einer eigenen Arbeit von O. Reithofer folgen.

Saminatal.

Der Glazialinhalt dieses längsten Rätikontales ist einerseits auf seinen Hintergrund, anderseits auf seinen Ausgang verteilt. In der Mittelstrecke liegt hauptsächlich junger Bach- und Hangschutt.

Im Hintergrunde des Saminatalles lagern sowohl im Haupttale als auch in den Seitentälern mächtige und reichgegliederte Moränenwälle von Lokalgletschern aufbewahrt.

Als ein Beispiel der Verteilung dieser Wallformen führe ich hier das sehr übersichtliche Malbuntal in Fig. 4 vor, dessen Moränengehalt auf eine kürzere Strecke zusammengedrängt erscheint.

Die oberen Moränenwälle sind in ihren Formen vollständig erhalten, während der unterste Anteil, der sich bei der Alpe Stög ins Haupttal erstreckt,

durch viele Anrisse und Gräben bereits die Geschlossenheit der Form eingebüßt hat.

In der Gegend der Alpe Stög befinden sich auch die untersten Endmoränen des Samina-Haupttales, welche sich mit denen des Malbuntales vereinigt hatten.

Die hier im Saminatal aufgestapelte Endmoränenzone reicht von der Alpe Stög (Steg) bis nahe an die Mündung der tiefen Schlucht des Vallorschtales.

Sie besteht aus einer Anzahl von Quer- und Längswällen, die größtenteils noch gut erhalten sind.

So liegt hier zwischen 1300—1100 *m* auf einer Strecke von ungefähr 4 *km* eine gewaltige, rein lokale Endmoränenmasse aufgestapelt.

Wir werden in dem benachbarten Gamperdonatal einer sehr ähnlichen Anhäufung von Endmoränen begegnen.

Hier wie dort tragen diese Moränen heute breite, schöne Almböden mit zahlreichen Hütten und ausgedehnter Alpwirtschaft.

Die höheren Moränenstände des obersten Saminatales sind bereits auf der Karte von Daniel Trümper, 1916, verzeichnet worden.

Über den mittleren und recht unzugänglichen Teil des Saminatales ist glazialgeologisch wenig zu berichten. Das Tal durchbricht hier eine gewaltige Scholle von Hauptdolomit, unter welcher Raibler Sch. — Arlberg Sch. und Muschelkalk emporatauchen.

An verschiedenen Stellen der Schlucht haben sich kleinere und größere Nester von meist konglomerierten Schottern und Sanden erhalten. Der größte Konglomeratrest liegt noch oberhalb von der Mündung des Vallorschtales in einer Höhe von über 1000 *m*. Ungefähr gleich weit lassen sich auch im Talbett der Samina erratische Blöcke feststellen.

In der großen Hauptdolomitschlucht der Samina treffen wir dann an der Grenze zwischen Liechtenstein und Vorarlberg eine kurze epigenetische Klammschnecke, die zum Einbau von hohen Talsperren verwendet wurde, um die gewaltige Schuttführung der Samina aufzuhalten.

Die Verbauung des alten Tallaufes ist hier mit Talschottern vollzogen.

In der nun folgenden Talstrecke fällt der Reichtum von großen erratischen Blöcken auf, unter denen sich auch zahlreiche Silvrettagneise und Amphibolite befinden.

Nahe an der gewaltigen Aufschiebung der Kalkalpen auf den Flysch entspringen die großen Quellen, welche zur Trinkwasserversorgung der Stadt Feldkirch verwendet werden.

Der vordere Teil des Saminatales ist ganz in Flysch eingeschnitten und zeigt einen anderen Schuttgehalt.

In der Taltiefe beobachten wir eine ausgedehnte Verschüttung, einerseits mit konglomerierten Schottern und Sanden, andererseits mit losen Sanden-Bändertönen-Schottern.

Wie H. Wehrli im Jahrbuch 1928, S. 440—442, nachgewiesen hat, werden die konglomerierten Schotter von der hangenden Grundmoräne schräg eingedeckt. Die Konglomerate waren vor dieser Eindeckung schon tief erodiert und sind daher als eine interglaziale Bildung zu bezeichnen. Zu dieser interglazialen Verschotterung dürften auch die Konglomerate gehören, die sich bis ober die Mündung der Vallorschschlucht verfolgen lassen.

Es gibt aber im vorderen Saminatal noch eine wesentlich jüngere Verschüttung mit Bändertönen, Sanden und lockeren Schottern. Diese Stau- bildungen sind wohl erst beim Rückzuge der Würmvergletscherung ent- standen, als das mittlere Saminatal bereits eisfrei war, wogegen der vorderste Talteil noch vom Illgletscher gesperrt war.

Von dieser Anwesenheit des Illgletschers zeugen hier auf beiden Talseiten eine große Menge von Silvrettablöcken, die sich bis in eine Höhenzone von etwa 1200 m verfolgen lassen.

Diese Blocksaat erstreckt sich von der Hochfläche von Amerlügen bis in die Nähe der Amerlügen Alpe (1287 m). Noch großartiger ist eine solche Überstreung auf der Ostseite des Saminatales erhalten geblieben. Hier sind die Blöcke zum Teile noch in deutlich erkennbaren Längswällen ange- ordnet, die auf den Terrassen von Stutzberg—Gurtis zwischen 900—1200 m liegen.

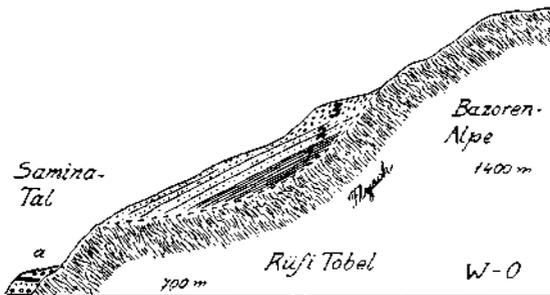


Fig. 5.

- 1 = feine, lehmreiche, feinstreifige Grundmoräne des Illgletschers
- 2 = gröbere, lagenweise verkittete Grundmoräne
- 3 = grobe, unverkittete Grundmoräne

Im vorderen Saminatale sind aber auch noch oberhalb der ausgedehnten Staubildungen an den Hängen zu beiden Talseiten gewaltige Massen von stark bearbeiteter Würmgrundmoräne eingespeichert.

Die großartigsten Aufschlüsse liefert hier wohl das Rüfitobel nördlich von der Gafadura Alpe (Fig. 5).

In diesem Riesenaufschluße, der schon sehr viel schönen Almboden auf- gefressen hat, kann man drei verschiedene schräg gelagerte Sorten von Grundmoränen übereinander unterscheiden.

Das Material ist zur Hauptsache kalkalpin und scharf glazial bearbeitet. Kristalline Geschiebe und Blöcke sind jedoch in allen Lagen zu finden.

Die unterste Lage führt das feinste Material und ist sehr lehmreich. Aus- gezeichnet ist hier an der Feinstreifung die schräge Struktur zu erkennen. Die mittlere Lage ist teilweise verkittet und die oberste enthält viel gröbere Geschiebe.

Alle Moränenhänge sind mit freien, großen kristallinen Blöcken überstreut.

Es ist recht wahrscheinlich, daß diese mächtigen Grundmoränen in der Zeit des Hochstandes der Würmvergletscherung hier eingefüllt wurden. In dieser Zeit stand das Eis des Saminagletschers wohl auch über den niedrigen Sattel des Gulmen (1459 m) mit dem Rbeingletscher in Verbindung. Der Rheingletscher ist jedoch nicht ins Saminatal eingedrungen.

Die Ablagerung der jungen Stausedimente kann erst bei einem relativ tieferen Stande der Würmvergletscherung erfolgt sein, als das mittlere Talgebiet bereits eisfrei, der Talausgang jedoch noch gesperrt war. Wie die weit verbreiteten Bändertone beweisen, hat hier zeitweise auch ein Stausee bestanden. Die viel ausgedehntere ältere Talverschüttung besitzt dagegen interglaziales Alter.

Gallinatal.

Dieses Nachbartal ist weit kürzer, so daß hier zwischen den Ablagerungen der Lokalgletscher im Hintergrunde und jenen des Illgletschers im Vordergrund keine freie Zone vorhanden ist, sondern die tiefsten Moränen der Lokalgletscher teilweise schon unmittelbar auf den Würmgrundmoränen des Illgletschers lagern.

Fig. 6 entwirft ein Bild der Hauptverteilung des Glazialbesitzes im Gallinatal. Wir erkennen im Hintergrunde die ziemlich reich gestaffelten Lokalmoränen, im Mittelteile die Reste von großen Massen von stark bearbeiteten Würmgrundmoränen und im Vorderteile die prächtig erhaltenen Rückzugsmoränen des Illgletschers auf der Terrasse von Gurtis.

Wegen der Steilheit des Tales ist es hinter diesen Rückzugsmoränen zu keiner beträchtlichen Anhäufung von Stauschottern gekommen.

Fig. 6 ist nach den Aufschlüssen der Westseite des Gallinatales gezeichnet, welche die Verteilung der Lokalmoränen und der Rückzugsstände des Illgletschers gut erkennen läßt. Auf der Ostseite des Gallinatales ist jedoch ein wichtiger Aufschluß vorhanden, den Fig. 7 abbildet.

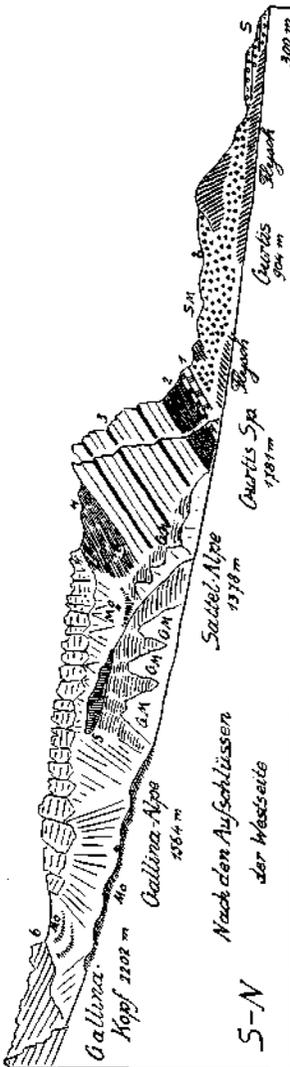


Fig. 6.

- | | | |
|-------------------|------------------|--|
| 1 = Mnschelkalk | 4 = Raibler Sch. | SM = Blockmoränen des Illgletschers |
| 2 = Partnach Sch. | 5 = Rauhacken | GM = Grundmoränen des |
| 3 = Arlberg Sch. | 6 = Hauptdolomit | M ₀ = Endmoränen der Lokalgletscher |
| | | S = Schotter und Sande |

Hier befindet sich im Gebiete des Roßbodens eine gewaltige Aufspeicherung von stark bearbeiteter Würmgrundmoräne, in deren schreckliche Abgründe im Jahre 1935 ausgedehnte Sperrmauern eingebaut wurden.

Überlagert wird diese typische Würmgrundmoräne, die hin und bin kristalline Geschiebe und Blöcke enthält, von kleinen, aber recht deutlichen Wällen eines Lokalgletschers an der Nordseite der nur 1758 m hohen Lohnspitze. Die gleichzeitigen Lokalgletscher an der Nordseite des

wesentlich höheren Gallinakopfes (2202 m) sind beträchtlich tiefer herabgestiegen.

Aus dieser Anordnung läßt sich leicht ablesen, daß die Lokalgletscher des Gallinatales erst nach einem starken Rückzuge der Würmvergletscherung zur Ablagerung gekommen sein können.

Das Verhältnis zu den Rückzugswällen des Illgletschers auf der Terrasse von Gurtis ist hier nicht näher bestimmbar.

Gamperdonatal.

Dieses lange und großartige Rätikontal vermag für unsere Fragestellung wichtige Beiträge zu leisten.

Ebenso wie in dem langen Saminatal ist auch hier zwischen den Ablagerungen der Lokalgletscher im Hintergrunde und den Rückzugsständen des



Fig. 7.

- | | |
|------------------|------------------------------------|
| 1 = Raibler Sch. | a = Grundmoräne des Würmgletschers |
| 2 = Rauhacken | (Illgletscher) |
| 3 = Hauptdolomit | b = Endmoränen der Lokalgletscher |
| 4 = Arosazone | |

Illgletschers im Vordergrunde eine verhältnismäßig lange eisfreie Zone eingeschaltet gewesen.

Der Hintergrund des Gamperdonatales gehört zu den großartigsten Schau- stücken des Rätikongebirges.

Es breitet sich hier im sogenannten Nenzinger Schaffhimmel nicht nur die schönste und reichste Alpe von Vorarlberg aus, sondern es erhebt sich darüber das eisgekrönte Mauerwerk des Panüler Schrofens in düsterer Gewalt und herber Schönheit. Die Wälle der Lokalgletscher hatten in diesem Hintergrunde reichlichen Raum, sich in allen Eigenheiten und Einzelheiten zu entfalten und auch zu erhalten. Es sind sowohl die hohen Moränenringe als auch die mittleren und tiefsten Stände recht gut ausgebildet.

Entlang der Riesenhalde nnter den Wänden des Panüler Schrofens zieht sich eine Kette von kleineren Wällen zur Salaruelscharte empor.

Aus dem Kar bei der Panüalpe steigt eine tiefere Gruppe von Wällen zum Talboden von St. Rochus hinab.

Auf diesem weiten, flachen Talboden aber lagern die tiefsten Stadien, deren Ausmaße durch Quer- und Längswälle klar verzeichnet liegen. Man kann hier drei Wallgruppen ablesen, die sich auf eine Strecke von zirka 2 km verteilen. Das Gefälle des Talbodens beträgt auf dieser Strecke nur zirka 100 m (1380—1280 m). Unterhalb von diesen Endmoränen wird das Gamperdonatal weithin von seitlichen Schuttkegeln bedrängt und verschüttet.

Erst bei der Falsalpe ändern sich die Schuttverhältnisse ziemlich bedeutend.

Wir treffen hier an der Ostseite des Tales eine breitere, waldbedeckte Terrasse (1199 m), deren Anrisse den Einbau von mächtigen horizontalen Stauschottern mit Lehm- und Sandlagen offenbaren.

Wir haben die Ablagerung der Verlandung eines Stauraumes mit einer zeitweiligen Seefüllung vor uns.

Über die Ursache der Schuttauftauung bleibt man nicht lange im Zweifel, denn gleich unterhalb von dieser Staustufe beginnt im Bachbette die Einlagerung von zahlreichen und oft mächtigen erratischen Blöcken (Gneise-Granite-Amphibolite-Kreide Sandsteine und Konglomerate).

Diese erratische Blocksaat zieht sich von der Wallfahrtskapelle bei der Kuhbrücke (940 m) bis zur Höhe des Kezerlebodens (1204 m) empor. Wir haben also wieder nach dem sicheren Zeugnisse der Silvrettablöcke hier noch einen Rückzugsstand des Illgletschers bis in Höhe von über 1200 m bezeugt. Dieses Eindringen von Silvrettaeis ins Gamperdonatal läßt sich vom Taleingange bei Nenzing 4—5 km weit aufwärts verfolgen.

Es vollzog sich hier also zu einer Zeit, als das mittlere Gamperdonatal bereits eisfrei war, ein Abschmelzen des Illgletschers von zirka 1200 m auf zirka 533 m in Nenzing.

Wie im Saminatal hat sich also im Gamperdonatal hinter dem Eispfropfen des Illgletschers eine ausgedehnte Talverschüttung entwickelt, welche die Höhe von zirka 1200 m erreichte.

Von der Kuhbrücke an begegnen wir nun talauswärts einer neuen, aber wesentlich älteren Talverschüttung von sehr großen Ausmaßen.

Zu beiden Seiten der hier engen und tiefen Schlucht sind gelbgraue, hohl-äugige Konglomeratwände eingemauert, die von der Tiefe der Schlucht 200 bis 400 m emporreichen. Das Material der Konglomerate besteht einerseits aus schlecht gerollten Talschottern mit vielen, oft schräg geschütteten Mehlsandlagen, andererseits aus kristallinen Geröllen, die überall zu finden sind.

Gegen oben werden diese Konglomerate diskordant von Würmgrundmoräne eingedeckt. Diese Diskordanz zwischen Konglomerat und Grundmoräne ist sehr beträchtlich, was auf eine längere, trennende Erosionsperiode schließen läßt.

Der Einbau dieses alten Konglomerates (Rib-Würm-Interglazial) ist heute noch auf eine Strecke von über 2 km zu verfolgen.

Am Talausgange steigen die Würmgrundmoränen ziemlich tief herab und noch tiefer das grobe Silvrettablockwerk.

Zwischen Nenzing und Beschling ist hier der rechtwinklig abgebogenen Schlucht des Mengbaches die Flyschterrasse mit der Ruine Ramschwag (645 m) vorgelagert.

Diese Terrasse trägt ziemlich grobe, bunte Schotter und weiter westlich prächtige Wälle aus Silvrettakristallin.

Über die Verhältnisse auf der Ostseite des Talausganges unterrichtet uns das Profil (Fig. 8).

Das Silvrettablockwerk steigt nahe an den Talboden herab und ist von bunten Schottern begleitet.

Um etwa 749 m treffen wir deutliche Würmgrundmoräne, die bis zu einer Höhe von zirka 1345 m emporzieht und bis zirka 1200 m von Silvrettablockwerk überstreut erscheint. An einer Stelle sind hier an der Kante des Grafner-

bergs bei Punkt 893 m in den Grundmoränenüberzug einige Mehlsandlagen eingeschaltet.

Höher oben kommen wir in den Bereich von kalkalpiner Grundmoräne, welche unter der Falschina Alpe in tiefen Schluichten gegen das Hofner Tobel zu aufgerissen liegt und die typische Schrägstruktur der großen Grundmoränenspeicher enthüllt. Es handelt sich hier wohl um eine Grundmoräne aus der Zeit des Würmhochstandes.

Überblicken wir noch einmal kurz den Glazialinhalt des Gamperdonatales, so können wir festhalten, daß etwa das oberste Drittel der Tallänge den Lokalgletschern gehörte, das mittlere Drittel eine eisfreie Verschüttungsstrecke war, während das vordere Drittel von Grundmoränen und Endmoränen

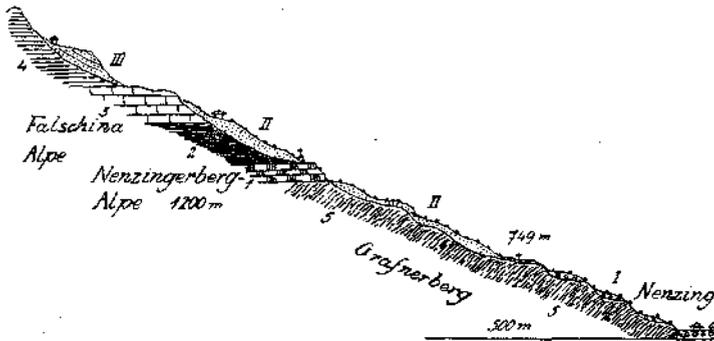


Fig. 8.

- | | |
|-------------------|--|
| 1 = Muschelkalk | I = Schotter mit viel Kristallin. Zahlreiche große Silvretta-
blöcke. Viele kleine Fels- und Schotterterrassen. |
| 2 = Partnach Sch. | II = Grundmoräne des Illgletschers mit zahlreichen Silvretta-
blöcken. |
| 3 = Arlberg Sch. | III = Grundmoräne aus Lokalschutt. Hangschräge Schichtung
und Teilverkitung. |
| 4 = Raibler Sch. | |
| 5 = Flysch | |

der Würmeiszeit besetzt ist. Da die obere Grenze des groben erratischen Blockwerkes etwa bei 1200 m liegt, kann es sich dabei nicht um den Hochstand, sondern nur um einen Rückzugsstand des Illgletschers handeln.

Schesa- und Rhona Tobel.

Zwischen Gamperdona- und Brandnertal sind in das Berggehänge zu beiden Seiten des Loischkopfes zwei tiefe Tobel eingeschnitten, östlich das kürzere Schesa Tobel, westlich das längere Rhona Tobel.

Beide Tobel gewähren ausgezeichnete Aufschlüsse, vor allem aber der Schesa Tobel, welcher heute durch die großartigen Verbauungen auch leichter zugänglich geworden ist.

Fig. 9 erläutert die Aufschlüsse des Schesa Tobels durch ein Ansichtsprofil der Nord- und Nordwestflanke.

Das Grundgebirge kommt an drei Stellen zum Vorschein und gehört dem Verbands der Raibler Sch. an. Es sind Rauhwacken-Kalke-Sandsteine mit dünnen Kohlenflözen (Lunzer Sch.).

Über diesem unregelmäßigen Reliefe des Untergrundes breitet sich dann eine mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne aus, die Unmassen

von geschliffenen und gekritzten Geschieben und Blöcken bunter Art enthält.

Man kann hier die meisten Gesteine von Rätikon und Silvretta gut vertreten finden.

Vor der Verbauung war der Grund des Tobels mit zahlreichen größeren erratischen Blöcken erfüllt, die nun fast alle in den riesigen Sperrmauern eingebaut liegen.

Auf dieser dichten, liegenden Grundmoräne lagert dann fest verkitteter, kantiger Schutt in dicken Bänken. Dieselben zeigen eine ziemlich unregelmäßige Lagerung, es kommen sogar widersinnig einfallende Lagen vor. Das Material der Breccie besteht aus kantigem, schlecht angerolltem, buntem Schutt mit vielen kristallinen Einschlüssen. Schlecht gekritzte Geschiebe sind ebenfalls als Seltenheiten in der Breccie zu finden.

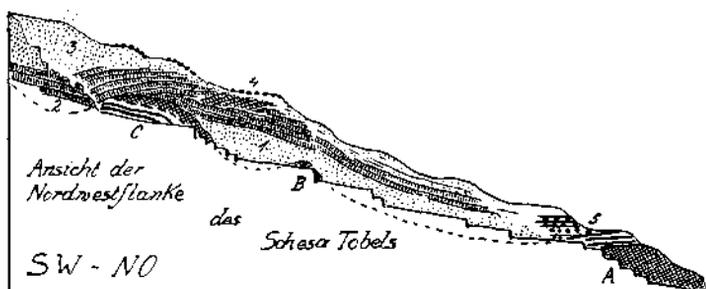


Fig. 9.

A, B, C = Felsschwellen aus Raibler Sch.

- | | |
|--|---------------------------------------|
| 1 = dichte, stark bearbeitete Grundmoräne | 3 = stark bearbeitete Grundmoräne |
| 2 = dickbankige, gelbliche Breccie aus vorherrschend kantigem Schutt | 4 = lokales Blockwerk (Koralleukalke) |
| | 5 = jüngere Schotter und Sande |

Diese wild aufgeschüttete Breccie, die sich auch durch eine gelbliche Verfärbung von der grauen Grundmoräne abhebt, wird diskordant von einer oberen, etwas größeren Grundmoräne eingedeckt. Diese obere Grundmoräne erreicht im Hintergrunde des Schesa Tobels eine bedeutende Mächtigkeit und wird zwischen 1300—1400 m von kleinen Wällen von Kalkblöcken (auffallend viele Korallenkalke) überlagert.

Das kristalline Silvrettablockwerk reicht hier etwa bis zirka 1200 m Höhe empor.

Es ist nun zu fragen, ob der Breccie in dem Schesa Tobel die Bedeutung einer interglazialen Ablagerung zukomme oder nicht?

Für die Deutung als interglazial spricht vor allem die beträchtliche Mächtigkeit und Ausdehnung. Die Breccie ist durchaus nicht auf das Gebiet des Schesa Tobels beschränkt. Sie tritt in derselben Ausbildung auch in dem westlich henachbarten Rhona Tobel sowie südlich vom Loischkopf in dem großen Tobel des Schliedwaldbaches auf.

Überall wird sie von mächtiger Würmgrundmoräne eingedeckt. Die Unterlagerung durch eine ältere Grundmoräne ist jedoch nur im Schesa Tobel aufgeschlossen.

Die Breccie im Tobel des Schliedwaldbaches zieht sich von etwa 1400 m bis zur Mündung in den Alvierhach bei 962 m hinab. Es handelt sich

also wohl um die Reste einer ausgedehnten interglazialen Gehängeverschüttung.

Eine weitere Frage ist dann, ob diese Breccien mit den Konglomeraten im Gamperdona- und Brandnertal gleichaltrig seien. Der Umstand, daß das Schuttmaterial in diesen Konglomeraten besser gerollt als in den Gehängebreccien auftritt, wäre gewiß kein Hindernis einer Altersgleichstellung.

Brandnertal.

Gleich östlich vom Schesa Tobel mündet das Brandnertal mit der Bürser Klamm gegenüber von Bludenz ins Illtal.

Hier begegnen wir besonders schönen glazialen Aufschlüssen, die sich in dem Querschnitte (Fig. 10) übersichtlich vereinigt finden.

Dieser Querschnitt verläuft über die Bürser Klamm bis zur Höhe der Mondschein Sp.

Wenn wir das Profil betrachten, so erkennen wir, daß die Bürser Klamm in ein altes Konglomerat eingeschnitten ist, das von Grundmoräne unter- und überlagert wird.

Die Unterlagerung des Konglomerats durch eine alte, stark bearbeitete Grundmoräne habe ich bereits in diesem Jahrbuche 1908, S. 628—630, eingehender beschrieben.

Das Konglomerat selbst besteht zur Hauptsache aus Talgeröllen mit einem Zusatze von reichlichem kristallinen Material. Teilweise ist das Konglomerat recht grob und führt bis 1 m^2 große Blöcke.

An seiner Oberfläche erscheint dasselbe kräftig schräg abgeschnitten und von Würmgrundmoräne eingedeckt. Dieselbe ist jedoch nicht mächtig und trägt eine ganze Reihe von prächtig erhaltenen Blockmoränen des Illgletschers. Dieses Silvrettablockwerk reicht bei der Burg Rosenegg bis in die Sohle des Illtales unter 600 m herab.

Westlich von der Bürser Klamm erkennen wir die Terrasse von Bürserberg, welche auf einem Einbau von jüngeren Stausedimenten (unten Bänder-tone, darüber Sand und Schotter) lagert.

Wir haben eine Staubildung vor uns, die offenbar hinter dem abschmelzenden Illgletscher entstanden ist.

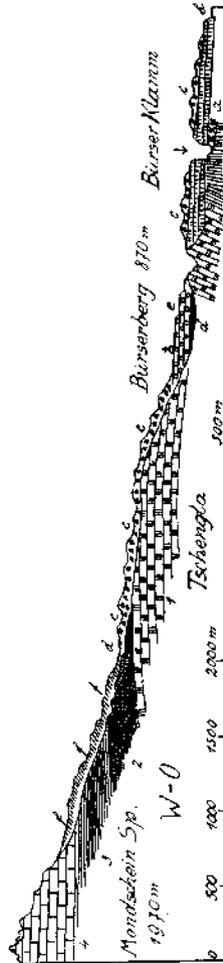


Fig. 10.

- a == alte Grundmoräne
- b == Bürser Konglomerat
- c == Blockmoränen des Würngletschers
- d == Stausedimente—Bänder-tone
- e == Stauschotter
- f == Blockmoränen der Lokalletscher

- 1 == Arberg Sch.
- 2 == Gipslager
- 3 == Raibler Sch.
- 4 == Hauptdolomit

Über die Stauterrasse von Bürserberg erhebt sich dann das prächtige Plateau von Tschengla, über und über mit großen und kleineren Silvretta-Blöcken, bald in Wällen, bald in Einzelsaat überstreut.

Diese vielen fremden Blöcke und Wallformen haben hier einen Naturpark von köstlicher Schönheit geschaffen, dessen reiche und feingliedrige Raumteilung, verbunden mit freier, weiter Landschaft, den Wanderer unmittelbar beglückt. Die Blöcke aus Silvrettagut lassen sich ungefähr bis 1200 *m* verfolgen.

Weiter hinauf gelangt man ins Herrschgebiet der Lokalmoränen, welche sich hier in schweren Massen angesiedelt haben.

Es ist nun von Interesse, daß sich auch hier hinter den Endmoränen des Illgletschers im Einschnitte des Rhona Tobels ein größeres Staulager von feinen Bändertonen eingenistet hat.

Wir lernen aus diesem Querschnitte vor allem den Rückzug des Illgletschers von einer Höhe von 1200 *m* bis auf 600 *m* kennen und sehen, daß es dabei mindestens an zwei Stellen hinter dem abschmelzenden Gletscher zur Aufschüttung von Stausedimenten gekommen ist.

Die Staustufe von Bürserberg, welche auf Fig. 10 eingetragen erscheint, setzt sich an der westlichen Talseite noch ziemlich weit ins Brandnertal hinein fort.

Die innersten Reste befinden sich am Südfuße des Tales, wo die Verbauung außer Sand und Schotter auch noch Bändertone umfaßt.

Auch im Brandnertal fällt das obere Ende dieser Staubildung ungefähr mit dem Ende der Einlagerung der erratischen Blöcke im Talbette zusammen.

Wenig oberhalb dieses Endes der Staustufe beginnt dann im Brandnertal der Einsatz der Moränen der Lokalgletscher.

Da die seitlichen Bergkämme des Brandnertales besonders auf seiner Ostseite rasch in bedeutende Höhen steigen, haben ihre Gletscher den Grund des Brandnertales früher erreicht als die Gletscher des Hintergrundes.

Die Lokalmoränen des Talhintergrundes enden in der Gegend der Ortschaft Brand. Die Kirche des Dorfes — 1047 *m* — ist auf einem der äußersten Endmoränenwälle erbaut.

Die Seitengletscher aus dem Sarotlatal und dem Schließwaldgraben blockieren aber das Brandnertal schon 2—3 *km* unterhalb von Brand.

Bei Brand vereinigen sich die Endmoränen der Vergletscherung an der Nord- und Ostseite der Scesaplana. Es stoßen hier die Endmoränen von drei Tälern (Zalimtal—Gletschertolle—Lünerseetal) zusammen, so daß sich eine sehr große Anhäufung von Schuttmaterial ergibt.

Insbesondere ist der relativ kurze Zweig des Zalintales mit mächtigen und wohlgegliederten Endmoränen der Lokalgletscher ausgerüstet, wie der Längsschnitt — Fig. 11 — dem Beschauer vorführt.

Sehr interessant ist auch die Verteilung der Lokalgletscherstände in dem Talzweige des Lünersees.

Der Lünersee war noch in einer jungen Vereisungszeit von 7 bis 8 kleinen Eiszungen umgeben, deren Moränen teilweise bis in den See vordrangen.

Bei der von den Vorarlberger Illwerken in technisch großartiger Weise ausgeführten Absenkung des Seespiegels konnte H. Gams (Jahrbuch 1929, S. 542) feststellen, daß diese zierlichen Moränenwälle von Schwefel-eisengyttja und Bänderton überlagert werden und daher älter als die dadurch angezeigte Warmzeit sind.

Oberhalb des Lünersees haben wir noch bei 2335 *m* eine größere und bei 2700 *m* eine oberste, kleine Moränenstufe.

Unterhalb der Felsschwelle des Lünersees, auf der ich vor drei Jahren ein faustgroßes Amphibolitgerölle fand (wohl von Menschenhand verschleppt), stellen sich die ersten Moränen ober der Felsstufe bei 1447 *m* und dann in der Umgebung der Schattenlagant Alpe ein.

Hier liegen sehr schön und voll ausgebildete Wälle, noch vermehrt durch solche aus dem Hochtale der Gletschertolle, welche den unmittelbaren Abfluß des Brandner Ferners vorstellt.

Die untersten Wälle liegen, wie schon erwähnt, bei der Ortschaft Brand.

Zusammenfassend kann man also über das Brandnertal zu einem ganz ähnlichem Urteile wie über das Samina- und Gamperdonatal kommen.

Der Vorderteil ist durch ein reiches System von Rückzugständen des Illgletschers beherrscht. Im Mittelteile ist hinter der Eisbarre des Illgletschers eine zirka 4 *km* lange Verschüttung eines Stauraumes vorhanden. Die Endmoränen der Lokalglotcher des Brandnertales lagern bei der Ortschaft Brand und lassen sich in vielfacher Staffelung bis zu den heutigen Moränen des Brandner Ferners empör verfolgen.

Rells Tal.

Das östlich benachbarte Rellstal hat in seinem Hintergrunde eine ausführliche Entfaltung von Lokalmoränen, dagegen sind sowohl die mittleren als besonders die untersten Stände wenig deutlich und bereits stark abgetragen.

Die oberen Endmoränen der Lokalglotcher reichen von ungefähr 2300 *m* bis zirka 1700 *m* zur unteren Salonien Alpe herab. Diese oberste Zone der Endmoränen ist sehr fein unterteilt und gegliedert.

So finden wir z. B. an der Südseite des Felspfeilers des Freskalot zwischen 2300—1700 *m* nicht weniger als etwa zehn Moränenringe eingebaut.

Dieser reichen Gliederung der obersten Stände steht eine ganz einfache Anlage der mittleren Zone gegenüber, die sich etwa von der unteren Salonien Alpe bei 1700 *m* bis in die Gegend des Rells Kirchle bei 1473 *m* erstreckt. Hier finden wir an der Talsohle nur junge Bachaufschüttungen, dagegen sind die beidseitigen Berghänge mit ziemlich mächtigen Moränen verkleidet.

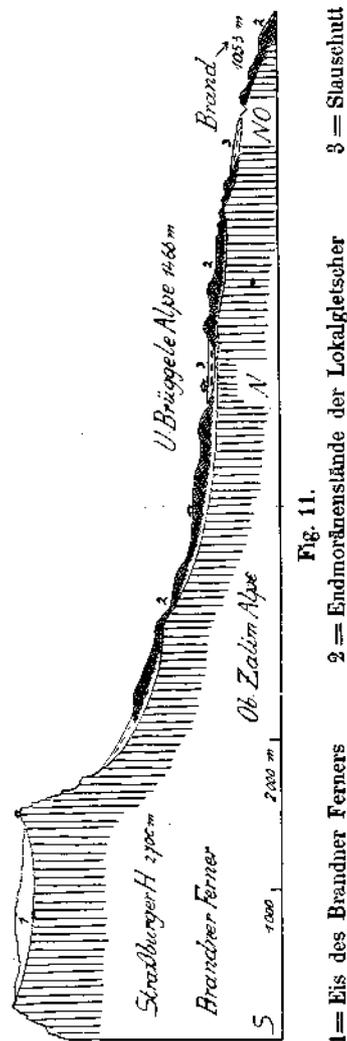


Fig. 11.

2 = Endmoränenstände der Lokalglotcher

1 = Eis des Brandner Ferners

3 = Stausehnt

Der unterste Anteil der Lokalmoränen erstreckt sich von der Gegend des Rells Kirchle etwa $2\frac{1}{2}$ km talabwärts, wo sich bei 1199 m ein gut erhaltener Endwall an der nördlichen Schluchtseite befindet.

Es ist jedoch nicht sicher, daß wir uns hier wirklich am untersten Ende der Rellstaler Lokalgletscher befinden.

Möglicherweise erstreckten sich diese bis zum Ende der tiefen, wilden Klamm, die heute durch schwere Sperrungen gegen ihre gewaltsamen Murausbrüche gebändigt liegt.

Gauer Tal.

Dieses landschaftlich reich mit Schönheit begabte Hochalpenthal hat auch ausgedehnte Besitztümer an wohl erhaltenem Moränengut.

Besonders großartig ist damit der Talhintergrund ausgestattet, der von den stolzen Felsformen von Sulzfluh—3 Türme—Drusenfluh beherrscht wird.

Das Gauertal steht von seinem Eingange his zu seinem Hintergrunde völlig im Bannkreise der Lokalvergletscherungen.

Der Öffnung des Gauertales liegt die mächtige Felsklippe des Kristakopfes — 1071 m — sperrend vor. Der heutige Tallauf wird dadurch gegen O zu nach Tschagguns abgelenkt. Es ist aber auch westlich vom Kristakopf eine kleine verschüttete, ältere Talfurche vorhanden.

Am Gipfel des Kristakopfes lagert nun eine große Schar von Silvretta-Blöcken, während sich an seine Südseite prächtige Wälle von rein lokalem Blockwerk anschmiegen und von dem Plateau von Landschau his zur Kirche von Tschagguns hinabziehen.

Hier stehen wir vor einer räumlichen Gegenüberstellung von Blockmoränen des Haupt- und des Lokalgletschers, die eine Gleichzeitigkeit ihrer Ablagerung ausschließen.

Hier gibt es keine andere Lösung als die Annahme, daß die Endmoränen des Gauertalgletschers erst zur Ablagerung kamen, nachdem der Illgletscher in der Gegend von Tschagguns bereits verschwunden war.

Durch Bohrungen auf dem Plateau von Landschau ist diese zeitliche Trennung des Haupt- und Seitengletschers noch weiter bestätigt worden.

Unter dem lokalen Moränenmaterial wurde hier eine tonreiche Grundmoräne des Illgletschers angetroffen.

Wandern wir von der schönen Hochfläche von Landschau ins Gauertal hinauf, so stoßen wir bald auf große Moränenwälle, welche sich von der Nordseite der Mittags Sp. herunterziehen.

Etwas weiter talauf beginnt eine Blockmoräne aus teilweise riesigen Stücken von Sulzfluhkalken, welche eine Länge von $1\frac{1}{4}$ km aufweist.

Sie beginnt bei zirka 1200 m und reicht his über 1300 m Höhe empor. Am besten erhalten ist ihre Wallform bei der kleinen Kapelle — 1305 m — an der Ostseite des Tales.

Über der Talsohle treffen wir hier zu heiden Seiten sowohl in den Gräben des „Ronnenwaldes“ als auch in jenen unter der Alpe „Auf dem Tobel“ mächtige Massen von stark bearbeiteten Grundmoränen aus der Würmeiszeit. Sie reichen bis über 1800 m Höhe empor.

Im Talgrunde selbst beginnt oberhalb der Quellen des Rasafeibaches eine große Endmoräne, welche das flache Feld der unteren Sporeralpe — 1523 m — unspannt.

Sie stammt von einem Seitengletscher der 2336 m hohen Geis Sp.

Der obere Stand des Gauertalgletschers beginnt im Porsalenger Wald bei zirka 1600 m und zieht sich dann vielstüffig bis zum Drusentor — 2345 m — empor.

Wir stehen hier vor der gewaltigsten Anhäufung von Blockmoränen an der Nordseite des Rätikon Gebirges.

Die riesige Blockmasse des Porsalenger Waldes ist mehrfach als ein großer Bergsturz gedeutet worden.

Innerhalb der waldbedeckten Blockmasse ist die Entscheidung zwischen Moräne oder Bergsturz schwierig. Steigt man aber zum Gipfel der Geis Sp. empor, so fällt die Entscheidung leicht, wie die schematische Zeichnung — Fig. 12 — dartut.

Es sind im oberen Teile Querwälle, im unteren dagegen Längswälle entwickelt. Beide werden seitlich von einem besonders langen und schön geschwungenen Walle eingefäßt, auf dem die Lindauer Hütte steht.

Diese gedrängte Übersicht hat uns zu dem Urteile geleitet, daß die Lokalvergletscherung das ganze Gauertal vom Drusentor bis nach Tschagguns einheitlich beherrschte.

Zur Zeit dieser Lokalvergletscherung war im Montafon bei Tschagguns—Schruns bestimmt kein Illgletscher mehr vorhanden.

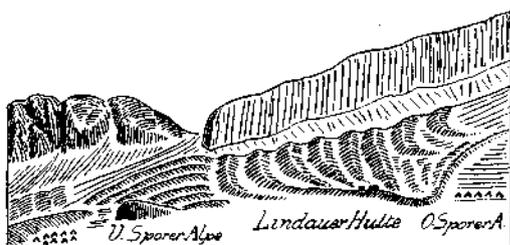


Fig. 12.

Anblick der Moränenwälle des Porsalenger Waldes vom Gipfel der Geis Sp.

Gampadelz Tal.

Dieses steile Tal zieht geradlinig aus dem Montafonertal gegenüber von Schrüns bis zum Plassegggen Paß — 2356 m — empor.

Sein Besitz an Moränengut ist recht ungleich verteilt. Die Hauptmasse ist im untersten Teile angehäuft, wogegen der Hintergrund nur ärmlich mit Lokalmoränen versehen ist. Im Vordergrund breiten sich zu beiden Seiten der engen und tiefen Schlucht prächtig erhaltene Moränenwälle aus, deren Anordnung Fig. 13 in schematischer Vereinfachung wiedergibt.

Es ist eine auffallend reiche Ausstattung mit noch heute gut erhaltenen Wallformen, die gegen unten stark in die Breite gehen.

Dies ist jedenfalls ein überzeugender Ausdruck für die volle Freiheit der Eisausbreitung dieses untersten Stadiums der Lokalvergletscherung. Das Eis, welches aus der hohen und schmalen Talöffnung hervordrang, vermochte sich gegen das Haupttal zu völlig frei zu entfalten und schuf hier einen ziemlich breiten Eisfächer. An seiner Westseite macht sich dabei der nachbarliche Einfluß des Gauertalgletschers geltend, dessen Eismassen gleichzeitig ebenso tief herabgestiegen waren.

Am Gehänge der Mittags Sp. finden wir dann hoch hinauf stark bearbeitete Grundmoränen der Würmvergletscherung verbreitet. Ganz oben liegen jüngste Endmoränen eines zierlichen Lokalgletschers.

Am Nordhange der Mittags Sp. sind zwischen 1300—1600 *m* zahlreiche erratische Blöcke verstreut, die wohl aus der Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit stammen.

Über die höheren Lokalmoränen des Gampadelztales ist nicht viel zu berichten. Eine mittlere Stufe ist im Gebiete der Gampadelzalpe — 1368 *m* — entwickelt. Die obere Zone reicht bis zum Plassегgen Paß und über die Tilisuna Hütte empor.

Gargellen Tal.

Dieses große Tal, welches bekanntlich das interessante Fenster von Jura- und Kreidesteinen unter der Silvrettadecke eröffnet, besitzt große Vorräte von Lokalmoränen, wenn dieselben auch nicht auffällig hervortreten.

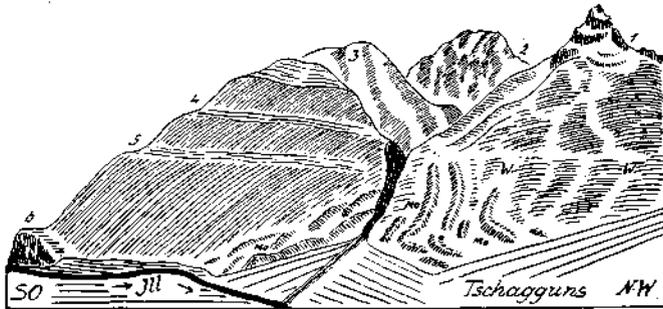


Fig. 13.

- 1 = Mittags Sp. — 2169 *m*
- 2 = Seehorn — 2344 *m*
- 3 = Gweilhorn — 2408 *m*
- 4 = Stufe von Horn Maisensäss
- 5 = Stufe von Bitschweil
- 6 = Stufe von Bödmenstein

- W = Grundmoränen des Würmgletschers (Illgletscher)
- x = Blockwerk des Würmgletschers
- Mo = Endmoränen des Lokalglätschers (Gampadelzglätscher)

Der vorderste Teil des Tales wird von einem großen Schuttkegel beherrscht, der aus dem steilen Hochtal des Reutehorns — 2349 *m* — entspringt.

Dieses Hochtal stellt eine geradlinige, steile Rinne vor, die aus dem Schuttkegelbereich sich ganz gleichmäßig bis zu den dunklen Gipfelfelsen des Reutehorns emporzieht. Vergebens sucht man in dieser Talrinne nach irgendwelchen Spuren von Moränen.

Wenn man damit das nördlich benachbarte Gweital vergleicht, so fällt diese völlige Armut an gleichzeitigen Moränen um so mehr auf. Ich hatte den Eindruck, daß in dieser steilen und glatten Talrinne wahrscheinlich die Lawinen alle Moränen hinausgefegt haben.

Tatsächlich finden wir erst jenseits der Klamm des Suggatinbaches auf der Felsterrasse von Neuberg kleine Moränenwälle, die vielleicht von einem Reutehornglätscher abstammen.

Im Gargellentale selbst stoßen wir erst zwischen Sarotlen und dem Rung Tobel auf die untersten Endmoränen. Sie liegen hier zu beiden Seiten des Baches, vorzüglich aber auf der Westseite, wo sie nahe an 200 *m* Mächtigkeit erreichen.

Sie sind dem Gargellentale zwischen 1242 *m* und 1502 *m* Höhe auf eine Strecke von zirka 2 *km* eingeschaltet.

In der Reinheit seiner Ausbildung wird dieser Endstand des Gargellener Lokalgletschers durch den Anschluß der Lokalgletscher aus den Gräben der Sarotla- und Rungalpe gestört, die enge damit zusammenhängen.

Hinter diesen Endmoränen hat sich ein kleines Staugebiet entwickelt, in welchem die Ortschaft Gargellen sich ausbreitet. Oberhalb von Gargellen — 1424 *m* — teilt sich das Tal in den Vergaldener- und Valziferzer Zweig.

In diesen Tälern treffen wir nur bescheidene Moränenreste, wogegen auf den Talflanken in Höhenlagen zwischen 2100—2400 *m* eine reiche Moränenwelt zur Geltung kommt.

Besonders großartig ist diese Moränenlandschaft an der Nordseite der Rothbühl Sp. — 2851 *m* — entwickelt.

Das Vergaldenertal selbst stellt einen geradlinigen, steilwandigen Taltrog vor, über dessen Rand zu beiden Seiten sich eine bedeutsame Verflachung des Gehänges einstellt.

Dieselbe erlangt ihre schönste Ausbildung an der Ostseite des Kammes Rotbühl Sp.—Ritzner Sp. und trägt breite, klare Moränenkränze.

Zusammenfassend können wir also über das Gargellentale aussagen, daß die obersten Stände der Lokalgletscher reichlich mit Wällen ausgestattet sind. Ein mittlerer Stand scheint nur bescheiden angedeutet, wogegen der unterste Stand mit sehr mächtigen Endmoränen ausgerüstet ist. Ein gleichzeitiger Einfluß des Ilgletschers ist nicht nachzuweisen. Dagegen finden sich an verschiedenen Stellen Reste von stark bearbeiteten Grundmoränen aus der Würmeiszeit.

Vermiel Tal.

Dieses kurze Tal ist zwischen dem Gargellen- und dem Garneratal eingebaut und mündet gegenüber von St. Gallenkirchen mit einer hohen Felsstufe ins Montafontal. Auf dieser mächtigen Felsstufe von 600 bis 700 *m* Höhe breitet sich der Garfreschen Maiensäß — 1488 *m* — in einer wunderbar freimütigen Lage aus.

Auf dieser hohen Felsschulter lagert nun eine große Moränenmasse, welche von dem Vermielbach in zwei Teile zerschnitten wurde.

Die Oberfläche dieser Moränenmasse ist in eine Reihe von Längswällen gegliedert, die ungefähr nordsüdlich streichen und über dem Steilabfall gegen das Montafontal frei enden.

Man hat den Eindruck, daß der Vermielgletscher dereinst über diese Steilstufe ins Haupttal hinabging.

Am Aufstiege nach Grandau und Garfreschen Maiensäß liegt auch viel grobes Blockwerk herum, das möglicherweise vom Vermielgletscher herabgestürzt wurde.

Wandert man von dem Garfreschen Maiensäß ins Vermieltal hinein, so trifft man die in Fig. 14 verzeichnete Moränenordnung.

Wir begegnen unterhalb und oberhalb von Alp nova größeren Moränenanhäufungen und schließlich noch bei 2152 *m* einer Gruppe von kleinen Wällen. Hinter den drei größeren Moränenständen des Vermieltales sind jeweils ziemlich flache Verschüttungsböden eingebaut. Die Entwicklung der

Lokalvergletscherung des Vermieltales ist vollkommen unabhängig vom Illgletscher vor sich gegangen. Der unterste Stand dürfte sogar noch die hohe Talstufe mit Eis und Schutt überwältigt haben.

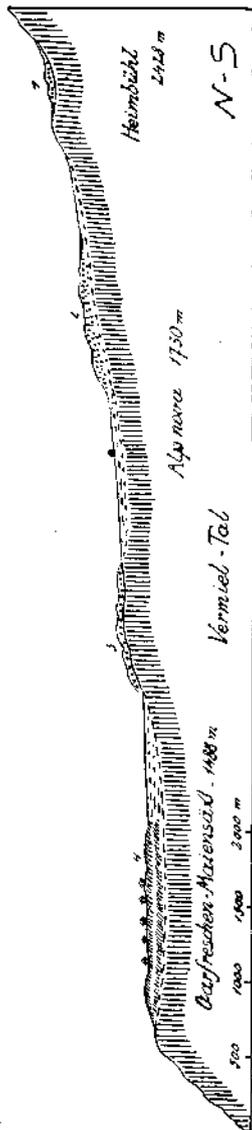


Fig. 14. 1 — 2 — 3 — 4 = Endmoränenstände der Lokalgletscher. 4 = deutlich ausgebildete, mehrreihige Längswälle.

Garnera Tal.

Das Garneratal stellt einen fast geradlinig von S nach N verlaufenden Felstaltrog vor, welcher mit hoher Steilstufe bei Gaschurn ins Montafontal mündet. Die Verteilung seiner Glazialschätze ist eine höchst einfache und großzügige.

Wir begegnen der Hauptmoränenmasse gleich am Taleingange, dann haben wir von dem seichten Garnerasee bis zum innersten Trogrande einen gleichförmig mit Schutthalden tief verhüllten Talgrund. Erst über dem eisgeschliffenen, blanken Trogrande setzen dann bei der Tübinger Hütte — 2265 m — die obersten Moränenwälle ein, die sich bis zum Garneragletscher erstrecken.

Wir sehen also zwischen dem mächtigen untersten Moränenstande und den hohen obersten Ständen eine Verschüttungsstrecke von über 6 km Länge, was auch in der Silvretta einen seltenen Fall vorstellt, der nur noch vom Jamtale mit einer Verschüttungsstrecke von 8 km Länge übertroffen wird.

Wie schon betont wurde, liegt die Hauptmoränenmasse des Garneratales an seinem Eingange aufgestapelt.

Der Einsatz der Blockmoränen beginnt am Nordende des kleinen, seichten Garnera Sees bei zirka 1500 m und zieht sich von dort an beiden Seiten der steilen Wasserfallschlucht über Ganeu und Lifinar bis ins Montafontal bei Gaschurn hinunter.

Es sind gewaltige Massen von schlecht bearbeiteter Grundmoräne und von Blockwerk über das steile Felsgehänge herabgeschüttet. Die größte Menge liegt bei Ganeu und trägt hier schöne Wiesen mit zahlreichen Hütten.

Im Montafontal selbst stellen sich kleine Moränenwälle ein, die wahrscheinlich auch noch zur untersten Endmoräne des Garnera Gletschers gehören. Auf einem dieser Wälle steht bei Gaschurn eine kleine Kirche.

Wir haben schon bei der Steilstufe der Garfreschen Maiensäß erkannt, daß hier Material der Endmoräne des Vermiel Gletschers aus dem Seitentale ins Haupttal hinabgestürzt wurde. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich nun an der Steilstufe des Garneratales in einem weit größeren Maßstabe.

Im Garneratal ist die unterste Endmoräne sehr mächtig und über die hohe Steilstufe ins Montafontal hinab ausgeschüttet. Eine mittlere Moränenstufe fehlt in der zirka 6 km langen Verschüttungsstrecke. Sie könnte möglicherweise unter dem reichen Hangschutte begraben sein. Über dem sehr deutlichen Trogrande sind erst die hohen, kleineren Moränenstände erhalten.

Groß Vermunt.

Von Parthenen aus wendet sich die Ill zunächst nach S, dann rechtwinklig gegen O und endlich nochmals gegen S, wo sie dann aus dem Gletscher-
tor des Groß Vermuntferners entspringt.

Es ist leicht zu erkennen, daß die Ill hier zwei verschiedene, einst getrennte Taläufe zu einer jüngeren Einheit verbunden hat.

Die Verbindungsstrecke ist die breite, alte, ostwestliche Talform, in welcher das hekannte Madlener Haus liegt.

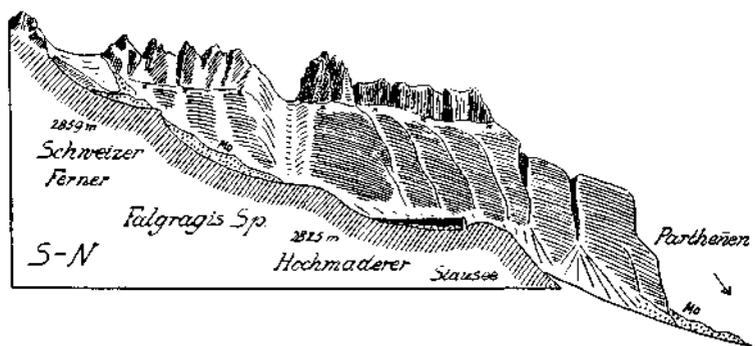


Fig. 15. Profil und Ansicht von O.

M_0 = Moränenstände der Lokalglatscher.

x-x = oberste Schlifffrenze (oberhalb des Stausees in zirka 2400 m Höhe)

Diese Talform enthält die alte Jochhöhe zwischen Montafon und Paznaun, die heute durch die Einwirkung des mächtigen Moränenstöpsels der Bieler Höhe um ihre ganze Scheidekraft gebracht ist.

Das oberste Ill- und Klostertal gehören nach ihrem Anlageplan unbedingt zum Paznaun. Erst durch die Einfüllung einer wohl über 100 m mächtigen Masse von stark bearbeiteter Grundmoräne im Gebiete der Bieler Höhe wurde die Ill zu einem großen See gestaut, der seinen Abfluß dann gegen W über die Jochhöhe des Madlener Hauses fand.

Darum sehen wir hier in das breitsohlige Jochtal eine schmale, scharfkantige Klamm von fast 3 km Länge eingeschnitten.

Der Stöpsel von Grundmoräne, welcher die heutige Bieler Höhe zusammensetzt, gehört aber nicht zu den Ablagerungen der Lokalglatscher, sondern stammt aus der Würm- vielleicht sogar schon aus der Rißeiszeit. Er hat sich hier in dem Winkel zwischen Illgletscher und Bieltalgletscher offenbar in einem bewegungsarmen Raume angesammelt.

Fig. 15 gibt nun eine schematische Ansicht des Cromertales und des Illtales wieder, von der Kammhöhe des Schweizerferners über den Illstausee bis nach Parthenen.

Die Verteilung des Moränenbesitzes ist ziemlich einfach. Die untersten Endmoränen lagern ohne deutliche Formung gleich innerhalb von Parthennen. Sie sind offenbar schon stark verwaschen und abgetragen.

Das Becken des Stausees ist mit Grundmoräne ausgekleidet, wie beim Bau der Talsperre gut zu sehen war.

Die Felschwelle, auf der die Sperrmauer steht, zeigte sich bei der Abräumung hin und hin vom Eise stoßseitig blank geschliffen und tief ausgekolkt.

Über dem Becken beginnt dann der Einschnitt der Illschlucht, welcher ostwärts zum Madlener Haus und Ochsenboden hinaufzieht.

Gerade nach S erhebt sich eine eisgeschliffene Felsstufe des Cromertales, über der dann der Einsatz der höheren Moränenstände beginnt. Diese Stände lassen sich aufwärts bis zu den frischen Moränensäumen der Gletscher der Litzner Gruppe verfolgen.

Überaus deutlich ist an der Westseite des Illstausees und des Cromertales die Schliftgrenze des Eishochstandes ausgebildet, wie Fig. 15 schematisch andeutet.

An ihrer Höhe gemessen, ist es leicht, die hescheidene Mächtigkeit der Lokalvergletscherungen richtig zu beurteilen. Parthennen ist der hinterste Ort des Montafonertales und mit einer Höhe von nur 1027 *m* relativ sehr niedrig in einem steilwandigen Felstrog gelegen.

Wenn man von Parthennen ostwärts zum Zeinis Joch emporsteigt und von dort dann Galtür besucht, so findet man hier mit Staunen diesen Ort in einer Höhe von 1580 *m* noch mitten in einer weitgeöffneten, großräumigen Landschaft liegen.

Der Gegensatz zwischen Parthennen und Galtür ist so groß und so schroff, daß man unwillkürlich nach einer Erklärung Umschau hält.

Am Zeinis Joch befindet man sich inmitten einer alten, hohen, vielhügeligen Verehnungslandschaft, welche gegen das Montafon zu in die Luft ausstreicht.

Nur am Nordrande setzt sich diese Verehnungslandschaft quer über den jüngeren Einschnitt des Verbellabaches in das Südgehänge der Versail Sp. fort.

Hier gehören zu dieser Verehnung noch die schön gerundeten Felschultern von P. 1932 *m* und P. 1958 *m*. Von diesen Schultern sinkt nun gegen W eine deutlich ausgebildete Felsterrasse zur Tafamunter Alpe — 1501 *m* — ab. Das Gefälle dieser Felsterrasse beträgt hier auf einer Strecke von 2 *km* etwa 500 *m*.

Die von der Direktion der Vorarlberger Illwerke A. G. veranlaßte photographische Aufnahme der Südseite der Versail Sp. — Tafel IV — bringt dieses Gefälle der Felsterrasse der Tafamunter Alpe prächtig zur Anschauung.

Ich hatte beim ersten Anblick dieser Terrasse im Jahre 1931 sofort den Eindruck, daß es sich hier um eine tektonische Verbiegung einer ursprünglich weit flacher angelegten Terrasse handle. Dieser Eindruck hat sich bei den späteren Begehungen des Gebietes immer mehr hefestigt.

Wir haben hier im O das hohe, alte Talsystem des Inns, das im Paznaun mit breiten Armen zum Zeinis Joch emporgreift.

Von W her dringt das tiefere Talsystem des Rheins unaufhaltsam vor und raubt dem höheren System Stück für Stück seines Besitzes.

An der Grenze dieses alten und ausgedehnten Kampfgebietes stellt sich nun zwischen dem höheren Innsystem und dem tieferen Rheinsystem die schräggestellte Felsterrasse der Tafamunter Alpe ein.

Es ist nun wirklich naheliegend, diese Schrägstellung als die Wirkung einer Senkung zu betrachten, welche das Gebiet des Rheinsystems ergriffen und von dem Innssystem abgetrennt hat.

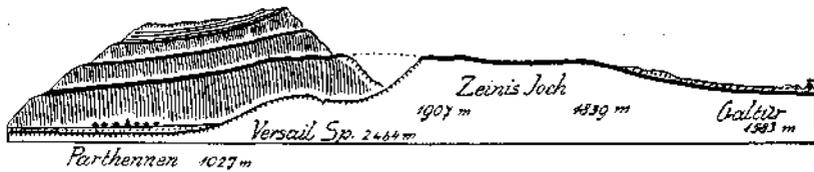


Fig. 16.

Verbindung der Verebnungsflächen des Zeinis Joches mit den Schrägterrassen an der Südseite der Versail Sp. über den jüngeren Einschnitt des Verbella Baches hinweg.

Dicklinien = alte Oberflächen und Felsterrassen.

Zahnlinien = jüngere Einschnitte.

Punktreihen = Moränen und Bachschutt.

Der Betrag dieser Senkung oder Niederbiegung dürfte 500–600 m ausmachen.

In dem Schema — Fig. 16 — sind die schrägen Terrassen der Versail Sp. mit den alten Verebnungsflächen des Zeinis Joches in Verbindung gebracht. In den Scheitel der Abbiegung ist der junge Einschnitt des Verbella Baches erfolgt, der weiter unten das vom Eise ausgeschliffene Becken der Ganifer Alpe verschüttet hat. Aus diesem Eisschliffbecken stürzt der Bach dann steil gegen Parthennen hinunter.

Die Tafamunter Terrasse würde daher nach dieser Erklärung eine Zeugschaft für eine mächtige Niederbiegung an der Grenze von Rhein- und Inn-System bedeuten, welche sich hier im hintersten Montafon als eine seltene Landform noch zu erhalten vermochte.

Außer dieser Schrägstellung der Tafamunter Terrasse ist mir im Montafon nur noch eine Felsform bekannt geworden, welche möglicherweise auch im Sinne einer nachträglichen Versteilung gedeutet werden kann.

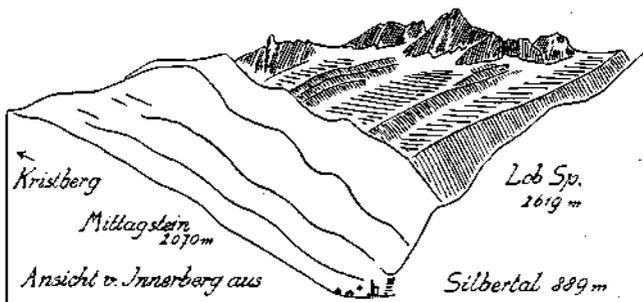


Fig. 17.

An der Westseite der Loh Sp. sind mächtige schräge Felsterrassen ausgebildet, welche die Annahme einer Versteilung durch eine jüngere Abbiegung nahelegen.

Diese Form befindet sich an der Westseite des Kammes der Loh Sp. im Gebiete des Silbertales.

Wie Fig. 17 schematisch vorführt, finden sich hier drei schräge Felsterrassen übereinander ausgebildet.

Diese schrägen Terrassen tragen die Weideflächen der Gritsch Alpe und machen sich weithin durch ihre regelmäßige Formung bemerkbar.

Die Terrassen fallen gegen das Tal der Wasserstuben Alpe ab. Jenseits dieses Tales erhebt sich der Mittagstein, welcher an seinem Gipfel durch eine breite, rauhwellige Verebnung abgeschnitten erscheint.

Der Höhenunterschied zwischen der kantigen Lob Sp. und dieser alten Gipfelverebnung weist auf einen Betrag von 500 bis 600 *m* hin und ist vielleicht mit einer relativ jungen Abbiegung zu erklären.

Zusammenfassung.

Der Rückzug des Illgletschers der Würmeiszeit ist durch Blockmoränen in vielen Einzelheiten sorgfältig festgehalten. Wir begegnen an der Südseite des Walgaues zwischen Feldkirch und Bludenz einem reichen, erratischen Blockmaterial vor allem aus Silvrettagesteinen, das von zirka 1200 *m* Höhe bis zur Talsohle hinab verstreut liegt.

Diesem Stand des Illgletschers im Walgau von zirka 1200 *m* Höhe entspricht im Montafon ein großer Längswall an der Südseite der Davenna Gruppe oberhalb Bartholomäberg, der sich in einer Höhe von etwa 1400 bis 1600 *m* erhalten hat. Auf einer Strecke von über 4 *km* Länge läßt sich dieser stellenweise sogar doppelläufige Wall verfolgen, was als eine besondere Seltenheit zu erwähnen ist.

Dieser Stand des Würmgletschers entspricht jedoch bei weitem nicht dem Hochstand der erratischen und der geschliffenen Grenzen, die z. B. gerade im Bereich der Davenna Gruppe noch um zirka 200 *m* über den großen Längswall emporreichen.

Die durch dieses Blockwerk und den Längswall angezeigten Stände des Illgletschers entsprechen daher nicht dem Hochstand der Würmeiszeit, sondern bereits wesentlich gesenkten Rückzugständen.

Im Walgau kann man das Abschmelzen des Illgletschers fast schrittweise von einer Höhe von zirka 1200 *m* bis zur Talsohle bei Bürs auf zirka 600 *m* herab verfolgen.

Auf der ganzen Strecke vom Saminatal bis ins binterste Montafon ist nirgends ein Zusammenliegen der Moränen des Illgletschers mit gleichzeitigen Moränen der benachbarten Seitengletscher von Rätikon und Silvretta zu beobachten. Der abschmelzende Illgletscher lag im Gegenteil als sperrender Eiswall vor den bereits aperen Rätikontälern, in welchen Stauseen entstanden, die größtenteils mit lokalem Schutt verlandet wurden.

Die Meinung, daß die Seitengletscher mit dem abschmelzenden Hauptgletscher in Zusammenhang blieben, ist daher irrtümlich. Das Eis des Illgletschers lag noch lange im Walgan, als die Seitengletscher des Rätikons sich schon weit in ihre Heimattäler zurückgezogen hatten.

Aus dem Befund der räumlichen Trennung des abschmelzenden Hauptgletschers und der weit zurückliegenden Endmoränen der benachbarten Seitengletscher kann man über das zeitliche Verhältnis von Haupt- und Seitengletschern noch nichts aussagen. Wenn wir aber aus dem Walgau ins Montafon eintreten, so erkennen wir da, daß die heute vorliegenden Endmoränen der Seitengletscher nicht gleichzeitig mit dem Illgletscher gewesen sein können, da sie ganz bis ins Haupttal ungehemmt herabsteigen.

Das ist zur Zeit der Anwesenheit des Illgletschers natürlich ausgeschlossen. Damit ist die Frage nach dem Altersverhältnis der Lokalmoränen zu dem abschmelzenden Illgletscher entschieden.

Die Endmoränen der Lokalgletscher sind von den Rückzugsständen des Hauptgletschers völlig unabhängig und gehören zu einer eigenen, jüngeren Vereisung, für welche ich den Namen „Schlußvereisung“ vorgeschlagen habe.

Ein weiteres Ergebnis unserer Untersuchung ist dann die Einsicht, daß die Lokalvergletscherung vom Rande des Rätikons gegen das Rheintal hin in die Eiswelt der Silvretta ungefähr dieselben Ausmaße zeigt, ja im Rätikon im Durchschnitt sogar größere Moränenmassen hinterlassen hat.

Dieser Zustand ist nur verständlich, wenn es sich dabei um eine frische Vergletscherung eines vorher aperen Gebirges handelt. Wären in der Silvretta im Hintergrund des Montafon noch große alte Würmeismassen vorhanden gewesen, so hätten die Silvrettagletscher bei einem Vorstoß einen wesentlichen Vorsprung gegen die Rätikongletscher besessen und es hätte nicht zur Ausbildung einer so gleichmäßig verteilten Lokalvergletscherung kommen können.

Also können wir das Urteil festhalten, die Würmvergletscherung hatte das Gebirge völlig freigegeben und erst diese apere Bergwelt wurde dann der Schauplatz der Schlußvereisung, welche die Alpen neuerdings mit Tausenden von Lokalgletschern schmückte.

Diese gewannen nicht mehr die Kraft, sich zu großen Talgletschern zusammenzuschließen.

Jedenfalls boten aber die Alpen in der Schlußvereisung einen seltsam großartigen Anblick und eine Eisraumgliederung von unvergleichlicher Mannigfaltigkeit und höchster Pracht.

Zum Schlusse habe ich noch der Direktion der Vorarlberger Illwerke A. G. in Bregenz herzlich für eine freundliche Subvention zu danken, welche für den Druck dieser Arbeit verwendet werden konnte.



Ansicht der Südseite der Versail Sp.

(Von der Direktion der Vorarlberger Illwerke A. G. zur Verfügung gestellt.)

Die Schrägterrasse der Tafamunter Alpe, auf welche sich der Felssturz ergossen hat, ist deutlich zu erkennen. Auf der obersten Verflachung steht rechts vom Felsabbruch das Versail Haus.

Das Bild reicht im Vordergrund rechts vom Einschnitt des Verbella Baches bis zum Schuttkegel von Gaschurn links.

Die Quartärablagerungen im Silbertal.

Von Otto Reithofer.

(Mit 1 Karte i. M. 1:25.000.)

Die hier folgende Abhandlung ist eine unmittelbare Fortsetzung der im Jahrbuch 1933 erschienenen Arbeit „Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses“. Das hier zu besprechende Gebiet umfaßt das Silbertal mit seinen Nebentälern und die Hochjoch-Kapelljochgruppe (siehe Taf. V), die bei der Neuaufnahme des kristallinen Anteils von Blatt Stuben in den Jahren 1930—1934 begangen wurden. O vom Kristbergsattel verläuft die Grenze des Gebietes über Ganzeleita—Mittagstein zu P. 2417, von hier nach S über Glattingratkopf—Westl. Eisentalersp. zu P. 2741, von hier nach O über Östl. Eisentalersp.—Wildebene zu den Pflunspitzen, von hier über Gafluner Winterjöchl nach S zu P. 2674 und von hier wieder nach O zum Trostberg. Die O-Grenze zieht von hier über Silbertaler Winterjöchl—Wannenkopf zum Valschavielkopf und die S-Grenze führt von dort über Fanesklakopf—Schwarze Wand—Madererspitz—Tollespitz—Lutterseeberg—Dürrekopf—Roßberg—Pizzeguter Grat zum Geisterspitz und folgt dann dem Laufe des Zamangbaches nach St. Gallenkirch. Gegen SW bildet die Ill die Grenze. W des Kristbergsattels konnte das Gebiet nach N nur bis zu der von Kristberg über Innerberg—Fritzensee—Außerfritzentobel nach Zwischenbach im Montafon verlaufenden Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin begangen werden.

Die orographischen Verhältnisse des Gebietes wurden schon in den Beiträgen zur Geologie der Ferwallgruppe II (7¹) kurz umrissen. Über die Quartärablagerungen des Gebietes ist, abgesehen von einer kurzen Bemerkung bei H. Wehrli (9, S. 438), bis jetzt noch nichts veröffentlicht worden.

An zahlreichen Stellen des Gebietes sind die Wirkungen der Glazialerosion gut zu erkennen. Schöne Schliflächen finden sich im Feldspatknoten führenden Phyllitgneis am Weg von Schruns nach Bartholomäberg WNW ober P. 766 und O P. 980 und S unter P. 979 (NO ober Schruns). Widerstandsfähigere Felspartien treten vielfach als eisüberschliffene Rundhöcker oder Felsleisten hervor, wie z. B. P. 1018 SSO von Unterbuchen und der Hügel bei P. 1103, O von Bartholomäberg, auf dem das Gasthaus Fernblick steht.

Außerhalb der N-Grenze des Gebietes ist der Buntsandstein am neuen Weg zwischen Außerfritzentobel und O Außerböden stark abgeschliffen.

Gute Gletscherschliffe sind am neuen Weg von Kristberg ins Wasserstubental ober Oberbuchen und Jonten und an anderen Stellen nicht nur im Schiefergneis, sondern auch im Muskowitaugengneis erhalten, ferner in der Umgebung von P. 1176 (SO von Unterbuchen), unter Jonten und an den Hängen zwischen der Litz und „Auf der Platte“. Weiters kommen Schli-

1) Die Zahlen beziehen sich auf die Nummern des Literaturverzeichnisses.

flächen im Biotitfleckengneis NO unter der Gieseln Alpe, an Rundhöckern in den Gräben O P. 2053 und an den Hängen darüber (O Ob. Gaflunaalpe, mitunter deutliche Rillen), in der Umgebung von P. 2202 (SO Lobspitze), an zahlreichen aus Augengneis bestehenden Rundhöckern des Gaflunatales, OSO von P. 1392 (O Unt. Gaflunaalpe) mit WNW—OSO verlaufenden Rillen, im Kar NO unter Dürrekopf erst unter 2200 m, N unter dem See NW Dürrekopf, unter der großen Moräne NO unter dem Mittagsjoch, auf der S-Seite von P. 1591 (N Hinter Kapellalpe), ober der Montafoner Straße NW Dörfle, bei den nördlichsten Häusern der Livina Maiensäb, auf der Danafreid Maiensäb und vielen anderen Orten vor.

Ein großer Teil der teils kleineren, teils größeren Seen des Gebietes verdankt seine Entstehung der Glazialerosion. Der See am „Wilden Ried“ ist schon größtenteils vermoort. Im östlichen Teil wurde er durch einen kleinen Schuttkegel zugeschüttet. Auch der ganz kleine See bei P. 1862, O von Im Mutt, der auf einer deutlichen Verebnung liegt und der See N P. 1879 (Fresch Alpe) sind fast ganz vermoort. W P. 2274 (West), ONO der Ob. Gaflunaalpe, liegt in zirka 2260 m ein See, in dessen Umgebung die Felsen in wunderbarer Weise vom Eis abgeschliffen sind. Hier zeigt sich wieder deutlich, daß der Gletscher nicht den Riegel wegschleift, sondern daß er oberhalb und unterhalb des Riegels eintieft, wodurch dieser noch viel deutlicher wird. Die kleinen Seen NW (in zirka 2360 m) und WSW davon, der SW vom Gafluner Winterjochl und der NW unter dem Lutterseeberg (in zirka 2300 m) liegen in glazialen Felsbecken, die drei kleinen Seen WNW von P. 2264 (WSW Trostberg) in einer durch Auswitterung entstandenen und vom Eis überschliffenen längeren Furche. Auch der See ONO unter P. 2426, SSO der Eisentalersp., die beiden kleinen, durch Moränenschutt getrennten Seen ONO Lutterseeberg in zirka 2170 m und der große See am N-Fuß des Pizzegutergrates in zirka 2050 m sind nicht in der Karte eingetragen. Die Karte ist hier und bei dem NW unter dem Dürrekopf liegenden See ganz falsch. Der obere See liegt in zirka 2180 m und nicht, wie die Karte angibt, in zirka 2240 m. Der Herzsee ONO unter dem Kapelljoch liegt in einem ganz flachen glazialen Felsbecken und der viel größere Schwarzsee S P. 2022 (NW Hochjoch) in einer tieferen Felswanne. Das N-Ufer dieses Sees ist stark abgeschliffen und in seinem östlichen Teil (SO P. 2022) findet sich eine schön ausgeschliffene Rinne, die ganz den allerdings viel größeren Eisgleitrinnen der Südtiroler Dolomiten (1, S 254 bis 259, und 2, S. 42—44) gleicht, die auch im Rätikon vorkommen. N unter P. 739, O Schruns, handelt es sich wahrscheinlich um ein glaziales Becken. In den aus Muskowitaugengneis bestehenden eisüberschliffenen Felsriegel SO der Gieselnalpe hat sich die Litz tief schluchtartig eingeschnitten. Das dahinterliegende verlandete Felsbecken ist wohl das größte des Gebietes.

N vom Glattingratkopf findet sich am Grat NW. unter P. 2417 in zirka 2360 m ein ganz kleines Vorkommen (weniger als $\frac{1}{2}$ m²) einer nur wenige Zentimeter mächtigen Gehängebreccie, deren kleine eckige Stücke aus einem feinkörnigen, dort anstehenden Granitgneis bestehen, der dem Biotitgranitgneis (7, S. 240) ähnlich ist. Als Bindemittel tritt Kalzit und eine rostig anwitternde Eisenverbindung auf. Spuren von Gehängebreccien sind in der Ferwallgruppe sehr selten. Dieses Vorkommen ist aber auch wegen seiner Lage auf einem hohen schmalen Grat bemerkenswert. Vielleicht ist diese Gehängebreccie interglazial oder noch älter.

Während im östlichen Teil der Ferwallgruppe Grundmoränen aus der Würmeiszeit fast ganz fehlen, sind sie im westlichen Teil nicht so selten. In kristallinen Gebieten, in denen Kalke und Marmore und andere Sedimentgesteine vollkommen fehlen, sind auch die Grundmoränen nie so typisch entwickelt wie in kalkalpinen Gebieten. Nur sehr selten finden sich unter Geröllen aus kristallinen Schiefnern gekritzte Geschiebe, die wohl nie so typisch sind wie z. B. gekritzte Kalkgeschiebe.

In großer Ausdehnung und Mächtigkeit stehen Würinggrundmoränen ober Silbertal an, was schon H. Wehrli (9, S. 438) erwähnt. Sehr gut ist die hellgraue aus feinem Material mit wenig Geröllen bestehende Grundmoräne in dem großen frischen Anbruch W des zweiten Grabens W Silbertal abgeschlossen. Die Abgrenzung der Grundmoränen gegen die Moränen der Schlußvereisung ist besonders im äußeren Teil des Silbertales sehr schwierig, da letztere hier vielfach aus ähnlichem Material bestehen, häufig auch die Grundmoränen überkleiden und da außerdem gute Aufschlüsse meist fehlen. Ein paar gute Aufschlüsse in der ziemlich feinen, meist lehmigen Grundmoräne finden sich am neuen Weg N und NNW von P. 1446, OSO Kristberg. Am Bartholomäberg, besonders aber bei Außer- und Innerfritzentobel ist die Bedeckung durch Grundmoräne vielfach ganz gering, da das Anstehende an zahlreichen Stellen zutage tritt. SW unter P. 781, O Zwischenbach, gut bearbeiteter Moränenschutt. Weitere Aufschlüsse von typischer Grundmoräne sind in einem kleinen Graben O P. 1056 (Lutzer, ONO Schruns), auf der rechten Seite des Baches O ober Stiefen (mächtige, sandig-lehmige Moräne), im zweiten Nebengraben S P. 1441 (N Starke Eck), O von P. 1441, am neuen Weg ins Wasserstübental SW P. 1451, am neuen Weg im Graben N der Gritsch Alpe und W der Ob. Gaffunaalpe. Bei allen diesen Aufschlüssen nur kleine, vielfach gut gerollte Geschiebe.

S. von P. 739, O Schruns, läßt sich eine Talverlegung nachweisen. Das Bett der Litz verlief früher S dieses Punktes in NO—SW-Richtung gegen Schruns, wurde später wohl schon durch die Grundmoränen der Würmeiszeit (feines Material) verbaut, auf die sich dann wahrscheinlich noch Moränen des Silbertaler Schlernstadiums legten. Während sonst am Ausgange der Seitentäler des Montafon mehrfach Moränenwälle liegen, fehlen hier Wallformen völlig. Die Litz hat sich seither etwas weiter nördlich ziemlich tief in die Phyllitgneise eingeschnitten. Ein weiteres epigenetisches Talstück ist bei P. 1018, SSO von Unterhuchen, vorhanden. NW dieses Punktes liegt typische Grundmoräne, die wohl den alten Bachlauf verbaut hat. Auf der SW-Seite von P. 1018 liegen Gehängeschutt und Bergsturzböcke. Auch hier hat sich die Litz etwas nördlich davon beträchtlich in die Phyllitgneise eingeschnitten.

In der Umgebung von P. 789, NNO ober Schruns, liegen mehrere große erratische Amphibolitblöcke (7, S. 232). Außer diesen trifft man hier häufig kleinere bis zu $\frac{1}{2}$ m große, meist gut gerollte Blöcke verschiedener kristalliner Gesteine an. S unter P. 875, O Kloster Gauenstein, liegen einige große Biotitgranitgneisblöcke. Beim Kloster finden sich unter den aus Phyllitgneis bestehenden Bergsturzböcken einzelne erratische Blöcke. Auf den ganzen Hängen zwischen Schruns und Bartholomäberg und W und NW davon bis St. Anton liegen häufig kleinere und größere Erratika verstreut. Bei einem größeren Teil dieser Geschiebe handelt es sich um sicheres Silvrettakristallin

(nicht aus dem Silbertal stammend). Dieses ist durch das Auftreten von Amphiboliten mit Pseudotachyliten und von Biotitaugengneisen leicht zu erkennen, da diese Gesteine in der Ferwallgruppe nicht auftreten.

Zirka 300 *m* W von Kristberg liegen ober dem Weg zwei große Muskowit-
augengneisblöcke mit rötlichen Feldspatungen (7, S. 230), die wohl nur durch
den Gletscher von dem mehr als 500 *m* O von Kristberg liegenden Verrukanovorkommen
hierher gebracht worden sein können. Daneben liegen kleinere
Blöcke von weißem Muskowitaugengneis und Schiefergneis.

Alle hier erwähnten erratischen Geschiebe können nur während einer
Großvergletscherung in ihre heutige Lage gebracht worden sein. Wahr-
scheinlich wurden sie aber erst beim Rückzug der Würmvergletscherung abge-
lagert.

Etwas N des Hügels bei P. 1103, O von Bartholomäberg, steht in einem
kleinen Aufschlusse ganz schlecht gerollter Schotter an, der vielleicht aus
umgeschwemmter Grundmoräne besteht.

Schotter aus dem Riß-Würm-Interglazial kommen in diesem Gebiete
nicht vor. Die Schotter am Silbertaler Winterjochl, die der eisfreien Zeit
zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung angehören, wurden schon früher
(4, S. 217—236, und 6, S. 70—78) ausführlich beschrieben.

Am S-Ufer des Schwarzen Sees O der Fresch Hütte liegen spärliche
Schotterreste. In der Umgebung der Fresch Hütte sind fünf kleinere Schotter-
vorkommen (Taf. V), weiter westlich, NW unter P. 1550 findet sich ein größeres.
N der Dürrwald Alpe stehen am rechten Ufer der Litz in größerer Ausdehnung
Schotter an. In den hauptsächlich feineren Schottern sind Amphibolit-
gerölle, die nur aus dem Schönferwall- und Ochsenalpe stammen können, gar
nicht selten. In diesen Schottern sind zwei deutliche Erosionsterrassen erhalten,
die z. T. vermoort sind. Am NW-Rande des Vorkommens überragen einige
Schotterhaufen die obere Terrassenfläche um mehrere Meter. Sie reichen
hier bis gegen 10 *m* über den Bach hinauf. Die Lagebeziehung der Schotter
zu der W davon liegenden Blockmoräne ist nicht zu ermitteln. Weiter W
auf der gleichen Bachseite kleines Schottervorkommen. W der Einmündung
des Gaflunabaches in die Litz breiten sich diese Schotter besonders auf der
linken Seite der Litz weiter aus (Taf. V). W der Unt. Gaflunaalpe ist in diesen
Schottern eine größere Erosionsterrasse erhalten. Auf der S-Seite des Fahr-
weges etwa 500 *m* W der Alm reichen kleine Schotterreste bis 7.5 *m* über
die Terrassenoberfläche empor. Hier und an verschiedenen anderen Stellen
sind die Schotter z. T. ziemlich stark konglomeratartig verfestigt. O davon
sind stark zerschnittene Reste einer höheren Schotterterrasse vorhanden,
die ungefähr bis zum Weg heraufreicht, aber noch tiefer liegt als die vorher
erwähnten Schotterreste. O der Unt. Gaflunaalpe liegt S der Brücke über
die Litz ein großer, mehr haufenförmiger Schotterrest, der 10.8 *m* ober den
Bach, bzw. 6 *m* über die Schotterterrasse emporragt.

Die zwischen der Fresch Hütte und der Ronnenalpe zerstreut liegenden,
heute stark erodierten Schotterreste gehörten früher wohl einer einheitlichen
Schotterdecke an, deren Alter im Silbertal allerdings nirgends näher bestimmt
werden kann. Vielleicht handelt es sich hier um eine mit den Schottern des
Ferwall- und Schönferwalltales (4) korrespondierende Ablagerung. Dafür
spräche auch die gleiche Art der Verfestigung dieser Schotter.

OSO von P. 897 sind im Silbertal Reste jüngeren, großenteils schlecht gerollten Schotters erhalten. SW von P. 791, NO Hölle, liegt auf der linken Seite eines kleinen von N kommenden Nebenbaches über Phyllitgneis, mehrere Meter über der Litz, ein kleiner Rest von jungem, ungeschichteten sandigen Schotter.

SO von Battmund erhebt sich über die rezente Talaufschüttung der III eine deutliche Schotterterrasse. Reste dieser Terrasse finden sich auch auf der gegenüberliegenden Seite bei Kreuzgasse. Diese wohl ganz jungen Schotter überragen die Illalluvionen in gleicher Weise wie die O von Dalaas die Aufschüttungen der Alfenz (5, S. 187).

In diesem Teil der Ferwallgruppe ist heute nur mehr ein kleines Firnfeld mit N-Exposition SSW des Gafluner Winterjöchels W unter P. 2674 erhalten, das nach dem Stande vom Sommer 1930 zwischen zirka 2600 und 2490 m liegt. Für die Altersbeurteilung der häufig gut erhaltenen Moränenwälle geben uns außer diesem Firnfeld auch die heutigen Vergletscherungsverhältnisse im benachbarten Pfluntal und im Maroi- und Nenzigastal (5, S. 174/175) gute Anhaltspunkte. E. Richter gibt auf einer Karte (8, Taf. 4) für diesen Teil der Ferwallgruppe die Höhe der Schneegrenze mit 2600 m an. Da es sich bei diesem Firnfeld nicht um einen Schluchtgletscher handelt und auch die Zufuhr von Lawinschnee hier nicht bedeutend sein kann, dürfte auch die heutige Schneegrenze in diesem Gebiet nicht allzu hoch über 2600 m liegen.

Auch in diesem Teil der Ferwallgruppe bedeckt der nur morphologisch erkennbare Moränenschutt, der ausschließlich der Schlußvereisung angehört, große Flächen (Taf. V). Aber auch hier treten die aus dem Talhintergrund stammenden Moränenmassen fast ganz gegen die von den Talseiten herunterkommenden zurück.

Um die Beschreibung des Moräneninhaltes der einzelnen Täler und Kare möglichst kurz und übersichtlich zu gestalten, werden im folgenden die schon früher benutzten Abkürzungen (5, S. 175) wieder verwendet. Moränenwälle mit gut erhaltenen Formen werden mit E₁ bezeichnet und solche mit undeutlichen verwaschenen Formen mit E₂. Für aus feinerem Schutt bestehende Moränen wird die Bezeichnung g, für solche aus mittelgrobem Schutt mg und für solche aus größerem Blockwerk G verwendet. Moränen, die die Form einer Gletscherzunge besitzen, werden als „zungenartige“ oder „zungenförmige“ Moränen (4, S. 230, und 5, S. 175) bezeichnet. Ferner ist noch zu beachten, daß alle Moränen, bei denen keine Angaben über die Bewachsung gemacht werden, gut bewachsen sind.

In der beiliegenden Karte (Taf. V) wurden alle sicher erkennbaren Moränenwälle des Gebietes dargestellt. Ebenso wurden Moränenschutt, Gehängeschutt, Schuttkegel und Grundgebirge ausgeschieden. Die vermutliche Ausdehnung der Vergletscherung der verschiedenen Stadien wurde absichtlich nicht eingetragen, einerseits um die Karte nicht zu unübersichtlich zu gestalten, andererseits um die Karte von allen unsicheren und unkontrollierbaren Vermutungen freizuhalten.

Während die Hochjoch-Kapelljochgruppe ziemlich arm an Moränenwällen ist, sind diese in den Karen auf der S-Seite des Silbertales zwischen dem Schönferwalltal und dem Grasjoch noch in großer Anzahl erhalten. Ähnlich ist es im Wasserstubental, in dessen oberen Teil auch einige längere Uferwallstücke auftreten.

Das Wasserstubental und das Gebiet der Gritsch-Alpe.

N unter P. 2614 (Hochburtscha) liegt zuoberst unter 2300 *m* ein etwas bewachsener Stirnwall (E_{2g-G}). W davon ebensolche zungenförmige Moräne, beide sind frührezent. N darunter zwischen 1950 und 2000 *m* größerer Daunstirnwall (E_{2g-G}), W davon zwei lange linke Uferwälle (E_{2g-G}). Die übrigen Wälle ($g-G$) sind alle ziemlich undeutlich, besonders im östlichen Teil. Der weiter O liegende fast unkenntliche Rest eines rechten Uferwalles und die drei Wallstücke (E_{1g-mg}) weiter N sind mit den Stadien bei der Ob. Wasserstuben Alpe zu verbinden. In gleicher Weise sind auch die auf der W-Seite liegenden drei kleinen linken Uferwallstücke (das südliche E_{2g-mg} , die beiden anderen E_{1g-mg}) zu verbinden.

SSO ober der Ob. Wasserstuben Alpe liegen zwischen 1800 und 1940 *m* drei Uferwallstücke (E_{2g-mg}), von denen das rechte vorne in einen Stirnwall umzubiegen beginnt. Darunter Wallstück (E_{2g-G}) und weiter N längerer ebensolcher rechter Uferwall. Diese Wallstücke vermitteln zu den bei der Ob. Wasserstuben Alpe liegenden Gschnitz-II-Wällen. Der Rückzug des Gletschers vollzog sich hier in mehreren kleinen Halten, so daß hier eine schärfere Trennung von Gschnitz-II- und Daun-Moränen nicht möglich ist.

WNW unter der Ob. Wasserstuben Alpe liegt in zirka 1640 *m* ein in der Mitte vom Bach zersägter Stirnwall (E_{1g-G}) mit linkem Uferwall. Darüber auf der linken Seite Wallrest (E_{2g-G}). Weiter oben stark zersägter Stirnwall mit linkem Uferwall, der wohl mit dem Wallstück ONO unter P. 2056 und den früher erwähnten Seitenwallresten zusammengehört. Darüber zwei weitere Stirnwälle mit Blöcken. Auf dem oberen, etwas besser erhaltenen (mit deutlichem Rückfall gegen den dahinterliegenden Stauboden) steht die Ob. Wasserstuben Alpe. Der lange rechte Uferwall (E_{2g-mg}) SO ober der Alm macht sich nur durch einen Profilknick bemerkbar. Er wurde in seinem vorderen Teil ebenso wie die drei Stirnwälle auf ihrer östlichen Hälfte durch den von O kommenden Bach etwas zersägt und verschüttet. Der kleine, aus dem Bachschutt herausragende Moränenrest ($g-G$) NNO ober der Alm gehört wohl noch zum rechten Uferwall. Hinter der Alm ragen zahlreiche \pm gut erhaltene Wallstücke (E_{2g-G}) über die Aufschüttung empor. NW von P. 1779 eine kleine zungenförmige Moräne (E_{2g-mg}) und eine große (E_{1g-G}), beide von NO kommend, wohl etwas jünger als die Stirnwälle bei der Alm.

Auf der W-Seite von Hochburtscha liegt ein von S kommender Daunstirnwall (E_{2g-G}) ONO unter P. 2174. Auf der O-Seite finden sich von O kommende Daunmoränen WSW unter dem Glattingratkopf und im Tal O ober der Ob. Wasserstuben Alpe. W unter P. 2164 sind drei rechte Uferwälle ($g-mg$) gut erhalten und ein Teil eines Stirnwalles (E_{2g-mg}). S davon ebensolcher größerer Stirnwall. Am Fuß der beiden Wälle kleine Aufschüttung, durch Moränenschutt ($g-G$) gestaut. W darunter ganz verwaschene kleine Wallreste ($g-mg$). WNW unter P. 2169 größerer Stirnwall (E_{2g-mg}), oben von grobem Blockwerk überlagert, auf dem ein undeutlicher U-förmiger Blockstirnwall liegt. W und S davon Stirnwälle (E_{1g-G}). SO darüber, NW unter P. 2755, liegt über 2200 *m* ein frührezentierender Stirnwall (E_{2g-G}), NO davon ganz kleiner ebensolcher Wall und NW davon kleiner Seitenwall (E_{1g-mg}). Drei noch etwas jüngere Stirnwälle (E_{2g-G}) finden sich W unter dem Glattingratkopf über 2400 *m*.

Ungefähr S unter P. 1768 liegen im Wasserstubental zwei zungenförmige Blockmoränen (E_{2g} -G) und dahinter noch zwei undeutliche Blockwälle, die alle etwas älter als Gschnitz II sind.

O unter Wilde Ried liegen neben dem Bach drei rechte Uferwälle (E_{1g} -mg) des Wasserstubentalgletschers mit Gschnitz-I-Alter. Der nördlichste Wall ist in seinem oberen Teil reich an Blöcken. Weiter talaus ist auf der linken Seite S P. 1441 ein Teil eines Seitenwalles (E_{1mg}) erhalten. Zwei etwas ältere rechte Uferwälle (E_2 G) liegen NNO ober P. 1441, und N davon ein Wallstück (E_{2g} -G). Auffällig ist hier das Auftreten zahlreicher Biotitfleckengneisblöcke, die nur aus dem obersten Teil des Wasserstubentales stammen können.

Bei den Maiensässen S unter P. 1441, O Starke Eck, liegen größere Moränenmassen (g-mg) als ganz zersägte Reste früherer Stadien. Etwas jünger als die Gschnitz-I-Wälle dürften die von O herabreichenden zungenförmigen Moränenmassen O P. 1441 (g) und zwischen P. 1451 und P. 1513, die von NW kommende Moräne NNO ober der Unt. Wasserstubenalpe und die SW der Alm sein, alle (E_{2g} -G). Am steilen Weg zur Gritsch Alpe ist der Moränenschutt O ober P. 1441 unter 1560 m auf einer Fläche von einigen Quadratmetern in gleicher Weise verfestigt wie die Schotter im Schönferwalltal.

W unter P. 2056 in 1820 m zungenförmiger Stirnwall (E_{2g} -G). Die darunterliegenden ganz kleinen und größeren Wälle (E_{2g} -G) haben wohl Gschnitz-II-Alter. S davon zungenförmige Moräne (g-G) mit kleinem Wallrest (E_2). Ungefähr gleiches Alter dürften auch der Blockstirnwall (E_1 G) NO unter dem Mittagstein und die mehr zungenförmige Moräne (E_2 G) NW unter diesem Gipfel haben.

SO ober P. 1451 in 1800 m linker Uferwall (E_{2g} -G). Der dazugehörige rechte ist fast nicht mehr erkennbar. Im ersten Graben N unter P. 1806 größere Moränenmasse (g), die auf beiden Seiten etwas wallförmig ist. Beide Moränen sind wohl Ablagerungen schmaler Gschnitz-II-Gletscherzungen. Einer ähnlichen, etwas jüngeren Zunge verdankt der Blockstirnwall (E_1 G) mit den langen Seitenwällen N unter P. 2013 seine Entstehung. Darüber über 1960 m gewaltiger Daunstirnwall (E_{1g} -G) mit großem, langen linken Uferwall, der in 2000 m aus zwei Wällen besteht, die oberhalb und unterhalb davon zu einem Wall verschmolzen sind. Außerhalb des Uferwalles OSO von P. 2013 ganz kleiner Wallrest (E_{2g} -mg) und darüber größerer Seitenwall (E_{2g} -G). Im Innern ist die Moräne stellenweise reich an großen Blöcken. Zuerst zwei kleine, mehr zungenförmige Stirnwälle (E_{2g} -G). Die zwei U-förmigen Stirnwälle darunter und die übrigen Wallformen innerhalb der großen Moräne = (E_{2g} -G). Dem großen Wall sind auf der linken Seite zwei kleine Wallstücke (E_{2g} -G) und etwas W davon noch zwei weitere (E_{2g} -mg) vorgelagert.

Kleiner Daunstirnwall (E_{2g} -mg) über 2000 m W unter P. 2174. W unter P. 2142 Stirnwall (E_{2g} -G) mit rechtem Uferwall und dahinter kleine undeutliche Wallreste. W davon ein sehr hoher Stirnwall (E_{1g} -G), der bis zu einem in zirka 1970 m Höhe in Moränenschutt liegenden See hinabreicht. Nur auf der linken Seite zeigt sein Uferwall einen kleinen Rückfall, der weiter N verschwindet, weil er von einem Stirnwall (E_{2g} -G) überfahren wurde. N davon drei kleine Wallstücke (E_{2g} -mg). N des gegen 90 m langen Sees kleiner Wall (E_{1g} -mg). Der vom See nach S reichende Moränenschuttstreifen ist viel zu lang eingetragen, da die Karte hier stark verzerrt ist. O darüber,

SW P. 2189, Daunstirnwand (E_{2g} -G). Etwas älter ist der ganz verwaschene Wallrest (g -G) O ober der Gritsch Alpe und das linke Uferwallstück (E_{2g} -G) SO ober der Alm.

N unter P. 1977 kleiner Stirnwand (E_{2mg}). O dieses Punktes zwei kleine Wälle (E_{2g} - mg) übereinander. Der größere Wall darüber auf der O-Seite (E_1) auf der W-Seite weniger deutlich. Die obersten drei Wälle (E_{1g} - mg), die übrigen (E_{2g} - mg). Die untersten Wälle sind wohl etwas älter als Daun, die andern haben Daunalter.

Frührezentes Alter hat der über 2200 m liegende Stirnwand SO ober P. 2189 und die Wälle SSO und SO ober P. 2142, alle (E_{2g} -G).

Das Gafllunatal.

Am N-Rande des einzigen kleinen Ferners des Gebietes W unter P. 2674, SSW vom Gaflluner Winterjöchel, liegen zwei unbewachsene rezente Stirnwälle (E_{2g} -G), die sich auf der W-Seite zu einem Wall vereinigen. Auf der O-Seite darunter etwas bewachsener, wohl 1850er Moränenschutt mit undeutlicher Wallform. Der frische Blockwall N unter dem Mutberg in zirka 2460 m ist wohl noch jünger.

Am Kamm weiter W, in 2350 m W unter P. 2400, beginnt ein deutlicher Doppelgrat. Auf einer größeren Strecke ist der südliche Grat höher, während der nördliche einen geraderen Verlauf hat und viel schärfer ist. Zirka 250 m O von P. 2209 wird der südliche Grat niedriger als der nördliche und verbreitert sich stark. Etwas W unter P. 2209 verlaufen am Kamm bereits vier Grate eine größere Strecke gegen W.

SW ober dem Gaflluner Winterjöchel drei kleine, wenig bewachsene Stirnwälle (mg), W davon kleiner Wall (E_2). W unter P. 2495 in zirka 2400 m kleiner Stirnwand und darauf frisches Blockwerk. NW darunter ein kleiner und ein großer Blockstirnwand. Unter dem großen liegt frischerer Blockmoränenschutt, der von oben über den Wall hinuntergelangt ist. Auf einem Felsrücken SW davon langer Wall (E_{2g} -G). NNW unter dem Mutberg in zirka 2300 m Stirnwand (g -G). NO unter diesem Gipfel in 2400 m Blockstirnwand, darunter haufenförmige Blockmoräne, auf der W-Seite etwas zungenförmig, beide spärlich bewachsen. Alle diese von S kommenden Moränen sind rezent bis frührezent, ebenso die von N kommenden Moränen auf der W-Seite des Gaflluner Winterjöchels. W unter P. 2343 eine große und eine kleine wenig begrünte Blockstirnmoräne. W davon ein auf der O-Seite undeutlicher Blockstirnwand, auf der W-Seite (E_1).

Die stark gegen N abbiegende Moräne W unter P. 2305 ist wohl ein rechter Uferwall (E_{2g} - mg) eines größeren von S oder SO kommenden Daungletschers. W darunter auf der linken Seite kleiner U-förmiger Stirnwand (E_1), weiter W kleines Wallstück und darunter, NNO unter P. 2412, ein linker und ein rechter Uferwall (E_{2g}) und darüber Reste eines weiteren rechten. NW unter P. 2400 über 2020 m größerer U-Stirnwand, darüber zwei kleinere Wälle und O davon etwas zungenförmige Moränenmasse, alle (E_{2g}). NNW unter demselben Punkte auf der linken Bachseite etwas zungenförmige Moräne, O davon kleiner Stirnwand (E_{2g} -G) und NNW unter P. 2412 ebensolcher U-Stirnwand. Auf der rechten Bachseite kleines Uferwallstück WNW unter P. 2305. S unter P. 2339 handelt es sich wohl um zwei rechte Seitenwallstücke (E_2) und O darüber um völlig verwaschene Wallreste, die alle einem von O kommenden

Gletscher angehören, während der kleine rechte Uferwall (E_{2g}) SSO unter P. 2426 und die zungenförmige Moräne mit dem kleinen Stirnwall darunter (beide E_{2g} -G) weiter W Reste kleiner von N herabhängender Eiszungen sind. NW darüber sind im Moränenschutt mehrere Wallformen erhalten, die aber nur durch die Erosion kleiner Bäche entstanden sind. Alle diese Moränen gehören dem Daunstadium an.

Das Gaflunatal hat von seiner Mündung bis zur Putzkammeralpe einen ziemlich steilen schluchtartigen Verlauf, während es von der Alm gegen O bis auf zirka 2100 m (S unter P. 2339) ganz allmählich ansteigt. O der Alm hat sich der Gaflunabach z. T. nicht unbeträchtlich in den eisüberschliffenen Talboden eingeschnitten. NW unter P. 1924, O der Alm, liegt eine Moräne (g-mg), die auf der N- und W-Seite wallförmig ist. Dahinter Teil eines Gschnitz-II-Stirnwalles (E_{2g} -mg). NNO unter P. 2045 in zirka 1760 m ein Teil eines ebensolchen etwas jüngeren Stirnwalles des Talgletschers. O der Alm sind die Rundhöcker z. T. etwas mit Moränenschutt verkleidet. Ob es sich auf der S-Seite des Baches um einen Teil eines linken Uferwalles (E_{2g} -mg) oder um eine Erosionsform im Moränenschutt handelt, ist nicht sicher zu entscheiden. NO und ONO ober P. 1392 sind zwei rechte Blockuferwallstücke (E_2 G) eines Gschnitz-I-Talgletschers mit reichlich erraticen Biotitgranitgneisblöcken erhalten. Das Gehänge ist hier wenigstens bis zum Weg hinauf mit erraticem Blockwerk überstreut, zu dem noch von N herabgefallenes hinzukommt.

S unter der Wildebene, O von P. 2339, ist ein kleines, aber deutliches Kar. SO unter der Östl. Eisentalersp. in zirka 2540 m kleiner Stirnwall (E_2), darüber frisches Blockwerk. Auf der O-Seite dieses Kars liegt zuunterst ein Stirnwall (E_{2g} -G), darüber zwei Wälle (E_{1g} -G) und W davon drei Wälle (E_{1g} -mg). S darunter kleiner längerer Stirnwall (E_2 G). Über dem kleinen See Stirnwall (E_{2g} -G) mit rechtem Uferwall. Alle diese Wälle haben rezentes bis frührezentes Alter.

Frührezente bis rezente Wälle im großen Kar SW unter der Östl. Eisentalersp.: S unter P. 2531 über 2300 m kleine zungenförmige Moräne (E_{2g} -G). S darunter großer rechter Seitenwall (E_{1g} -G) mit Stirnwall (E_2). O anschließend U-Stirnbogen (E_{2g} -G) mit langem linken Uferwall. O des langen zu P. 2274 (Ost) herabreichenden rechten Uferwalles (E_{1g} -G) endet die Blockmoräne S dieses Punktes gegen W wallförmig. Von P. 2274 (Ost) zieht ein Stirnwall (E_{1g} -G) gegen O. Ebenso ist der lange gegen SO reichende Wall, hinter dem ein kleiner Stauplan liegt. OSO desselben Punktes kleine, mehr zungenförmige Moräne und darunter kleiner Wall, beide (E_{2g} -G). Weiter S, SW unter P. 2426, ganz kleiner Stirnwall (E_{2g} -G). In diesem Kar wird der Eindruck erweckt, daß die Moränenwälle nicht unbedeutend älter seien als das dahinterliegende Blockwerk, das einem späteren Vorstoße angehören dürfte, der meist noch die Stirnwälle erreichte, mitunter sogar noch über diese hinausging, wie die heruntergestürzten Blöcke beweisen.

Dies gilt natürlich für die große Blockmoräne NO ober P. 2090 nicht, die zweifellos älter ist und wohl dem Daunstadium angehört. Auf ihrer O-Seite Uferwall (E_{1g} -G). Auf der W-Seite zieht ein langer Blockuferwall (E_1) hinab, der vorne in einen Stirnwall umzubiegen beginnt. SO darunter Seitenwallstück (E_{1g}). Außerhalb des langen rechten Uferwalles ein Wallstück (E_{2g} -G) und W davon undeutliche Spuren eines ebensolchen. Nahe NO ober P. 2090 hängt ein kleines Stück eines rechten mit einem Teil eines linken Uferwalles

zusammen, beide (E_{2g} -G). S unter P. 2274 (Ost) in zirka 2150 m Teil eines kleinen Stirnwalles (E_2) mit linkem Uferwall (E_{1g} -G). O davon längerer Uferwall (E_{2g} -G). W von P. 2090 zwei kleine Uferwallstücke (E_{2g} -G) und zwei weitere ebensolche N darüber. Für diese Moränen ist eine Senkung der Schneegrenze im Daunausmaß erforderlich.

Über dem kleinen See, WNW von P. 2274 (West), kleiner Stirnbogen (E_{1g} -G). Die übrigen Wälle darüber (E_2). O des kleinen Sees S unter P. 2741 großer Blockstirnwall (E_2), darunter längere undeutliche Wallreste (g -G). SSO unter P. 2614 in zirka 2260 m Stirnwall (E_{2g} -G), darüber haufenförmige Blockmoräne und über dieser über zirka 2340 m ein Stirnwall (E_{1g} -mg), der im östlichen Teil schlechter erhalten ist. SO darunter in zirka 2300 m Stirnwall (E_{2g} -mg). NO ober P. 2202 am Kamm kleiner rechter Uferwall (E_2 G) und O davon undeutlicher Rest eines weiteren Walles. Darüber zwischen 2330 bis 2340 m kleiner Blockuferwall (E_2 , nicht in der Karte!). NNW darüber in zirka 2400 m kleiner Stirnwall (E_{1g} -G), NW davon linker und rechter Uferwall (E_{2g}). Der eigentliche Stirnteil fehlt. NW ober P. 2202 kleiner Stirnbogen (E_{2g} -mg), darüber in zirka 2300 m ähnlicher Stirnwall. N davon ganz kleiner Stirnwall (E_{1g} -G), an den sich auf der O-Seite eine größere zungenförmige Moräne (E_{2g} -mg) anschließt. Zuoberst in zirka 2400 m ein Stirnwall (E_{1g} -G). S unter der Lobspitze über zirka 2240 m großer Stirnwall (E_{1g} -G), im Innern z. T. frisches Blockwerk. Darüber zwei kleine Wälle (E_{2g} -G). N davon über 2350 m kleiner Stirnwall (E_{1g} -G) und darüber ebensolcher Wall (E_2). O von P. 2219 in zirka 2230 m zwei kleine, wenig bewachsene Wälle (E_{2g} -mg). Diese Wälle sind alle frührezent bis rezent.

O von P. 2053 ein größerer rechter und linker Uferwall (E_{2g} -mg). Der dazugehörige Stirnwall wurde durch einen kleinen Bach zersägt. O davon ist die Karte unrichtig, da ein kleines deutliches Kar unter zirka 2070 m nicht enthalten ist. SSW unter P. 2202 kleiner Stirnwall (E_{2g} -mg). NO ober der Ob. Gafluaalpe in 2000 m kleiner Stirnbogen (E_2 mg). W der Alm ist deutlich der rechte Rand einer Moränenmasse (g -mg) erkennbar. N ober der Alm ist in zirka 2000 m eine kleine wallartige Böschung erhalten, die wohl einen kleinen Halt andeutet. NW ober der Alm über 2100 m rechter Uferwall (E_{2g} -mg) und Teil eines linken. Der dazugehörige Stirnwall ist z. T. nicht mehr erhalten. SW darunter U-Stirnbogen (E_{2g}), dessen westlicher Teil fast unkenntlich ist. O von P. 2197 in zirka 2090 m kleiner Stirnwall (E_{2g} -G). Darüber Rest eines noch schlechter erhaltenen ebensolchen. OSO unter P. 2219 in zirka 2170 m kleiner Wall (E_{2g} -mg), im oberen Teil von frischerem Schutt überlagert. Darüber noch schlechter erhaltener ebensolcher Wall. O davon zwei kleine Stirnwälle (E_{2g} -mg). Diese Moränen gehören wohl alle dem Daunstadium an.

Die N-Seite des obersten Silbertales.

N ober P. 2273 liegen zwischen 2300—2400 m drei Stirnwälle (E_{1g} -mg). WNW dieses Punktes zungenförmige Moräne (E_2 mg), W davon Teil eines ebensolchen rechten Uferwalles. Bei P. 2264 Teil eines kleinen rechten Seitenwalles (E_{1g}). O davon undeutliche mehr zungenförmige Moräne (g) und darüber Stirnwall (E_2 mg), von frischerem Blockwerk überdeckt. Weiter W Stirnwall (E_2 mg), unter dem ein kleiner Blockstirnwall (E_2) liegt. SO unter P. 2674 Blockstirnwall (E_2 G), darüber ebensolcher kleiner, der wenig bewachsen ist, und O davon in zirka 2440 m Stirnwall (E_{2g} -G). S unter diesem Punkt über

2400 m Blockstirnwand (E_2), von frischem Blockwerk überlagert. SSO unter P. 2674 über 2300 m rechter Uferwall (E_{2g-mg}), der über einer mehr zungenförmigen Moräne liegt. Weiter W, OSO unter P. 2348 reicht von zirka 2270 m ein Stirnwand (E_{2g-G}) tief hinab. Weiter O ein ganz kleiner Wallrest (nicht in der Karte). S unter P. 2348 Stirnwand (E_{2g-G}), W davon größerer Stirnwand (E_{2g-G}). Weiter W liegen zwei kleine ebensolche Wälle. Über dem westlichen ganz kleiner, mehr zungenförmiger Halt (E_{2g-G}). SSO unter dem Mutberg über 2240 m etwas zungenförmige Moräne (E_{2g-G}). SSO unter P. 2400 in zirka 2270 m Stirnwand (E_{2g-G}). Für alle diese Moränen kommt ein früh-rezentes bis rezentes Alter in Frage.

Über dem NO-Ende des Pfannensees Stirnwand (E_{2g-G}). O davon ganz verwaschener Rest einer größeren Stirnmoräne (G), der die Terrassenschotter des Silbertaler Winterjöchels überlagert und darüber kleine ebensolche Blockmoräne. WSW von P. 2026 kleiner Stirnbogen (E_{2g-G}). Für diese von N kommenden Moränen kann mit einer Senkung der Schneegrenze im Daunsausmaß das Auslangen gefunden werden. Dies gilt auch für die etwas größere zungenförmige Moräne SSW unter dem Mutberg über 1980 m und die ganz kleine O davon, beide (E_{2g-G}). Gleichalterig ist wohl auch der kleine Stirnwand (E_{2mg-G}) SSW unter P. 2209 und der Stirnbogen (E_{1g-G}) mit dem kleinen darüberliegenden, spärlicher bewachsenen Blockwall (E_2) SW unter diesem Punkt.

Die Moränenwälle S unter P. 2026, W von P. 1946 und W unter P. 1993 wurden ebenso wie die Seen in der Umgebung des Silbertaler Winterjöchels schon früher ausführlich beschrieben (4, S. 220/221, 225, 231/232, und 6, S. 71, 74—78). Diese Moränen gehören alle einem Seitenarm des aus dem Hintergrund des Schönferwall- und Ochsentales stammenden Gschnitz-II-Gletschers an, der bis in die Nähe der Vord. Branntweinhütte hinausreichte. Sie sind Zeugen der letzten Phase des Überfließens des Eises in der Richtung von O gegen W aus dem Einzugsgebiet des Inns in das der Ill, das wohl auch noch während der Schlußvereisung in beträchtlichem Ausmaße stattgefunden hat. Ob es den Eismassen des Rosannagletschers zur Zeit des Schlernstadiums möglich war, zusammen mit denen aus dem Einzugsgebiet des Silbertales bis ins Montafon zu gelangen, oder ob sie von den letzteren zurückgestaut wurden, läßt sich nicht entscheiden. Jedenfalls stammen die Moränen am Silbertaler Winterjöchel aus einer Zeit, als es dem Gschnitz-II-Gletscher des Schönferwalltales gerade noch möglich war, im Bereiche der Wasserscheide etwas gegen W auszulappen.

Zwischen P. 1993 und Schwarzer See finden sich verschiedene kleinere Alluvionen. Von diesen konnten nur einige in der Karte ausgeschieden werden. Sie sind fast immer vermoort und ihre Oberfläche ist meist etwas geneigt. Der Schwarze See wurde auf seiner W-Seite durch eine von S kommende Bergsturmoräne gestaut, deren Blöcke größtenteils dem Biotitgranitgneis angehören. Es wurde schon früher darauf verwiesen (7, S. 253), daß sich NNO ober P. 1711, O Fresch Hütte, keine Moränen finden, wie man der Form nach vielleicht vermuten könnte. Wohl aber liegen an den Hängen NW, N und NO ober der Fresch Hütte und N ober dem Schwarzen See unter 2300 m ah und zu erratische Blöcke von Biotitgranitgneis oder Amphibolit umher. Es ist auffällig, daß die beiden kleinen || zum Streichen verlaufenden Gräben O und OSO von P. 1392 ein deutliches V-förmiges Querprofil aufweisen.

Die S-Seite des obersten Silbertales.

1. Die Kare auf der N-Seite zwischen Valschavielkopf—Schwarze Wand.

Frührezente bis rezente Wälle: NO unter dem Valschavielkopf in zirka 2450 m Blockstirnwall (E_1), von frischem Blockwerk überlagert. NNO unter P. 2340 gegen O gerichteter Wall (E_2 mg). SW von P. 2311 zuunterst Stirnwall (g-G). Die darüberliegenden Blockwälle sind nur spärlich bewachsen. NNO unter dem Eisernen Tor (2638) liegen über 2300 m drei Stirnwälle (E_2 G). N unter P. 2638 unter 2300 m Stirnwall (E_1 G), W davon ganz kleiner Blockwall (E_2). Darunter ein großer linker und ein etwas kleinerer rechter Uferwall, beide (E_2 mg). Unter 2200 m Reste des dazugehörigen, stark zersägten Stirnwalles. Außerhalb des linken Uferwalles in gleicher Höhe Teil eines ebensolchen ganz kleinen Seitenwalles. N unter P. 2539 Blockstirnwälle (E_2) und ein Teil eines rechten Uferwalles. SSO ober P. 2310 ist der lange Stirnwall im unteren Teil mit jungem, fast unbewachsenen Schutt überkleidet. Darüber frischer Blockmoränenhaufen. SSO ober P. 2037 (West) sind über 2160 m mehrere Stirn- und Uferwälle (E_2 g-G) erhalten. W davon reicht ein mehr zungenförmiger Stirnwall (E_2 g-G) bis auf zirka 2080 m hinab. WNW unter P. 2310 in zirka 2200 m kleiner Stirnwall (E_2 G). NO unter P. 2540 Stirnwall (E_1 mg), überlagert von frischer Blockmoräne. NW darunter über 2100 m großer Stirnwall (E_1 mg) mit langem rechten Uferwall. Darüber zwei kleine Stirnwälle und dahinter grobe Blockmoräne, die wenig bewachsen ist. Unter P. 2178 über 2100 m Blockstirnwall (E_1), dahinter kleinerer und niedrigerer Wall, über dem ein langer, weit nach W reichender Stirnwall (E_1 g-G) liegt, und darüber SW ober P. 2178 ein kleinerer ebensolcher Wall. Diese an den steilen Wallböschungen gut bewachsenen Moränen werden von fast unbewachsener Blockmoräne überlagert, die auch noch über den großen Stirnwall hinabreicht. O von P. 2178 etwas zungenförmige Moräne. NNO unter P. 2594 Blockwall (E_2), O davon Blockwall (E_1), beide fast unbewachsen. Darunter eine kleine, mehr zungenförmige Moräne (E_2 g-G), unter der ein größerer ebensolcher Stirnwall liegt, beide von frischem Blockwerk überlagert.

Im Kar O von P. 2322 liegen über 2200 m mehrere kleine frische Blockwälle (E_2). NNO darunter über zirka 2080 m drei Stirnwälle (E_2 g-G). Der oberste, ein spärlich bewachsener Blockwall, überlagert ganz einen älteren Wall. NO unter P. 2436 ist ein in zirka 2350 m gelegener Felskopf mit Moränenschutt (mg) überkleidet (nicht in der Karte!). W darunter unter 2300 m zwei kleine schmale Stirnwälle (mg) und NO davon etwas breiterer Wall. W von P. 2050 zwei kleine Wälle (E_2 g-mg) übereinander, ein kleiner Blockwall (E_2) und weiter W nochmals zwei ebenso kleine Wälle (E_2 g-G) übereinander. SW darüber ein kleiner Stirnwall (E_1 g-G), auf dessen W-Seite ein großer ebensolcher mit langem linken Uferwall liegt. Im Kar N unter P. 2544 reicht ein großer Stirnwall (E_1 g-G) his auf zirka 2050 m hinab. Er besteht aus einem älteren Teil aus feinerem Material, der später von frischerem Blockwerk überlagert wurde, das z. T. auch über den Wall hinabgestürzt ist. Alle Stirn- und Seitenwälle darüber = (E_2 g-G). Die obersten Wälle auf der O-Seite sind nur spärlich bewachsen, die auf der W-Seite von frischerem Blockwerk überlagert. NO unter P. 2559 unter dem obersten Wall zungenförmige Moräne.

W unter P. 2037 (West) großer Daunstirnwall (E_{1g} -G), auf dem noch ein kleiner Wall (E_2) liegt. Ein deutlicher Knick im Profil dieses Wall'es zeigt an, daß hier wahrscheinlich ein jüngerer Wall einen älteren überlagert. W davon ein rechter und ein linker Uferwall (E_{2mg}). Der dazugehörige Stirnwall ist größtenteils zerstört. W davon ein U-Stirnwall (E_{2g} -G), dessen Böschung bis auf zirka 2020 m hinabreicht. W davon schließen bis S ober P. 1798 mehrere Stirn- und Uferwälle (E_{2g} -G) eng aneinander an. Der O dieses Punktes von S herabziehende Graben ist lange nicht so tief eingeschnitten, wie dies die Karte anzeigt.

NW unter P. 2178 liegt ein großer und NNO unter P. 2322 ein etwas kleinerer Daunstirnwall, beide (E_{1g} -G). Diesem Stadium gehören auch die über 1900 m liegenden Wälle W davon, N unter P. 2050, S ober P. 1900 (hier bis etwas über 2000 m hinaufreichend) und N unter den Punkten 2033 und 2199 an, alle (E_{2g} -G). SW ober P. 2033 kleiner, mehr haufenförmiger Wall. NNW unter P. 2199 in zirka 2050 m Blockstirnwall (E_2), der gegen O rasch die Wallform verliert.

SSO ober P. 1678 liegt über zirka 1800 m ein Teil eines Gschnitz-II-Stirnwalles (E_2 G). Die dazugehörigen Uferwälle sind sehr undeutlich. N unter P. 1900 großer gleichalteriger Stirnbogen, an den gegen W zwei lange Stirnwälle anschließen. S darüber kleinere Wallstücke. Der gegen O anschließende Wall weist keinen Rückfall auf, er ist nur durch einen deutlichen Profilknick erkennbar. Die Böschungen dieser Stirnwälle (E_{2g} -G) reichen weit nach N hinunter. O von P. 1893 zwei kleinere zungenförmige Moränen (E_{2g} -G). W dieses Punktes linker Teil eines großen Stirnbogens (E_2 G). Außerhalb dieses Wall'es liegt eine Bergsturzmoräne mit großen Biotitgranitgneisblöcken.

Es ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich N unter P. 1711 um einen Teil eines Stirnwalles (E_{2g}) und S ober P. 1678 um eine zungenförmig endende Blockmoräne handelt oder nur um eine Verkleidung mit Moränenschutt. Tatsächlich tritt zwischen den beiden Wallstücken, die einem tiefen Gschnitz-II-Stande angehören würden, der Fels zutage.

2. Das große Kar auf der N-Seite der Madererspitze.

Frührezente bis rezente Moränen: SW ober P. 2336 großer, weit nach N hinabreichender Stirnwall (E_{1g} -mg), im oberen Teil fast unbewachsen. O dieses Punktes spärlich bewachsener Stirnbogen (E_{2g} -G), der auf der O-Seite besser erhalten ist. NO darunter frischer Blockstirnwall (E_2), auf seiner O-Seite ebensolche zungenförmige Blockmoräne. O von P. 2336 reichen zwei lange Wälle (E_{1g} -G) nach NO hinab. Der untere staut einen kleinen im Biotitgranitgneis liegenden See auf seiner O-Seite. SO darüber zungenförmige Blockmoräne (E_2). Dem unteren Wall ist ein langer gegen ONO ziehender Blockwall (E_1) vorgelagert. N unter dem kleinen See in zirka 2200 m kleiner Wallrest (E_{2g}) und NO darunter in zirka 2160 m ein ähnlicher Wall. Die Felsen sind hier an zahlreichen Stellen mit Moränenschutt überkleidet.

SO unter dem Lutterseeberg hängt eine große Moräne (E_{2g} -G) zungenförmig nach O hinab. O davon U-Stirnwall (E_{2g} -G), über dem mehrere ziemlich gerade ebensolche Stirnwälle liegen. N davon reicht ein großer U-Stirnwall (E_{1g} -G) mit langem rechten Uferwall bis auf zirka 2200 m hinab. Zu dieser Moräne reicht von W ein im oberen Teil ganz frischer Blockstirnwall (E_{2g} -G) herab, auf dem noch zwei kleine ebensolche rechte Uferwallstücke erhalten

sind. Zuerst SO unter dem Lutterseeberg kleiner fast unbewachsener Stirnwall (E_{2g} -G). NO unter diesem Gipfel ebensolcher Stirnwall, dessen linker Uferwall im oberen Teil nur mit Flechten bewachsen ist. Darüber gleich bewachsener Stirnwall (E_{2mg} -G).

W der Ob. Dürrwaldalpe reicht ein auf der W-Seite deutlicher, auf der O-Seite viel schlechter erhaltener U-Stirnwall (g -G) bis auf 1900 *m* hinab, der dem Daunstadium angehört. Darüber liegt ein langer, nur im untersten Teil schlecht erhaltener Wall (E_{1g} -G), der bis über 2040 *m* gegen NO hinaufreicht. Alle übrigen Wälle W von P. 1966 = (E_{2g} -G). Unter der Alm ist der Moränenschutt (g -mg) deutlich zungenförmig. Die zwei Wälle O der Alm und der lange S darüber (E_{2g} -mg) sind nicht ganz sichere Moränenwälle. Trotzdem nirgends das Anstehende darunter zutage tritt, könnte es sich doch nur um mit Moränenschutt verkleidete Felsrippen handeln, wie solche weiter N tatsächlich vorkommen.

OSO ober P. 1966 liegt in zirka 2000 *m* ein ganz kleiner, von einem Daunstirnwall (E_{2g} -mg) aufgestauter See. Ebenso sind die kleinen Wälle W davon bis S über der Alm. S des Sees kleiner rechter Uferwall (E_{2g} -G), der vorne in einen Stirnwall umzubiegen beginnt. Der dazugehörige linke Uferwall weist keinen Rückfall auf. Darüber zungenförmige Moräne (E_{2g} -G). N davon zwei linke Blockuferwälle (E_2 G) und zwei rechte Uferwallstücke (E_{2g}). O von P. 1966 über 1900 *m* größere zungenförmige Moräne (E_{2g} -G). O darunter ist in zirka 1870 *m* ein kleiner Halt (E_2) in der Blockmoräne angedeutet und ein ähnlicher findet sich WNW unter P. 1893. Beide sind wohl älter als Daun.

3. Das Gebiet der Käfern-, Alpguß- und Bärenalpe.

Frührezente bis rezente Wälle: Bei P. 2158 ganz kleiner Wall (E_{2mg} -G). NW darunter über 2100 *m* längerer Stirnwall (E_{2g} -G). SSO ober P. 1964 über zirka 2070 *m* kleine zungenförmige Moräne (E_{2mg} -G). NNO unter P. 2412 in zirka 2240 *m* kleinste zungenförmige Moräne (E_{2g} -G). ONO darunter kleiner Stirnwall (E_{2g} -G), unter dem ein ebensolcher mit besser erhaltenem linken Uferwall liegt. In ungefähr gleicher Höhe N davon Blockstirnwall (E_2) und N unter P. 2211 in zirka 2170 *m* zwei ebensolche Wälle. O unter dem Roßberg ganz undeutlicher kleiner Wall (g -G). NO davon ähnlicher Stirnwall (E_2). Auf der N-Seite des darunterliegenden Sees sind die Felsen z. T. mit Moränenschutt bedeckt. N unter P. 2342 Stirnwall (E_{2g} -G) mit hoher bis auf zirka 2000 *m* hinabreichender Böschung. W davon heben sich aus der großen Schutthalde zwei kleine, ebensolche zungenförmige Moränen schwach heraus. Auf der N-Seite des NO unter dem Pizzegutergrat gelegenen Sees finden sich zwei ganz kleine Blockstirnwälle (E_2). Darunter in zirka 2040 *m* ebensolcher größerer Wall, der wohl noch frührezent ist. O des Sees Blockstirnwall (E_2), auf dessen Außenseite zwei ebensolche etwas haufenförmige Wälle liegen. O davon bis auf zirka 2060 *m* hinabreichender Stirnwall (E_{2g} -G). W darunter ganz kleiner Wallrest (E_{2g} -G). Vielleicht sind die beiden N unter P. 2482 ober 2000 *m* liegenden U-Stirnwälle (E_{2g} -G) etwas jünger als Daun. W davon zungenförmige Blockmoräne (E_2). Die obersten drei Stirnwälle N unter den Punkten 2307 und 2435 = (E_{1g} -G). Alle N davon über 2050 *m* liegenden Wälle (E_{2g} -G). WSW unter P. 2254 über zirka 2220 *m* mehrere ebensolche Stirnwälle.

NNW unter P. 2158 reicht die lange Böschung eines Daunstirnwalles (E_{2g} -G) von zirka 2000 m bis unter 1880 m hinab. Diesem Stadium gehören auch die zwischen 2040 und 1900 m liegenden Moränen im Kar N unter dem Dürrekopf an. Der östlichste Uferwall NNO unter P. 2478 = (E_{1g} -G). Alle übrigen Stirn- und Seitenwälle = (E_{2g} -G). Die Böschungen der Stirnwälle reichen hier z. T. weit gegen N hinab. W von P. 1964 ist im Moränenschutt in zirka 2030 m ein kleiner, herzförmiger See und NW darunter in zirka 2000 m ein noch viel kleinerer, schon fast verlandeter See.

Der große Stirnwall (E_{1g} -G) NNW unter P. 2211 über zirka 1850 m ist wohl etwas älter als Daun. NW unter P. 2211 ober zirka 1900 m größerer Daunstirnwall (E_{1g} -G), W davon eine größere, mehr zungenförmige Moräne (E_{2g} -G), über der wieder ein besser erhaltener Stirnwall liegt. Die kleinen Wälle N darunter (E_{2g} -G) sind wohl schon älter als Daun. SW ober der Alpgueßalpe mehr zungenförmige Daunmoräne (E_{2g} -G). Dahinter ein stark gebogener Stirnwall (E_{1g} -G), der stellenweise etwas schlechter erhalten ist. N davon ein ähnlicher Stirnbogen. Bei P. 2024 langer Stirnwall (E_{2g} -G). SO und OSO dieses Punktes ist die Karte z. T. stark verzeichnet.

Auf der Terrasse N unter P. 2158 kleine Moorbildung. N darunter zwei kleine Stirnwälle (E_{2g} -G). Die Karte ist hier nicht ganz richtig. W davon ein Blockwall (E_2). NW darunter endet die Moräne (E_{2g} -G) auf der O-Seite zungenförmig. Darüber große zungenförmige Blockmoräne. Nur auf der O-Seite hat sie einen kürzeren deutlichen Uferwall. NO unter P. 1964 in zirka 1760 m Wallstück (E_{2g} -G). Für diese Wälle ist eine Senkung der Schneegrenze im Gschnitz-II-Ausmaß erforderlich.

O der Alpgueßalpe ober zirka 1800 m großer, gleichalteriger Stirnwall (E_{1g} -G). Darunter drei Wälle (E_{2g} -G). O davon endet die Blockmoräne gegen O deutlich wallförmig. W dieser Alm reichen haufenförmige Moränenmassen (g -G) als unkenntliche Reste früherer Wälle ein Stück gegen S. Weiter W ein kleines Wallstück (E_2). Bei der Bärenalpe reicht eine zungenförmige Moräne (E_{2g} -G) bis auf zirka 1680 m herab. O davon Teil eines rechten Seitenwalles (E_{2g} -mg).

W der Ronnenalpe liegt über zirka 1370 m eine sehr deutlich zungenförmige Moräne (g) eines Gschnitz-I-Standes.

Die Hoehjoch-Kapelljochgruppe.

SO unter dem Zamangspitz über 2160 m U-Blockstirnwall (E_1), auf der linken Seite Teil eines inneren Walles (E_2), auf der SW-Seite ein weiteres kleines Wallstück. Gegen O schließt sich eine etwas zungenförmige Moräne (E_2 mg) an, unter der ein linker Uferwall (E_1) bis auf zirka 2100 m hinabreicht. Diese Moränen gehören dem Daunstadium an, während der ziemlich gerade Wall (E_{2g} -mg) ÖNO ober der Zamangalpe bereits zum Gschnitz-II-Stadium zu rechnen ist. S darunter endet der Moränenschutt gegen N mit einem deutlichen Rückfall.

O unter P. 2163 liegen sehr kleine undeutliche Daunwälle. Ungefähr gleich alt sind die vier kleinen Blockwälle (E_2) N unter diesem Punkt. NO unter dem Zamangspitz liegt in zirka 2270 m ein kleiner See im Moränenschutt. Auf der W-Seite des Sees kleine frührezente zungenförmige Moräne (E_2 mg), darunter linker Uferwall (E_1), der vorne in einen größeren etwas

wallförmigen Moränenhaufen übergeht. Auf der S-Seite rechter Blockuferwall, etwas weiter gegen O reichend. Vom Grasjoch zieht ein größerer linker Uferwall (E_{1g}) ein Stück gegen S hinab. Eigenartig ist das Auftreten von einzelnen gut gerollten Stücken im Moränenschutt SSW unter P. 1976 um 1900 m.

SO unter P. 2227 über 2020 m U-förmiger Daunstirnwall (E_{2g} -G). Darunter liegen mehrere Moränenhaufen als Reste ehemaliger Wälle. Darüber linker Uferwall. S unter diesem Punkt Stirnwall (E_{1mg}). O unter P. 2227 in zirka 2000 m Daunstirnwall (E_{1g} -G). Davor Reste eines älteren Walles. Die inneren Wälle sind etwas undeutlich.

O unter dem Kreuzjoch über 2280 m frührezente zungenförmige Moräne (G). SSO davon Stirnwall (E_1), von frischeren Blöcken überlagert, auf seiner S-Seite zungenförmige Moräne ähnlicher Beschaffenheit. O unter P. 2466 in zirka 2170 m Teil eines Stirnwalles (E_{2mg}), S davon Teil eines rechten ebensolchen Uferwalles.

Kleiner Daunstirnwall (E_{1g}) WSW ober der Platinaalpe über 2010 m. SW ober P. 1868 Stück eines rechten Uferwalles (E_{1mg}). NNW ober der Alm Stirnmoräne (E_{2g}) in 2000 m, deren Wallform sich nach unten allmählich verliert. W darüber rechter Uferwall (E_{2g}), über den ein Teil eines Stirnwalles (E_{1g}) mit rechtem Seitenwall folgt. S unter dem Mittagsjoch über 2090 m kleiner Stirnwall (E_{2mg}). NW darüber Teil eines ganz kleinen Walles (E_{1g}). Der O unter dem Hochjoch über 2160 m liegende Stirnbogen (E_{1g} -G) dürfte wegen seiner mehr schattseitigen Lage schon frührezent sein, während der darunterliegende Stirnwall (E_2) wohl etwas älter ist. Im Bereiche der Platinaalpe ist die Bedeckung mit Moränenschutt, besonders in den tieferen Lagen, ziemlich mächtig.

Bei P. 2055 finden sich zwei kleine Daunstirnwälle. SW ober P. 1790 U-Stirnwall (E_1) mit langem linken Uferwall. Im Innern ein weiterer ebensolcher Wall. Darunter mehr zungenförmige Moräne (E_2), die bis zirka 1820 m hinabreicht. An deren S-Seite zwei rechte Uferwälle (E_{1mg}) und auf ihrer Außenseite ein undeutlicher Moränenhaufen. Diese Moränen (g-G) gehören wohl einem Gschnitz-II-Stadium an.

Großer Daunstirnwall (E_{1g} -G) NO unter dem Mittagsjoch, der bis auf zirka 1940 m hinabreicht. Darunter auf der O-Seite mehr zungenförmige Blockmoräne (E_2 G). Aus dem großen Stirnwall geht auf der W-Seite ein rechter Uferwall (E_{1g} -G) hervor. Der linke ist ebenso. Die unteren Moränen sind wohl älter als Daun. Dies gilt auch für die Moränen NNW unter dem Mittagsjoch. Hier liegt über 1840 m ein Stirnwall (E_{2mg} -G). Darüber kleine, zungenförmige Moräne und O davon kleiner Blockstirnwall. SW darüber wohl ein linker und ein rechter Uferwall (E_{2mg} -G).

Auf der linken Seite des Silbertales liegen N der Gieseln Alpe drei große von W bzw. SW heruntergekommene Moränenmassen (g-G). Die nördlichste ist W von Starke Eck etwas zungenförmig. N davon ist die Moräne durch zwei Schuttkegel z. T. verhüllt. Auch die Moräne O unter P. 1790 endet in ihrer nördlichen Hälfte deutlich zungenförmig. Für diese Moränen ist eine Senkung der Schneegrenze im Gschnitz-I-Ausmaß erforderlich. Im S-Teil der südlichsten Moräne OSO unter P. 1842 liegen auch zahlreiche erratische Biotitgranitgneisblöcke.

In der Umgebung des Herzsees NO unter dem Kapelljoch liegt Moränenschutt (g). Mit diesem ist auch der kleine Felsriegel N davon leicht verkleidet. Der kleine See NNW darunter liegt ganz im Moränenschutt. Zwei ganz kleine Blockstirnwälle sind S unter P. 2280 in zirka 2200 m erhalten, der nördliche (E_1), der südliche (E_2). Der kleine See SO unter P. 2280 in zirka 2100 m wird durch einen Stirnwall (E_{1g}) gestaut. W darüber zwei kleine Blockstirnwälle (E_2), dazwischen Spuren eines ganz undeutlichen Walles, ebenso zuoberst Spuren eines weiteren solchen Walles. O unter P. 2280 unter 2100 m Blockstirnwall (E_2). S von P. 2022 Stirnwall einer von SO gekommenen Eiszunge. NNW unter dem Hochjoch in zirka 2050 m zwei kleine Blockstirnwälle (E_1). Diese Wälle sind wohl alle frührezent.

O und W der Hinter Kapellalpe liegt ein rechter und ein linker Seitenwall (E_{2g} -G). Der dazugehörige Stirnwall ist so stark zersägt, daß er kaum mehr als solcher erkennbar ist. Ober der Alm zwei undeutliche Stirnwallreste (E_{2g} -G). SW ober P. 1665 Blockmoräne (E_2 G) eines von S kommenden Gletschers, die in ihrem hinteren Teil an eine von W kommende etwas zungenförmige Moräne (g) grenzt. NNW von P. 1665 liegt ein großer Moränenhaufen, von dem aus sich ein großer Stirnwall (E_{2g}) nach NW erstreckt und ein großer ebensolcher linker Uferwall zu P. 1591 zieht. SW über dem großen Stirnwall, NO unter P. 1987, in zirka 1670 m etwas kleinerer Stirnbogen (E_{1g}). SO ober der Hinter Kapellalpe hängt von SO heruntergekommener Moränenschutt (g) etwas zungenförmig herab. Die gestrichelte Linie NNO unter der Alm trennt den aus dem Talhintergrund stammenden Moränenschutt (g-mg) von dem von der Seite gekommenen. Bei P. 1632 zwei kleine Wallstücke (E_{2g}), nach unten zu die Wallform allmählich verlierend. ONO unter diesem Punkt kleiner Stirnwall (E_{2mg}) und S ober P. 1398 unter 1500 m Stirnwall (E_{2g} -G). Die Moränen in der Umgebung der Hinter Kapellalpe gebören dem Gschnitz-II-Stadium an.

OSO ober der Vorder Kapellalpe großer Stirnwall (E_{1mg} -G). Dahinter nur Andeutungen von undeutlichen Halten. O davon kleiner Uferwall (E_2), dahinter mehr haufenförmiger Stirnwall (E_{1g} -G). SO ober der Alm sind hinter dem ziemlich großen Stirnwall (E_2) noch ganz undeutliche Spuren von Wällen. Über dem großen östlichsten Blockstirn- und Uferwall (E_2) liegt eine haufenartige Moräne, darüber große, zungenförmige Moräne, über der noch verschiedene kleine Wälle erhalten sind, alle (E_{2mg} -G). Ob es sich gleich O der Vorder Kapellalpe um einen größeren bis zum Steilabfall reichenden linken Uferwall oder um eine Erosionsform im Moränenschutt (mg) oder um eine eigenartige Verwitterungsform des Anstehenden handelt, konnte nicht sicher entschieden werden. Die untersten Wälle sind wohl etwas älter als Daun, während die obersten frührezentes Alter haben dürften.

In der Moräne (g-G) W unter P. 2280 sind keine Wallformen erhalten, wohl aber einige mehr haufenartige, stark verwaschene Formen, die wahrscheinlich kleine Halte andeuten. W unter dem Kapelljoch ist in zirka 1900 m im Moränenschutt (g) ein kleiner Rückfall, der das obere Ende eines etwas älteren, völlig verwaschenen Stadiums darstellt. SW unter P. 2388 über zirka 2050 m Daunwälle (E_{2mg}). Etwas S davon zwei ebensolche linke Uferwälle. W unter dem Zamangspitz unter 2000 m wohl etwas älterer, ganz kleiner U-Stirnwall (E_1).

O ober P. 721, NNW Gortniel, liegt eine von O gekommene große, im nördlichen Teil zungenförmig endende Moräne (E_{2g}), für die eine Senkung der Schneegrenze im Schlernausmaß erforderlich ist. N davon ist an den unteren Abhängen bis in die Gegend von Brif und Lutzer vielfach eine Trennung des Moränenschuttes der Würmeiszeit von dem der Schlußvereisung nicht durchführbar. An allen diesen Stellen wurden in der Karte (Taf. V) die beiden Signaturen nebeneinander eingetragen.

Der unterste Teil des Silbertales.

Die Wälle des Schlernstadiums sind ziemlich selten einigermaßen gut erhalten. Ihr häufiges Auftreten am Ausgange der Täler ist meist für eine gute Erhaltung der Formen sehr ungünstig. Im untersuchten Gebiet finden sich Reste von Schlernwällen nahe dem Ausgange des Silbertales. SW von Brif und SW von Innerberg ist der Außenrand eines Stirnwalles (E_{2g}) un- deutlich erhalten. Der äußere Wall bei Innerberg ist sehr undeutlich. N unter P. 1080 linker Uferwall (E_{1g}). Dieser ist nur im westlichen Teil ein Moränenwall, weiter O aber eine mit Moränenschutt überkleidete Felsrippe von Schiefergneis. S über der Mitte des unteren Uferwalles haufenförmiger Rest eines älteren Walles. O davon ganz verwaschene Wallform. Weiter oben ist der ältere Wall (E_{2g}) immer wieder ein kleines Stück besser erhalten, in seiner Gesamtheit aber gut als Moränenwall erkennbar. Der Strich am O-Ende des Walles deutet die Grenze gegen die O davon zu beiden Seiten am Ausgange des Vermaltobels liegende Moränenmasse (g) an. Diese und die N unter Rauh Bertle liegende Moräne stellen ganz verwaschene, wohl etwas jüngere Reste von aus dem Vermaltobel und dem Tobel O davon stammenden Stadien dar.

S unter P. 987, WNW von Silbertal, ist ein Teil eines etwas jüngeren Stirnwalles (E_{1g}) des Silbertaler Schlernstadiums erhalten. Auch S ober Lutzer bei P. 1285 handelt es sich nur um eine Überkleidung mit Moränenschutt.

Das Grundgebirge wurde weiß gelassen, damit die Quartärablagerungen um so stärker hervortreten. Wohl aber wurde das durch Rutschungen zerüttete Grundgebirge abgegrenzt.

Bergsturzböcke.

Die kleineren und größeren Bergstürze des Gebietes wurden sorgfältig kartiert und ebenso wurden auch einzelne große Böcke in die Karte eingetragen. Große Bergsturzböcke liegen auf der N-Seite des Gafflunatales SSO unter P. 2090 und W von der Putzkammeralpe. Von dort reichen die Böcke bis N der Gafflunaalpe nach W. Muskowitaugengneisböcke finden sich SSO und SSW unter Fellimännle. In dem kleinen Graben SO von P. 1392, O der Unt. Gafflunaalpe, liegen Biotitfleckengneisböcke umher, die wohl nicht allzuweit von O heruntergefallen sein können. Ferner liegen Bergsturzböcke W ober der Unt. Wasserstubenalpe, SO von Im Mutt (zwei Vorkommen), WNW davon (irrtümlich als Amphibolit in Taf. IX (7) und S. 241 eingetragen) und S darunter, O von Jonten, O unter P. 1790 (SW Starke Eck), S ober P. 1398 (NNO unter Mittagsjoch), S ober P. 897 (OSO von Silbertal), NW

unter P. 1591 (SO ober Silbertal), SO ober Rauh Bertle und NO ober Vicari. Bei P. 1018 und OSO davon liegen auf beiden Seiten der Litz hauptsächlich Schiefergneisblöcke und daneben noch Muskowitaugengneisblöcke, die wohl alle von S heruntergefallen sind. Die NW unter diesem Punkt liegenden Schiefer- und Orthogneisblöcke sind z. T. etwas kantengerundet. N darüber große Schiefergneisblöcke. Außerhalb der Schutthalde W vom Teufelsbach ist S der Litz in zirka 980 m ein kleiner Talbodenrest erhalten, auf dem Muskowitaugengneisblöcke liegen.

Die große von N gekommene Bergsturzmasse W von Oberbuchen besteht größtenteils aus Muskowitaugengneisblöcken. Am W-Rande der Blockhalde kommt noch Phyllitgneismaterial hinzu, das gegen O rasch verschwindet und am O-Rande treten neben den Orthogneisblöcken Schiefergneisblöcke und einzelne Amphibolitblöcke auf. Weiter W liegen um 1130 m SO unter P. 1217 große Amphibolitblöcke.

Eine fast ausschließlich aus Biotitfleckengneisblöcken zusammengesetzte Bergsturzmasse liegt S unter der Danafreid Maiensäß, N ober St. Gallenkirch. Diese Masse kann nicht allzu hoch von N herabgerutscht sein, wobei es sich wohl mehr um ein langsames Gleiten handelte, da sie den ebenen Talboden nicht erreicht hat. Dazwischen finden sich immer wieder Partien von anstehendem Gestein oder solchem, das nur wenig aus seiner früheren Lage gebracht wurde.

Beim Kloster Gauenstein und NW davon liegen ein Stück von N herabgekommene Phyllitgneisblöcke, z. T. mit Feldspatknotten. Etwas SO von P. 632, SW unter Außerfritzentobel, ist im Jahre 1933 eine kleine Rutschung im Phyllitgneis über ältere Harnischflächen erfolgt.

Gehängeschutt und Schuttkegel.

Große Schutthalden treten S und SO ober Silbertal, N ober Unterbuchen, S ober der Hinter Kapellalpe, auf Hochburtsha und NNW ober der Unt. Gallunaalpe auf.

Auch alle deutlichen Schuttkegel wurden in der Karte dargestellt. Die großen Schuttkegel des Silbertales und die bei Dörfle und Stiefen sind größtenteils durch die Umlagerung der großen Moränenmassen der Schlußvereisung entstanden. Von der Gieselnalpe zieht ein langer flacher Schuttkegel gegen NO hinab. Die großen Schuttkegel N davon haben wohl ein hier früher vorhandenes Felsbecken zugeschüttet. Schruns steht auf einem ungemein flachen Schuttkegel der Litz, während St. Gallenkirch auf dem riesigen und ziemlich steilen Schuttkegel des Zamangbaches liegt. Die meisten Schuttkegel wurden in jüngster Zeit in ihrem untersten Teil wieder von den Hauptbächen angeschnitten.

Talalluvionen.

Im Silbertal finden sich mehrere junge Aufschüttungen der Litz. Viel bedeutender sind die der Ill zwischen Galgenuel und Gortniel und die zwischen Muren und der Landbrücke. N der Landbrücke nehmen die Alluvionen der Ill, die bis N von Zwischenbach nach NW reichen, eine ganz bedeutende Fläche ein. Außer den schon früher erwähnten Moorbildungen kommen solche noch ONO vom Riedboden, NO über der Unt. Wasserstubenalpe, vor.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse der glazialgeologischen Untersuchung des Silbertales und der Hochjoch-Kapelljochgruppe vorgelegt. Zunächst werden die Wirkungen der Glazialerosion beschrieben und die durch diese entstandenen Seebecken aufgezählt. Dann werden die Grundmoränen der Würmeiszeit und die kleinen Vorkommen von jüngeren Schottern besprochen. Hierauf folgt eine Beschreibung des ganzen der Schlußvereisung angehörenden Moräneninhaltes des untersuchten Gebietes. Der Arbeit ist eine Moränenkarte im Maßstabe 1: 25.000 beigegeben, in der alle noch erkennbaren Moränenwälle eingetragen sind und die auch fast alle Ortsangaben der Originalaufnahmssektionen enthält.

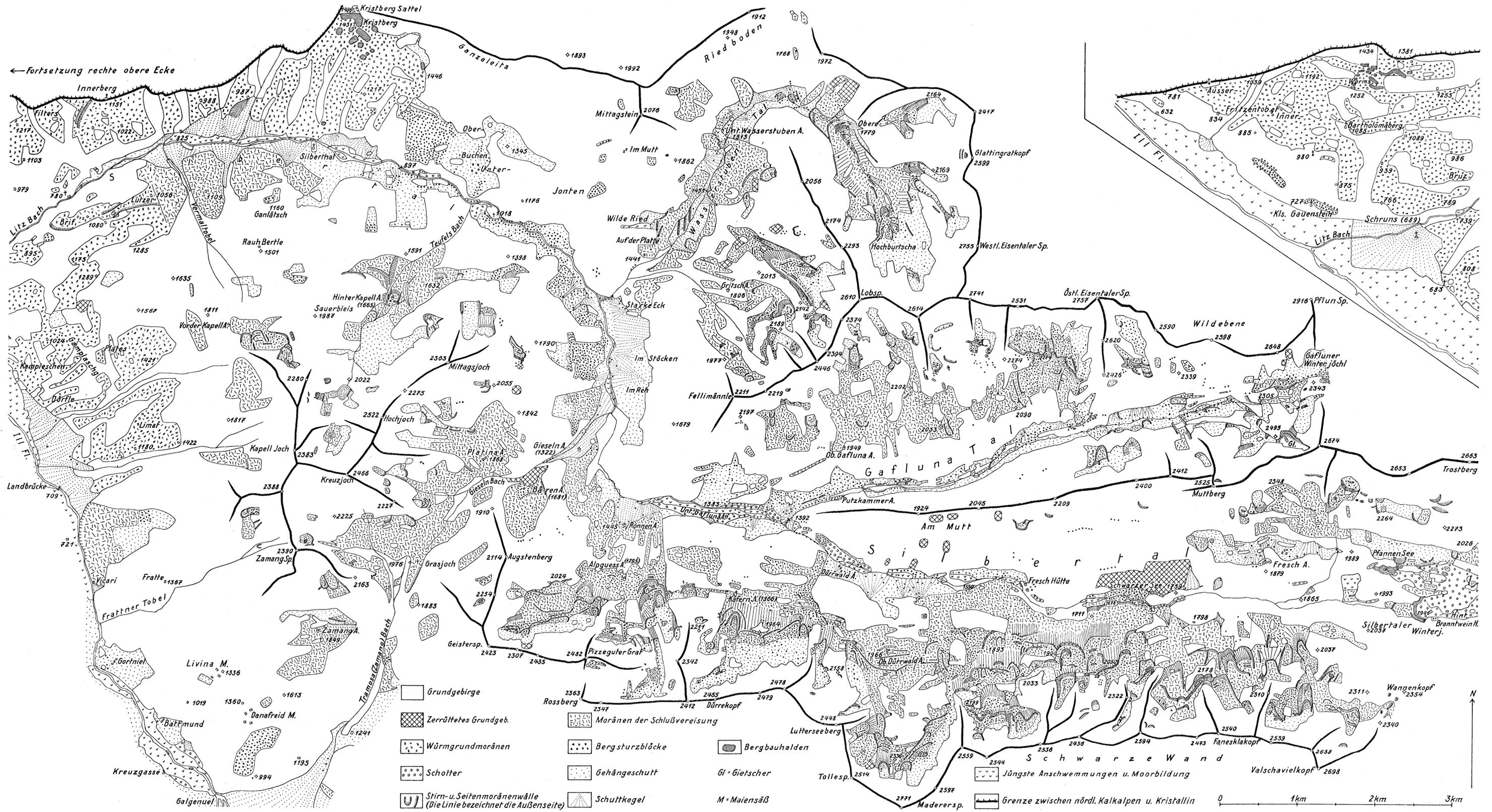
Auch in diesem Teil der Ferwallgruppe lassen sich die Moränen der Schlußvereisung in gleicher Weise wie in der Umgebung S des Arlbergpasses (5) und in anderen Gebieten dem Alter nach fünf Gruppen zuordnen. Dem Schlernstadium als der ältesten Gruppe gehören nur die Moränen am Ausgange des Silbertales und SO ober der Landbrücke an. Nur in der Nähe der Mündung des Wasserstubentales sind Gschnitz-I-Moränen eines aus diesem Tal kommenden Gletschers erhalten. Die ungefähr gleichalterigen zungenförmigen Moränen zwischen Starke Eck und Ronnenalpe gehören von der linken Talseite herabkommenden Gletscherzungen an. Gschnitz-II-Moränen sind schon viel häufiger. Erstaunlich ist der Reichtum an Daun- und früh-rezenten bis rezenten Moränen. In diesem Teil der Ferwallgruppe werden gar nicht selten gut bewachsene rezente bis frührezente Moränen von frischerem oder ganz frischem Moränenschutt oder Moränenblockwerk überlagert, in dem man die Zeugen eines jungen Vorstoßes erkennen kann, der mitunter über den der darunterliegenden Moräne hinausgegangen ist. Der Erhaltungszustand der Wälle ist sehr häufig von ihrer Höhenlage unabhängig.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin 1928, Bd. 16.
2. Heißel W. und Ladurner J. Geologie des Gebietes von Villnöß—Gröden—Schlern—Rosengarten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1936, Bd. 86.
3. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1, Leipzig 1909.
4. Reithofer O. Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1931, Bd. 81.
5. Reithofer O. Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1933, Bd. 83.
6. Reithofer O. Über die Schottervorkommen im Ferwall- und Schönferwalltal. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1934.
7. Reithofer O. Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1935, Bd. 85.
8. Richter E. Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888.
9. Wehrli H. Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1928, Bd. 78.

Die Quartärablagerungen im Silbertal.

Aufgenommen von O. Reithofer 1930—1934.



Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu.

Von M. Blumenthal in Chnr.

Mit 1 Tafel.

Die Randzone der kalkalpinen Ostalpen gegenüber dem nördlich vorgelegerten Flyschgebiet gehört in der Auswertung der Einzelbeobachtungen für das Gebirgs ganze zu den belangreichsten Bauteilen im Alpenkörper. Von einer richtigen Erkenntnis der relativen Zugehörigkeit ihrer Schichtstufen und der davon abhängigen tektonischen Analyse ist weitgehend die Interpretation des Alpenquerprofils abhängig. Aus diesem Gebiet, sich beschränkend auf den Sektor zwischen Ill und Iller, sollen hier in knapper und vorläufiger Form die Ergebnisse von Beobachtungen angeführt sein, die der Verfasser im Anschlusse an seine Aufnahmen im Prätigauflysch seit 1933 ausführte.

Die Literaturfülle über dieses Grenzgebiet zwischen Flysch und Kalkalpen ist groß und — widerspruchsvoll. Man fragt sich: Ist die Flyschzone — der Vorarlbergerflysch — ein Bestandteil der unterlagernden helvetischen Falten (Arn. Heim, 1923, Schaad, 1925, M. Richter, 1922, Cornelius pp., 1925)? Ist sie eine davon abzugliedernde, selbständige Schubmasse, eine ultrahelvetische Decke (M. Richter, 1924, Meesmann, 1925)? Oder aber ist sie überhaupt nicht einheitlich, vielgeteilt in ultrahelvetischem Sinne (Kraus, 1926—1932) oder gar als Ganzes von exotischer (unterostalpinen) Herkunft (Richter, 1927)? Oder ist die räumliche Nachbarschaft zum südlich angrenzenden Oberostalpin nicht nur eine tektonisch bewirkte, sondern zeigt sie die primäre Zusammengehörigkeit an (Richter, 1922—1930, Gebiete östlich der Wertach betreffend)? Die Anführung einer Anzahl von Autoren hebt die Reichhaltigkeit der vorgebrachten Meinungen hervor und läßt zugleich auf die Schwierigkeit einer Klarstellung schließen. Diese ist abhängig von einer brauchbaren Flyschstratigraphie und der Deutung der Randzone zum Oberostalpin. Im folgenden sei sie versucht.

Eine hochbedeutsame stratigraphische und tektonische Aufteilung der vorarlbergischen Flyschzone hat 1932 E. Kraus gegeben, dabei erstmals durch genaue Einzelprofile das allgemeine Kreidealter durch die festgestellte Mikrofauna darlegend. Wenn auch diese Sichtung einen schätzbaren Fortschritt bedeutet, so haften ihr doch gewichtige Irrtümer an, deren Erwähnung der Ausgangspunkt sein soll, um unsere Interpretation der ostalpin-ultrahelvetischen Randzone darzutun.

Östlich der Ill, im Großen Walsertal (Tschenglen), setzt als äußerstes Randglied oberostalpinen Deckgebirges das meist westliche Endstück der Allgäudecke ein, die Walsertalschuppe (Gubler, Richter, Ampferer).

Östlich Fontanella tritt in analoge Randlage zum Flysch die Zitterklapfenschuppe (Blasenka), die unter Zwischenschaltung eines Mergelpakets — wir wollen es als die Seewaldsee-Zone bezeichnen — steil den nahezu senkrechten Kalk- und Mergelschichten an- und aufliegt. An dieses Teilglied der Allgäu-Decke schließt sich weiterhin nach E zu neu hinzutretend das synklinal gebaute Randglied der Gräshorn-Annalpersteckenschuppe an; ihr Schichtinhalt und Baustil wird für die Deutung der Randzone von besonderem Belang.

Zwischen diesem oberostalpinen Saum und den helvetischen Falten der ostwärtigen Verlängerung der Säntisdecke streicht als gewaltig mächtiger, generell isoklinal südwärts einfallender Schichtstoß die Flyschzone aus, die wir mit Kraus als ein ultrahelvetisches Element bezeichnen, dabei aber betonend, daß damit ein räumlich-tektonischer, nicht fazieller Begriff verbunden wird. Wenn auch die mechanische Begrenzung dieser Zone gegenüber der helvetischen Serie stark verwischt ist, so ist dieselbe nach regionalen Gesichtspunkten zwangsmäßig gezogen und besonders im Allgäu auch offen zutage liegend. Die Einheitlichkeit der Zone vom Rhein bis Oberbayern — Nichtbestehen eines „Fensters“ von Jungholz — ist zweifelsfrei.

Diese Flyschzone, deren Gliederung nur unzureichend durchgeführt war, wurde durch Kraus in eine Dreizahl von tektonischen Einheiten aufgeteilt, die jede für sich einen ihr charakteristischen Schichtbestand aufweisen sollte: die Feuerstätter-Decke (FD) im N, die Sigiswanger-Decke (SiD) als Mittelstück und die Oberstdorfer-Decke (OD) als meist breitere Randzone zum Oberostalpin. Für alle drei Einheiten wurde regionale Erstreckung in der Längsrichtung geltend gemacht und die nördlichste in ihrer primären Anlage in unmittelbare Nachbarschaft des helvetischen Raumes gebracht, während die Sedimente der südlichsten schon durch die Schuttfuhr oberostalpinen Abtrags beeinflußt sein sollten, eine Auffassung, die bei bayrischen Forschern stets wiederkehrt (Boden u. a.), mit den Verhältnissen des Westens aber unvereinbar ist.

Die FD wird der Wildflyschzone im Hangenden der helvetischen Oberkreide gleichgestellt und sollte sich nach E zu, auf der Höhe des kleinen Walsertales, deckenförmig auswachsen, die helvetischen Ifenfallen überdecken und in Form der ihr zugeordneten Balderschwanger Klippen die nächst höhere SiD unter sich einwickeln. Die SiD umfaßt nach Kraus über den tieferen Osterschwanger Mergeln den Hauptflyschsandstein (Hfl) und die dünnbankige Serie der Piesenkopfkalke (Pik). Eine Walzzone soll sie von der nächst höheren Oberstdorfer Decke (OD) scheiden, woselbst wie in der liegenden Einbeit in Anklang an die helvetische Serie eine zyklische Gliederung von mergelig-kalkigen Sedimenten zu mehr sandigen — dem Gault vergleichbaren — und am Schlusse mehr pelagischen sich folgen sollte; so enthält die OD über der mächtigen Kalkzone eine Quarzitsandsteingruppe und in den obersten Birnwangschichten pelagische Kalke, Radiolarite usw.

Meine Begehungen auf der langen Strecke zwischen dem Churer Rheintal und den Bergen von Oherammeregau zwingen mich, diese Gliederung trotz mancher Vorzüge abzulehnen. Die ultrahelvetische Flyschzone ist ein geschlossenes Ganzes, aufs engste durch fazielle Übergänge und Rekurrenzen zusammengeschweißt. Sie dürfte stratigraphisch vom Neocom oder Urgo-Aptien bis zu den jüngeren Sandsteinen und Mergeln, wohl schon tertiären Alters, eine durchlaufende Serie formen, die auch tektonisch einer in

sich geschlossenen, zwar mannigfach zerschürften Schuhmasse zugehört, der Oberstdorfer Decke im weiteren Sinne. Ich zweifle, ob sie sich in dieser Form vollständig mit der Hochkugeldecke (Richter, Meesmann) deckt. Die FD ist als obercretacische Randzone den südhelvetischen Falten beizufügen.

Ohne hier auf eine weitere Begründung dieser stratigraphisch-tektonischen Vereinfachung eintreten zu können, aus welcher sich das Bauschema der Fig. 1 ableitet, sei allein auf die Bedeutung der sogenannten Birnwangschichten kurz eingegangen, da sie den kennzeichnenden Bestandteil der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone ausmachen.

Wie schon angeführt, stammt von E. Kraus (1927) der Gedanke, daß in diesen Lagen ein in die Flysch-Oberkreide eingeschaltete Radiolarienfazies vorliegt. Wenn auch manche Kontakte zufolge tektonischer Verwalzungen und fazieller Konvergenzen einen ursprünglichen Sedimentverband mit dem übrigen Flysch vortäuschen, so ist demgegenüber festzuhalten, daß sowohl das Einzelstudium des typischen Profils als auch die regionale Übersicht bestimmt dartun, daß hier eine komplexe Zone vorliegt, die keinen sedimentären Verband mit der ultrahelvetischen Schichtreihe aufweist; die Birnwangschichten sind ein heterogenes Gebilde, das in der namhaft gemachten Zusammensetzung als Teil der OD nicht besteht.

Die in schmaler Randzone, oft auf lange Erstreckung aussetzende bunte Gesteinsvergesellschaftung, die unter dem Ausstrich allgäuischer Hauptdolomitschuppen zum Vorschein kommt, ist meistenteils als exotischer, als unterostalpiner Herkunft erachtet worden. Ihre Gesteine — nicht aber der oft geringe Grad dynamometamorpher Beeinflussung — bieten dafür gewisse Anhaltspunkte (Couches rouges, Aptychenkalktypen, Radiolarit, Kristalline Breccien, Kristalline Schiefer, Eruptiva, Schiefer von Wildflyschtypus usw.). Es kann aber mit guten Gründen nicht nur die Zufügung dieser Randzone zu den ultrahelvetischen „Birnwangschichten“ in Abrede gestellt werden, sondern es kann auch nicht ihre Relation zu weit südwärts liegendem Unterostalpin für den Hauptteil ihrer Verbreitung anfrecht erhalten werden.

Vielmehr zeigt diese Randzone faziell und tektonisch engste Beziehungen zur angrenzenden Allgäudecke, was da, wo sich günstige Verhältnisse bieten, direkt nachgegangen werden kann. Diesen Zusammenhang zeigen die eingangs erwähnten Schuppen des Großen Walsertales (s. Ampferer, Jahrb. geol. B. A. 1931, S. 199). So läßt sich im Querprofil der Blasenka (Zitterklapfenschuppe) schön verfolgen, wie die Gewölbedeckschichten des Hauptdolomitkernes — es handelt sich vornehmlich um Lias — ins Liegende des Hauptdolomitkernes geraten, gewissermaßen unter denselben hinabgeschlüßt werden, welche Lage weiterhin auch durch die sich einstellenden Radiolarite, fossilführendes Tithon (die „pelagischen Kalke“ Kraus's) und grüngraue und rosafarbige Couches rouges eingenommen wird, letztere anknüpfend an die schon erwähnte Seewaldseezone (eventuell Gosaubildungen). Die weiter nach außen anschließende Schuppe des Gräshorn-Annalperstecken führt deutlich die Verschürfung allgäuisch-ostalpiner Couches rouges in die Randlage vor Augen, wobei dieselben hier aus einer enggepreßten, ihres Außenschenkels verlustig gehenden Randsynklinale herkommstig sind.

Ein gleiches Inbezugbringen der buntzusammengesetzten Randzone mit einer primären Stirnpartie des Oberostalpins, das, in Einzelschuppen sich aufgliedernd, seinen Außensaum überfabren hat (Fig. 1), dürfte für weite Erstreckung die gegebene Erklärung der vorhandenen Komplikationen sein und den Schichtbestand mit seinen Verwandtschaftsbeziehungen zur nahen Allgäu-Decke (Aptychenkalke, Couches rouges) zutreffend erklären. Es würde hier zu weit führen, eine weitere Analyse durchzuführen; sie sei späterem Eingehen vorbehalten.

Bemerkenswert ist der fazielle Typus der Randzone, die gegen das Allgäu hin zu isolierten Klippen sich ausweitet, und zu welchen wir die äußeren Komplexe der FD im Sinne von Kraus zählen. Es zeigt sich stetsfort, vom Jura bis zum Oberkreideflysch, das häufige Nebeneinander, der abrupte Übergang, von gegensätzlichen Sedimenttypen (Couches rouges: Glimmerschieferbreccien, feinste pelagische Kalke: polymikte Breccien verschiedensten Kornes, kristalline Blockkonglomerate: tonige Schiefer usw.). Dies ist das deutliche Merkmal des geantiklinalen Bildungsmilieus, das stetsfort durch orogene Vorgänge umgestaltet wurde; wir verlegen es in die Stirnpartie des Oberostalpins, in die späterhin verschürfte und auf ihrer Wanderung ihrer kristallinen Unterlage verlustig gegangene Allgäu-Decke. Wenn das Vorkommen oberostalpiner Aufbereitungsprodukte in den Grobklastika unserer Randzone (Birnwangkonglomerat, Kraus, Flyschkonglomerat Reiser) für manche Forscher als ein Beweis für die unmittelbare Angliederung der Flyschzone an das Oberostalpin ins Feld geführt wird, so erklärt sich dies ohne weiteres nach unserer Auffassung und braucht der Auskunft, die ein Tauernfenster oder der Ostalpen-Westrand gibt, keine Gewalt in der Auslegung angetan zu werden.

Als Abschlußglied legen sich über diese wenig koherente Schichtserie spätgosauische Sandsteine und Mergel, die vollkommen aus dem Verbands mit ihrer einstigen Unterlage als wohl abgeglittene „Vorhut“ auf weite Erstreckung einen dem ultrahelvetischen Flysch aufliegenden Randstreifen abgeben (Hindelang—Vilsertal, anscheinend aber auch im Großen Walsertal [Seewaldszone] noch vorhanden). Spätere Deckenfaltung bewirkte dann die heutigen räumlichen Beziehungen, die die Erkennung des ursprünglichen Nebeneinanders so schwierig gestaltet.

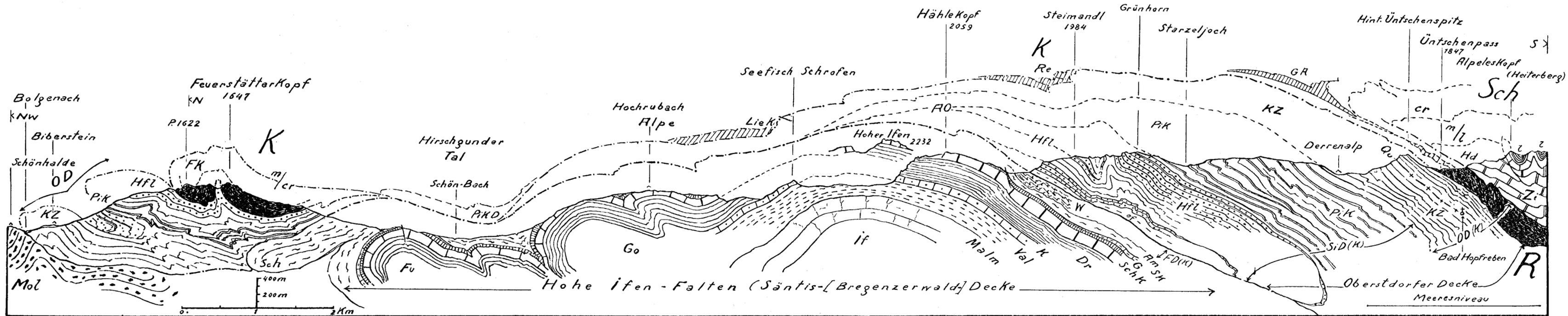
Die hier gegebene Interpretation des Kalkalpenrandes bezieht in ihre Umdeutung natürlich auch das Gebiet der durch Cornelius meisterhaft geschilderten Balderschwanger Klippen, über deren Schichtprofil schon manche Kontroverse ins Land ging. Es ist bekannt, daß durch den Monographen des Gebietes die Klippennatur des ostalpin sich ausnehmenden Anteils genauer umschrieben wurde und seine Heimat im unterostalpinen Bezirk gesucht wurde, diese tektonischen Elemente also weitgewanderte Schubsetzen aus dem Liegenden des Oberostalpins sein sollten. Im Rahmen der vorangehenden Darlegungen und auch nach wiederholtem Besuch glaubt der Verfasser diese Schichtserie ungezwungen mit oberostalpiner Abkunft in Übereinstimmung bringen zu können, während ihre Unterlage durch die ultrahelvetische Schubmasse (OD s. l.) gegeben ist (Fig. 1). Gegen eine Herkunft aus Südbünden im Sinne von Cornelius spricht nicht allein die größere Verwandtschaft der Aptychenkalkserie zur allgäuischen Entwicklung, sondern ganz besonders auch das Fehlen jedweder dynamometamorpher Umwandlung,

die dieser Serie, falls ihre Natur als von Fern hergebrachte Schubsplitter zu Recht bestände, eigen sein müßte. Gleiche Zuordnung wird auch für die Klippen von Hindelang (Liebenstein, Roßkopf, Imberg) gefordert, nur ist der rückwärtige Zusammenhang dort weitgehender nachprüfbar. Dahingegen sind die „pelagischen Kalke“ beider Orte ungleich; während der Rosalinenreichtum im Hindelangerbezirk das Oberkreidealter dartut, müssen wir mit Cornelius und anderen Autoren den Aptychenkalkvergleich für Balder schwang — ganz wie dies auch Boden (1929) betont — als gegeben erachten.

Zusammenfassend stellen wir also fest, daß im Alpennordrand zwischen helvetischen und austriden Bauteilen eine mächtige, stauend vorgeschobene ultrahelvetische Schubmasse, die Oberstdorfer Decke, den helvetischen Falten aufliegt. Ihr südlich abtauchender Schichtstoß trägt das in sich vielfach verschuppte Oberostalpin (Allgäudecke); als primärer Bestandteil desselben hat die buntzusammengesetzte Randzone zu gelten (Geantiklinalfazies), die teils unter den Stammkörper (Hauptdolomit) eingekleilt erscheint, teils in Klippen dem ultrahelvetischen Vorland aufliegt.

Diese unabhängig im Felde gewonnene Auffassung nähert sich stark der schon 1908 durch A. Tornquist gegebenen Erklärung, freilich ohne sich mit ihr zu decken. Genannter Forscher hielt die Aptychenkalke für Allgäudeckenmaterial, das, mechanisch abgetrennt durch den Vorschub der Lechtaldecke, in den Sedimentationsbezirk des Flysch eingeschoben wurde. Andersum beziehen wir die Randzone und die Klippen auf die vielfach in Schuppen gestaffelte und teils überfahrene Störnregion des Oberostalpins.

Fig. 1. Bauschema für die Gebirge zwischen ostalpinem Kalkalpenrand und subalpiner Molasse im Grenzgebiet von Vorarlberg und Allgäu.



Helvetische Serie:

- Fu* = Fugenbachgewölbe
- Go* = Gottesackergewölbe
- If* = Ifengewölbe
- Sch* = „Scheinalpdecke“
- W* = Wildfysch
- Am* = Amdenerschichten
- SK* = Seewerkalk
- G* = Gault
- Mol* = Nagelfluhgebirge
- SchK* = Schrattekalk
- Dr* = Drusbergschichten
- K* = Kieselkalk
- Val* = Valengienkalk und -mergel

Ultrahelvetische Serie:

- FD, SiD, OD(K)* = Feuerstätter-, Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke nach E. Kraus
- OD* = Oberstdorfer-Decke s. l.
- KZ* = Kalkzone (Hauptkalkzone, darin *Qu* = Quarzzone, nicht individualisierbar in vorliegender Querstrecke)
- PiK* = Piesenkopfkalk-Serie
- Hfl* = Hauptflyschsandstein
- of* = Ofterschwanger Mergel
- AO* = Ausspitzung von Oberstdorf (schematische Andeutung des Auskeilens des *Hfl* und *PiK* bei Oberstdorf)
- PiKD* = sog. Piesenkopfdecke (Schuppung im Piesenkopf)

Allgäu-Schubmasse (Oberostalpin):

- Sch* als Randschuppe
- R* als verkeilte Randzone (schwarz)
- K* als Klippe (schwarz, resp. schraffiert)
- Zi* = Zitterklapfenschuppe
- GR* = Andeutung der Lage der Grähornschuppe
- Re* = „ „ „ der „Retterschwangdecke“
- LieK* = „ „ „ der Liebensteinkalke
- FK* = Feuerstätterkopf-Klippe

- Hd* = Hauptdolomit
- l, m/l* = Lias (Allgäuschiefer) und jurassische Sedimente
- cr* = Kreide (Couchesrouges — Gosaubildungen)

Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland.

Von Dr. Friedrich Kümel.

Mit 3 Abbildungen.

Vom Abbruch der Ostalpen an bis weit nach Ungarn hinein dehnt sich ein weites Feld von Feuerbergen. Sie alle lieferten ausschließlich Basalte und deren Tuffe, wenn man von dem altmiozänen Massiv von Gleichenberg absieht, welches aus Andesit, Trachyt und Liparit besteht.

Die Vulkane des steirisch-burgenländisch-ungarischen Basaltgebietes ordnen sich in drei räumlich getrennte Gruppen. Nach Zahl und Größe der Vulkane nimmt das Gebiet des Balaton-Sees die erste Stelle ein mit seinen spitzen Basaltbergen, seinen Lavadecken und Tuffausbrüchen. An zweiter Stelle ist das Gebiet der Steiermark zu nennen, das A. Winkler in langjähriger Arbeit untersucht und kartenmäßig dargestellt hat. Neben dem Basalt spielen Tuffe hier eine gewisse Rolle.

Fernab von diesen beiden Vulkanlandschaften erheben sich im mittleren Burgenland zwei weitere Feuerberge, deren Kenntnis bisher noch nicht befriedigend war, trotz der Vorarbeiten von Winkler, Schmidt und Jugovics. Anlässlich der Neuaufnahme des Kartenblattes Ödenburg im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt unterzog ich diese beiden Vulkane einer eingehenden Neuuntersuchung.

I. Der Pauliberg.

Der Pauliberg liegt im Burgenland¹⁾, zwischen den Orten Kobersdorf und Landsee nahe der niederösterreichischen Grenze. Als einziger von den zahlreichen Ausbrüchen am Ostrand der Alpen baut er sich unmittelbar auf dem zusammenhängenden Körper der Alpen auf, allerdings nur zwei Kilometer von ihrem Abbruch entfernt. Alle anderen steirisch-burgenländischen Feuerberge ragen aus dem Tertiär hoch, nur der Oberpullendorfer Vulkan besitzt einen kristallinen Sockel.

Der kristalline Untergrund des Pauliberges gehört zur „Grobgneisserie“ im Sinne der ostzentralalpinen Geologie. Es schlägt hier nichts, daß dieser Begriff neu gefaßt werden muß, um der inzwischen fortgeschrittenen Erkenntnis gerecht zu werden. Dies wird in einer späteren Arbeit geschehen. Hier genügt es, die Gesteine aufzuzählen, die den Unterbau des Vulkanes bilden; dies soll im Anschluß an eine frühere Arbeit erfolgen (1935).

Landschaftlich gesprochen, bildet der Mühlbach die Nordgrenze des Pauliberges. Die Bergrücken am linken Talhang (Gemeindewald—Schönwald) bestehen aus dem „Wiesmather Aplitgneis“, einem feinkörnigen, weißen Quarz-

¹⁾ Und nicht „in Westungarns derzeit an Österreich angeschlossenen Teile“, wie E. R. Schmidt schreibt. Dies Land ist und bleibt deutsch!

Feldspat-Gemenge von kennzeichnendem, rauhem Bruch und überaus geringer Abänderung. Auf den Schieferungsflächen hat sich grünlicher Serizit neu gebildet, dunkle Gemengteile sind nicht vorhanden. Hervorgehoben wird, daß dieser Gneis eine selbständige Tiefengesteinsmasse bildet und nicht etwa zum Gefolge eines Granitstockes gehört. Eine versprengte Masse von Aplitgneis baut auch den Dachsriegel auf. Die dicht bewaldeten Nordhänge des Pauliberger (Langeberg, Blätterriegel, Hotterberg), die sich zum Mühlbach absenken, bestehen aus Glimmerschiefer, ebenso das Raffeld, noch nördlich dieses Tales gelegen. Der Glimmerschiefer ist in seinem stark verschieferten Zustand und der gelegentlichen Albitführung so kennzeichnend für weite Teile der Buckligen Welt, daß eine nähere Beschreibung nicht vonnöten ist. Es seien bloß die häufigen, doch immer geringen Lagen von Graphitquarzit¹⁾ erwähnt, weiters die selteneren Amphiboliteinschaltungen. Nahe dem Austritt des Mühlbaches aus dem Kristallin findet sich, in einem Steinbruch erschlossen, eine kleine Masse von Gabbroamphibolit.

Am Süd- und Osthang des Pauliberger geht der genannte Glimmerschiefer über in einen flatschigen Schiefergneis²⁾. Im Süden, gegen Neudorf und den Tessenbach zu, werden feinkörnige, plattige Gneise herrschend. Sie werden von zahlreichen Pegmatiten mit großen Glimmern durchsetzt und enthalten häufiger als die Glimmerschiefer des Nordhanges Amphibolitlagen, östlich von Neudorf und Lindgraben auch zwei größere Gabbrostöcke, welche in ihrer feinkörnigen Grundmasse große Pyroxene führen. Randlich sind sie zum Teil arg verschiefert.

Auf diesen Gesteinen lagert ein breiter Zug von Semmeringquarzit; ihm gehören an die durch ihre schrofferen Formen auffälligen Höhen des Klosterberges und der Ruine von Landsee, ebenso der Haidriegel und das Steinerne Stückel. Ein Zufluß des Tessenbaches durchbricht diesen Zug in einer engen Schlucht, dem Teufelsgraben. Auf den südfallenden Quarzit von Landsee wurde eine mächtige Masse von einfürmigem Glimmerschiefer aufgeschoben, welcher die Hochflächen südlich von Landsee zugehören. Diese Überschiebungslinie ist in Mohrs Versuch einer Auflösung der Tektonik des Nordostspornes der Zentralalpen nicht einbezogen, obwohl der Quarzitzug schon vorher bekannt war. Die weitere Fortsetzung der Linie nach Osten ist noch unbekannt, ihre Rolle im tektonischen Gefüge der Buckligen Welt noch nicht angebbar. Sie hat eher das Wesen eines Schollenaufschubes als das einer flachgelagerten, weitverfrachteten Decke.

Neben dem grüngrauen Quarzit gewohnten Aussehens findet sich um Landsee reichlich Arkose und grobes Konglomerat; seltener ist serizitischer Schiefer. In den hangenden Lagen, nahe der Schubfläche, ist das Gestein zu feinem Grus zermahlen (Steinbrüche bei Landsee).

Auf die petrographischen Ausführungen von Jugovics (S. 57) braucht hier nicht näher eingegangen werden. Es ist den österreichischen Zentralalpen-Geologen schon seit Jahrzehnten klar, daß der Semmeringquarzit vom Kristallin scharf zu trennen ist.

¹⁾ Warum soll dies im Glimmerschiefer nicht der Fall sein? Das diesbezügliche Befremden von Jugovics (S. 57) ist nicht am Platz.

²⁾ Dieses Gestein war bereits E. R. Schmidt bekannt, wie aus seinen verworrenen Schilderungen hervorgeht. Was er jedoch über dessen Streichrichtung und Beziehung zum Basalt sagt, steht in keinem Einklang mit bewährten tektonischen und vulkanologischen Vorstellungen und wird deshalb hier nicht erörtert.

Es besteht weder vom theoretischen Standpunkt, noch weniger von dem des Aufnahmegeologen ein Anlaß, einen Übergang von Glimmerschiefer in Quarzit zu vermuten; auch dann nicht, wenn dieser stellenweise serizitisch ist. Auch ist es unrichtig, wenn Jugovics aus dem Quarzit zwischen dem Jägerhaus (im Tal des Tessenbaches) und der Burg von Landsee Pegmatitgänge aus dem Quarzit meldet; sie treten dort ausschließlich im Biotitgneis auf.

Den Geländeeigentümlichkeiten der Buckligen Welt entsprechend, bildet der Untergrund des Pauliberges einen flachen und breiten Rücken, der sich an seinen Rändern steil gegen die jung eingeschnittenen Täler und Gräben absenkt. Es ist ein Teil der alten, oft beschriebenen Landfläche, die sich über den ganzen Ostteil der Zentralalpen breitet.

Im großen genommen, bildet der Basalt des Pauliberges eine bis 40 m mächtige, flachliegende Tafel, die den kristallinen Schiefer mit steiler, oft felsiger Wand aufliegt. Besonders an der Südwestseite sind die Basaltmauern von auffälliger Schroffheit. Ihr Fuß wird von abgestürzten Blöcken verhüllt und so die ursprüngliche Steilheit gemildert. An anderen Stellen (besonders im N und NO) beginnt die Trümmerhalde bereits auf der Höhe der Tafel. Der aus Fels und Sturzblöcken bestehende Steilrand weist örtlich eine Neigung bis zu 30° auf.

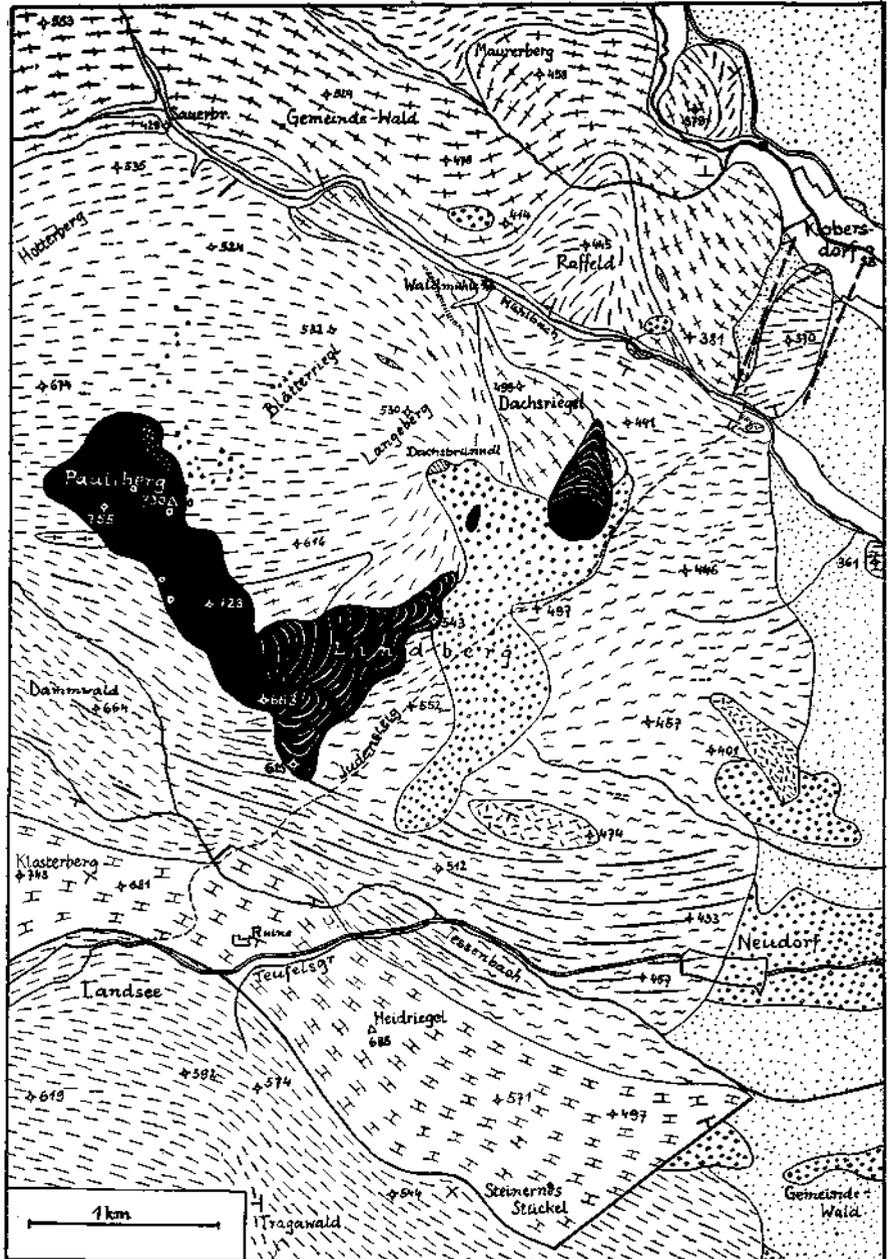
Die Steilheit der Ränder hat es mit sich gebracht, daß die Hänge des Pauliberges bis in die tieferen Lagen von zahlreichen Sturzblöcken bedeckt sind, und zwar merkwürdigerweise nur an den nach NO gerichteten Hängen, nicht auf der steileren SW-Seite, über welcher sich auch die Basalttafel schroffer erhebt. Dies scheint dafür zu sprechen, daß die Überhöhung an der Nordostseite durch Haldenbildung ausgeglichen wurde. Doch sind die Sturzblöcke nicht in solcher Menge vorhanden, daß dadurch die Basalttafel merklich an Masse verloren hätte.

Solches Blockwerk dürfte Winkler (1913, S. 365) einen nach Norden abgeflossenen Strom vorgetäuscht haben. Ich habe die Stelle genau begangen und in dem dichten, unaufgeschlossenen Jungwald keinen anstehenden Basalt gefunden, jedoch unter den zahlreichen Blöcken solche von verschiedener Zusammensetzung, darunter auch solche von Dolerit, die wohl nicht einer kleineren Zunge entstammen.

Die Oberfläche der Basalttafel ist nichts weniger als eben. Sie ist im nordwestlichen Teil wellig gestaltet mit erhöhten Rändern (◊ 755, △ 730). Im südöstlichen Teil sind drei in einer Reihe liegende Kuppen erkennbar. Auf der ersten, nur von Buschwerk bewachsenen, steht ein Jägerhochsitz; die mittlere trägt den Punkt 723. Die letzte fällt gegen SW besonders steil ab, geht aber auf der anderen Seite allmählich in die Lavafläche des Lindberges über, die noch besprochen wird.

Für die Beurteilung der Basalttafel des Pauliberges als vulkanische Erscheinung ist die Entscheidung wesentlich, ob der Steilrand eine ursprüngliche Bildung ist oder durch nachträgliche Rückwitterung entstand. Der letzteren Ansicht ist A. Winkler (1913), der im Pauliberg die „denudierte Ruine“ der einstigen Basaltmasse sieht.

Um die aufgeworfene Frage zu beantworten, muß etwas weiter ausgegriffen werden, vor allem müssen die gegen Kobersdorf vorgelagerten kleineren Basaltgebilde besprochen werden. Sie wurden von E. R. Schmidt für das untere Ende der Lavafläche gehalten; seine Darstellung wurde von Janoschek unverändert übernommen. Man überzeugt sich jedoch leicht, daß hier zwei



- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

Fig. 1. Kärtchen des Pauliberges. — Maßstab etwa 1 : 42.000.

von der Hauptmasse des Pauliberges unabhängige Ausbruchspunkte liegen. Der eine besteht aus einer kleinen ellipsenförmigen Basaltmasse oberhalb des Dachsbründls in etwa 500 m Höhe. Sie erhebt sich als niedriger Wall über ihre Umgebung, welche von einer Schotterfläche gebildet wird, die in den kristallinen Untergrund eingeschnitten ist. Sie nimmt südlich und östlich davon größeren Raum ein. Die Lage des kleinen Basalthügels auf ihr beweist, daß er seine Gestalt nicht dem Wirken der Abtragung verdankt. Wenn die Erosion noch nicht imstande war, die Schottermassen hinwegzufegen, um wieviel weniger kann sie dem Basalt angehabt haben.

Auf derselben Fläche liegt in geringer Entfernung die zweite Basaltmasse. Sie ist größer, aber von flacher Gestalt und entsendet eine breite, rasch sich verschmälernde Zunge nach abwärts in den Graben zwischen dem Dachsriegel (◊ 499) und dem Punkt ◊ 441. Beiderseits zwischen Kristallingesteinshängen liegend, erreicht der Basalt hier den tiefsten Punkt; sein unteres Ende liegt in etwa 420 m Höhe, das ist etwa 60 m über dem Mühlbache. Höchstens um diesen Betrag kann daher dessen Tal seit dem Basaltausbruch eingetieft worden sein. Es liegt hier offenbar ein Lavaström vor, welcher erstarrte, während er sich in einem engen Graben abwärts wälzte.

Soleherart ist die Meinung zu begründen, daß die beiden kleinen Basaltmassen ursprüngliche Formen bewahrt haben. Die Frage ist, ob gleiches auch für die Basaltsteilränder und Kuppen der Gipfelmasse gilt; unter dem Gewicht der angeführten Tatsachen ist dies zu bejahen (geringer Betrag der Abtragung seit dem Erlöschen des Vulkanismus!). Dies leitet zu einigen weiteren Schlußfolgerungen. Nach obigem müssen wir die Steilhänge der Basaltplatte als den gestauten Rand des ausbrechenden Basaltes ansehen, der nur durch Blocksturz etwas versehrt wurde. Es ist klar, daß nur eine Lava von bedeutend zähem Fluß zu solcher Steilheit sich stauen kann, ohne über die Hänge nach allen Seiten hin abzufließen.

Weiters ist die Frage nach dem Ort des Ausbruchspunktes aufzuwerfen. Winkler untersuchte den von Inkey im nördlichen Teil des Vulkanmassives gefundenen grobkörnigen Dolerit, sah ihn als „hypabyssisch“ erstarrte Schlotfüllung an und verlegte hierher den Ausbruchsschlot. Eine Aufklärung über das Wesen des Dolerites wird erst aus der petrographischen Untersuchung gewonnen (S. 210). Hier sei nur vorweg genommen, daß er nicht als geschlossene Masse im Basalt steckt, wie dies von der im Schlot verfestigten Lava zu erwarten wäre. Er ist vielmehr in Form von kleinen (nur hand-, kopf- oder rucksackgroßen) Lagen, Nestern und Schlieren im Basalt verteilt.

Wollte man die ganze große Basaltmasse des Pauliberges einem einzigen Ausbruchspunkt zuschreiben, so wäre schwer verständlich, wie der Lavafluß von der im Norden gelegenen Aushruchsöffnung weg zwei Kilometer auf dem schmalen, ebenen Rücken nach Südosten fließen konnte, ohne den Weg über die Hänge talwärts zu finden. Auch bliebe unerklärt, wie sich aus der im Fluß befindlichen Lavamasse die drei erwähnten Kuppen aufgewölbt hätten.

Allen Anforderungen wird einzig die Annahme einer Mehrzahl von Ausbruchsstellen gerecht, deren jeder eine gesonderte Basaltmasse entquoll und sich über ihr zu einer Quellkuppe staute. Denkt man sich diese Quellkuppen randlich zusammengeflossen und verschmolzen, so erhält man die Basaltplatte des Pauliberges. Die drei Kuppen deuten somit je einen gesonderten Ausbruchspunkt an; der nördliche Abschnitt des Basaltmassives entspricht

ebenfalls einem, vielleicht auch mehreren solchen, ohne daß dies aus der Geländeform heraus entschieden werden könnte. Der gelappte Umriss der Basalttafel weist ebenfalls auf die Entstehung aus mehreren Quellkuppen hin. Es sind mindestens vier solcher zu unterscheiden; sie ordnen sich in gerader Linie von Nordwest nach Südost an und sind, wie geschildert, schroff gegen den Untergrund abgesetzt. Nur die südöstlichste Quellkuppe zeigt abweichende Verhältnisse. Nur nach einer Seite ist an ihr der Steilrand entwickelt, während gegen den Judensteig zu (Fußweg von Kobersdorf nach Landsee) daraus ein großer Lavastrom ausgebrochen ist. Er geht unmerklich aus der Quellkuppe hervor und hat sich mit breiter Stirn den Hang des Lindberges¹⁾ hinabergossen. Die Lavafläche nimmt einen Raum von mehr als einem halben Quadratkilometer ein und grenzt sich im Gelände naturgemäß weit weniger deutlich ab als die Quellkuppen. Besonders gegen den Judensteig zu ist die Grenze im dichten Wald oft schwer aufzufinden. Auf der großen Waldblöße bildet der Basalt mehrere steiler abfallende Kaskaden, die ungemein eindrucksvoll die Erinnerung an die Lavaflächen tätiger Feuerberge wachrufen.

An einigen Stellen (so nahe von \diamond 615 und oberhalb von \diamond 543) finden sich im massigen Basalt des Lavastromes grubenartige Vertiefungen von Zimmergröße und darüber, welche bis zwei Meter tief eingesenkt sind und in Gruppen nebeneinanderliegen. Die Ränder dieser Gruben liegen allseits höher als ihr Grund, so daß sich eine Entstehung durch Abtragung von selbst ausschließt. Eine zuerst versuchte Deutung als Entgasungsstellen des bereits ausgeflossenen Magmas erwies sich als abwegig, da am Boden der Gruben keinerlei Schlacken vorhanden sind; er besteht vielmehr aus größeren Blöcken desselben Basaltes, der auch den übrigen Strom bildet. Eine Deutung der Erscheinung ergab sich aus dem Vergleich mit den Lavaflächen Islands; dort sind Höhlungen unter der Oberfläche erstarrter Ströme keine Seltenheit; sie entstehen durch den Abfluß der Lava unter der zuerst verfestigten äußeren Hülle. Vielfach sind sie vollkommen unversehrt, so daß man nur durch das dumpfe Dröhnen unter den Hufen der Pferde auf sie aufmerksam wird. Bei ihrer Zerstörung durch Einsturz können auffällige Felsbildungen entstehen; meist jedoch bilden sich unregelmäßige Vertiefungen, mit denen ich die entsprechenden Bildungen des Pauliberges vergleiche. Die Erhaltung solcher Einzelheiten zeigt, daß auch der Lavastrom des Lindberges in seiner ursprünglichen, wenig zerstörten Form noch heute vorhanden ist und nicht von einem rückgewitterten Denudationsrand begrenzt wird.

Gegenüber der Lavaförderung treten vulkanische Lockerstoffe am Pauliberg sehr stark zurück. Rote Basaltschlacke über dem Basalt war bereits Inkey und seinen Mitarbeitern (Aufnahmebericht 1878) sowie Winkler (1913) bekannt. Sie kommt in sehr geringer Menge auf der nördlichen Hälfte der Basalttafel vor. Ich fasse sie jedoch nicht wie Winkler als Erzeugnis eines selbständigen Ausbruches auf, sondern halte sie für die oberflächliche Kruste des Basaltes, welcher durch entweichende Gasblasen schaumartig aufgebläht wurde. Wenn auch ein großer Teil dieser Schlackenkruste bereits der Abtragung verfallen ist, so zeugen doch die vorhandenen Reste der so leicht verwitternden Gesteine vom verhältnismäßig guten Erhaltungszustand

¹⁾ Diesen Namen führt der sanft abfallende Osthang des Pauliberges.

des Feuerberges. Auf den drei gegen Südosten gelegenen Quellkuppen wurden keine Schlacken beobachtet, ebensowenig wie an den beiden einzeln stehenden Ausbruchsstellen.

Unmittelbar bei Δ 750 liegt eine rundlich-dreieckige Vertiefung mit allseits überhöhten Rändern, in ihren Ausmaßen nicht unähnlich den eingestürzten Lavahöhlen des Lindberges. Gräbt man jedoch unter der dichten Pflanzendecke den Boden auf, so findet man, daß der Untergrund aus schlackig-löcherigen Lavatrümmern besteht. Wir stehen also an einer Lavafumarole, einer Entgasungsstelle des bereits ausgebrochenen Magmas, wie solche an vielen Vulkangebieten bekannt geworden sind. Zwei weitere solche Fumarolen liegen knapp nebeneinander im nördlichen Teil des Vulkanmassives.

Durch einen glücklichen Zufall wurde anlässlich einer Schürfung auf technisch verwertbaren Basalt eine derartige Fumarole angefahren und zum Teil bloßgelegt. Diese Stelle findet sich etwa in der Mitte des Südwestrandes der Basaltplatte, nordwestlich von Punkt 723. Sie liegt fast in halber Höhe des Steilrandes. Der im unmittelbaren Liegenden vorkommende, dichte Basalt war der Anlaß, die Felsmauer hier anzubrechen. Man gelangte jedoch aus dem festen Gestein in eine lockere Anhäufung vulkanischer Bomben, die einen trichterartigen Hohlraum erfüllen. Die einzelnen Bomben schwanken zwischen Apfel- und Kopfgröße, bestehen aus schwammiger Lava und haben oft eine von Rillen und Wülsten bedeckte Oberfläche, ein Zeichen, daß sie ihre Form erlangten, während sie frei durch die Luft geschleudert wurden. Die Räume zwischen den Bomben sind erfüllt von einer gelblichen, fein erdigen Masse, die offenbar unter der zersetzenden Wirkung ausströmender Gase entstanden ist. Die Bombenanhäufung wird überdeckt von einer etwa 1 m mächtigen Schicht feinerer Auswurfstoffe, die zu einem Lapillituff verfestigt sind.

Nicht allzuweit nordwestlich dieser Eruptivfumarole lassen die am Steilhang herumliegenden Schlacken eine ähnliche Entgasungsstelle vermuten. Da bei allen diesen von den ausströmenden Gasen und Dämpfen auch feste Stoffe mitgerissen worden sind, muß man sie den Eruptivfumarolen im Sinne von Palmieri zuzählen (Wolff, Der Vulkanismus I.).

An den Felsen, die an dem Steilrand der Basalttafel zutage treten, läßt sich die Klüftung gut beobachten, welche den Basalt durchsetzt; ebenso auch an den beiden künstlichen Aufschlüssen, in welchen nahe von Δ 730 und am Südostrand nahe Δ 723 auf geeignetes Schotterungsmaterial geschürft wurde. Im Gegensatz zur üblichen säulenartigen Absonderung herrschen hier scharf durchsetzende, ebenflächige Schwundklüfte vor, welche senkrecht stehen und zur Mitte, gegen das Innere der Basaltmasse zu verlaufen. Quer dazu stehende Klüfte sind seltener. Durch diese radialen Sprünge wird der felsige Rand in parallele Platten zerlegt, welche von vorne gesehen Säulen vortäuschen. So dürfte sich die diesbezügliche Angabe von Hofmann und Mitarbeitern erklären. Die Sturzblöcke, welche in tieferen Lagen des Pauliberger häufig sind, zeigen (soweit sie nicht unregelmäßig rundlich abgewittert sind) vielfächigen Umriß, durch diese Schwundklüfte bedingt.

Die Gesteine des Pauliberger sind im Dünnschliff wiederholt untersucht worden, so von Inkey, Winkler (1913), Jugovics, Schmidt, Köhler und Wieseneder. Die genaueste Beschreibung stammt von Schmidt. Auf seine und Wieseneders Beobachtungen stützen sich die folgenden

Ausführungen und ergänzen sie durch eigene Untersuchungen; doch ist nicht beabsichtigt, eine erschöpfende Beschreibung zu liefern, da Herr Professor A. Himmelbauer auf meine Bitte einem seiner Schüler eine genaue chemisch-petrographische Untersuchung als Aufgabe stellen wird.

Die Masse des Paulibergeres besteht zum größten Teil aus solchem Basalt, welcher durch die Verwitterung in kleine rundliche Bruchstücke zerfällt; er wurde von Winkler als Graupenbasalt bezeichnet. Im Mikroskop ist er kenntlich an seiner überaus feinkörnigen Grundmasse aus Pyroxen und Plagioklas, wahrscheinlich auch Nephelin, sodann sehr reichlichen Erzkörnchen. Durch die sehr ungleiche Verteilung des Erzes und die verschiedene Größe der Kristalle, besonders des Plagioklas, entsteht ein schlieriges Gefüge, welches die Anlage der Graupenbildung vorstellt.

Aus dem Graupenbasalt geht ohne Grenze eine andere Abart hervor, welche ebenso dunkelgrau erscheint, aber auch im verwitterten Zustand massig ist. Unter dem Mikroskop ist ersichtlich, daß sie gröberkörnig ist und die Minerale in gleicher Verteilung enthält. Ein Versuch, diese beiden Abarten kartennäßig zu trennen, mißlang infolge der unmerklichen Übergänge und des fortwährenden Wechsels. Dieses Gestein ist am besten aufgeschlossen am Fuße der Basaltwand bei Δ 730 sowie im Liegenden des Tuffes und der Bomben am SW-Hang. An beiden Stellen wurde es wegen seiner technischen Verwertbarkeit in Probeaufschlüssen bloßgelegt. Auch die Lavazunge der einzeln stehenden Ausbruchsstelle besteht zum kleineren Teil aus solchem Basalt.

Die Grundmasse des Basaltes „enthält hier und da auch reichlicher Glas“; dies hat Schmidt dazu geführt, den gesamten Pauliberger-Basalt als Basanitoid zu bezeichnen. Wiedeneder folgt ihm hierin in bezug auf die Glasführende Abart, nennt aber das vollkristalline Gestein Alkalibasalt. Wenn man sich an die überaus unterscheidungssüchtige Namengebung der modernen Basaltpetrographie halten will, ist jedoch der letztere Name nicht anwendbar; denn nach Rosenbusch (S. 455) hat der Alkalibasalt im strengen Sinn keinen Nephelin, den aber Wiedeneder ausdrücklich angibt. Wenn Glas fehlt, wäre eher der Name Basanit am Platze. Die Winkler'sche Bezeichnung Feldspatbasalt ist mit dem Begriff Plagioklasbasalt bei Rosenbusch gleichzustellen, welcher nicht zu den Alkalibasalten gestellt wird und auch keinen Nephelin führt. Der von Jugovics gewählte Name Limburgit ist (ebenfalls nach Rosenbusch) Gesteinen vorbehalten, die neben Augit und Olivin weder Plagioklas noch Nephelin führen, sondern lediglich eine glasige Grundmasse besitzen. Eine endgültige Entscheidung über die anzuwendenden Namen wird erst die chemische Untersuchung schaffen. In dieser Arbeit ist stets der allgemeine Name „Basalt“ verwendet worden.

Der Basalt des Nordteiles, welcher die zahlreichen Doleritschlieren enthält, weicht von den sonst vorherrschenden in mehrfacher Hinsicht ab. Schon dem freien Auge fällt der Olivinreichtum auf (zum großen Teil in Iddingsit verwandelt). Der Schliff zeigt, daß er aus großen Plagioklaskörnern besteht, die kleine Pyroxenstengel enthalten (poikilitisches Gefüge). Weiters ist vorhanden Nephelin-Füllsel, Erzskellette und Glas in geringer Menge.

Der Dolerit besteht [nach Winkler (1913, 1914), Schmidt, Wiedeneder und eigenen Beobachtungen] aus Plagioklas (meist An_{50-60} ; in mannigfacher Verzwilligung, siehe Wiedeneder), Pyroxen (Titanaugit mit Zonar- und Sanduhrbau; randlich in geringem Ausmaß in grüne Hornblende übergehend),

rhombischem Pyroxen, spärlichem Olivin, Nephelin, reichlich Apatit und Erz. Auffällig ist die schriftgranitartige Verwachsung von Feldspat mit einem oder zwei Angitkristallen, ein Zeichen gleichzeitiger Ausscheidung beider Minerale. Der Plagioklas kommt in zwei Altersfolgen vor; neben großen Kristallen (darin die Verwachsungen) finden sich zahlreiche schmale, leisten- oder zwischenraumerfüllende. Erstere sind oft fächerförmig-strahlig gestellt und gehen in der Größe so weit herab, daß schließlich der Dolerit in unregelmäßige Bestandsmassen von Basalt übergeht.

Der Dolerit bildet faust- bis kopfgroße Schlieren, Nester und Lagen im olivinreichen Basalt seiner Umgebung. Er verdankt seine Entstehung ersichtlich zwei Vorgängen: erstens einer langsamen Abkühlung, offenbar im Inneren der Quellkuppe; zweitens einer Differentiation, welche die Anreicherung von Feldspat und die Verarmung an Olivin bewirkte. Dementsprechend ist auch im Basalt der Umgebung der Olivin angereichert. Durch Strömungen in der Quellkuppe während der Abkühlung mag die Verteilung in Schlieren bewirkt worden sein.

Der Ausdruck Dolerit bezeichnet lediglich eine Eigentümlichkeit der Struktur, nämlich die grobe Körnung. Zur Bezeichnung der chemischen Stellung könnte der Ausdruck Basanit-Dolerit angewendet werden. Der von Wieseneder gebrauchte Name Trachydolerit ist nicht anwendbar, da nach Rosenbusch (S. 455) die Familie der Trachydolerite keinen Nephelin enthält. Gegen den Namen Alkaligabbrobasalt (Schmidt) spricht vor allem das Verlangen, den so reichen Wortschatz der Basaltpetrographie nicht zu vermehren; auch hat der Dolerit mit einem Tiefengestein außer dem groben Korn nichts gemein.

Der Basalt des Lindbergstromes enthält an einer Stelle große verwitterte Aragonitmandeln. An der SW-Flanke wurde in einer Schwundspalte eine kleine Menge von Glasopal (Hyalit) gefunden.

Im vorhergehenden wurde gezeigt, daß die Basalttafel des Pauliberges aus einer Vereinigung mehrerer Quellkuppen besteht. Dieser Feuerberg gehört demnach jenem Ausbruchstypus zu, den K. Schneider unter dem Namen Tholoide als selbständige Grundform der Vulkanbauten von den Schildvulkanen oder Aspiten unterschieden hat. Er kennzeichnet sie wie folgt:

„Bei diesen Formen tritt die Grundbasis auf Kosten der Höhe zurück. Konvexe Flanken bis über 35° treten in die Erscheinung. Bei ihrem Aufbau sind nur rheumatische¹⁾ Förderungen festzustellen.“ „Als typischer Repräsentant kann der Puy de Sarcouy angesehen werden.“ „Tholoide treten in der Regel in Gruppen vergesellschaftet auf.“

Aus diesen beschreibenden Feststellungen lassen sich bereits die Bildungsbedingungen entnehmen. Die im Verhältnis zur Grundfläche bedeutende Höhe ist nur denkbar bei großer Zähigkeit des ausquellenden Magmas einerseits, bei nicht allzu großen Ausmaßen des Vulkanbaues andererseits. Ohne seitlich auseinanderzuffießen, können sich so die Lavamassen aufstauen, entsprechend der Quellkuppentheorie E. Reyer's, die sich freilich für den Teplitzer Schloßberg selbst, für den sie aufgestellt wurde, nicht bewährt hat. Reyer's Versuch, durch Auspressen von Gipsbrei aus einer engen Öffnung die Bildung

¹⁾ D. h. schmelzflüssige.

von Quellkuppen nachzuahmen, ist jedoch noch in einer anderen Hinsicht bemerkenswert; stellt er doch einen jener seltenen Fälle vor, in denen ein Modellversuch der Wirklichkeit so weit entspricht, daß er zur Erklärung herangezogen werden kann.

Es liegt nahe, unter den in geschichtlicher Zeit entstandenen Feuerbergen nach solchen zu suchen, die den Quellkuppen des Paulibergeres ähneln. Eine solche Umschau kann an Hand der von Wolff gegebenen Übersicht über die durch Aufstauung entstandenen Domvulkane geschehen. Die Mehrzahl dieser dreizehn Quellknppen wird von Andesiten gebildet. Es finden sich unter ihnen nur zwei¹⁾ aus Basalt bestehende. Hier ist vor allem die Staukuppe Colle Umberto I. zu nennen, welche sich auf der Nordwestflanke des Vesuv bis zu einer Höhe von 160 m mit steilen Flanken erhob; über Einzelheiten der Bildungsweise bestehen allerdings Meinungsverschiedenheiten. Ein weiteres Beispiel bietet der Basalt-Lavadom des Kilanea. Zu Beginn des Jahres 1848 war der Krater ausnahmsweise so untätig, daß sich der Lavasee mit einer dicken Kruste bedeckte. Diese wurde dann im Lauf mehrer Monate so hoch aufgewölbt, daß die entstehende Quellkuppe den niedrigen Teil des äußeren Walles überragte. Sie erreichte bei einem Durchmesser von 600 bis 700 m eine Höhe von 60 bis 90 m. Aus den Spalten, welche die oberflächlich erstarrte Masse durchsetzten, war glühendes Gestein sichtbar. Zum Teil haben am Aufbau der Kuppe auch Lavaströme Anteil genommen, welche aus Öffnungen ausbrachen und an den Hängen und an ihrem Fuße erstarrten. Ein eigentlicher Krater war nicht vorhanden (J. D. Dana).

Die beiden Andesitquellkuppen Georg und Aphroëssa auf Santorin bildeten sich in den Jahren 1866/67 und sind das Ergebnis eines langsamen, von Gasausbrüchen und Explosionen begleiteten Emporquellens von Magma. Die zähflüssigen, oberflächlich verfestigten Massen unterhielten reichliche Fumarolen, welche zuzeiten reichlich Blöcke und Steinmassen auswarfen. Manches erinnert außerdem noch an die Basalttafel des Paulibergeres: die steilen Ränder der ausgebrochenen Masse, die ebene Oberfläche an Stelle eines Kraters. Aus dem Bericht von Augenzeugen (z. B. Reiß und Stübel) gewinnt man ein unheimliches und eindrucksvolles Bild; doch soll der Vergleich nicht über Äußerlichkeiten hinausgeführt werden. Es quillt ja hier Magma ganz anderer Mischung auf, wenn auch der Typus dieser Ausbrüche von dem physikalischen Zustand (Zähflüssigkeit) bestimmt wird und nicht von der chemischen Zusammensetzung. Freilich wird der entsprechende Grad von Bildsamkeit bei sauren und basischen Magmen bei verschiedenen Wärmegraden erreicht werden. Der Basalt des Paulibergeres hat offenbar infolge seiner niedrigen Temperatur einen solchen Grad von Zähflüssigkeit besessen, daß es nur in zwei Fällen zur Bildung von Strömen gekommen ist. Begünstigt wurde die Stauung der Lava noch durch die Verteilung der an sich geringen Masse auf mehrere Ausbruchspunkte.

Aus der Schilderung der Geschehnisse beim Ausbruch des Georg (Santorin) ist zu entnehmen, daß eine Quellkuppe von einem gewissen Zustand an nicht mehr an Höhe gewinnt, sondern breit auseinanderquillt. Hiebei flacht sich die ausgebrochene Masse oben ab, behält jedoch ihre randliche Steilheit un-

¹⁾ Entgegen der Angabe von Wolff besteht die Quellkuppe im Inneren des Kaimon (Südspitze von Kiushü) aus Andesit, nicht aus Basalt (I. Friedlaender).

verändert bei. Ein solches Gebilde nähert sich bereits einer Lavadecke und soll im folgenden als Staudecke bezeichnet werden.

Bei näherem Zusehen zeigt sich, daß Staudecken und -kuppen im burgenländisch-steirisch-ungarischen Vulkanfeld keine vereinzelte Erscheinung sind. Alle diese Vulkanbauten sind mit dem Pauliberg gleichalterig, so daß anzunehmen ist, daß sie ebensowenig von Verwitterung versehrt sind wie dieser. Im steirischen Becken ist vor allem die Masse des Hochstraden als Staudecke zu bezeichnen. Schon Winkler (1913, 1914, 1927) spricht von einer Basaltdecke. Sie ist etwa 3 km breit, im Norden bis 150 m mächtig und ist nur mit geringen Schlackenmengen verknüpft. Wie Winkler ausführt, lagert sie unmittelbar über einem oder mehreren Ausbruchspunkten. Die Basaltmasse baut sich mit steilem Rand teils über pontischen und sarmatischen Schichten, teils über einer darüberliegenden jungpontischen Schotterdecke auf; die Sohle liegt in etwa 500 m. „Ein oberflächlicher Aufschüttungskegel hat sich wohl niemals am Hochstraden erhoben“ (Winkler 1913).

Wenn man nach den Beschreibungen und Bildern urteilt, welche J. Vitalis von den Vulkanen am Balatonsee gegeben hat, so gewinnt man die Überzeugung, daß hier Quellkuppen und Staudecken in reicher Vielfalt erhalten sind. Basaltberge mit breiter Gipffläche und steil abstürzender Wand sind dort ein immer wiederkehrender Zug im Bild der Landschaft. Im morpbologischen Schutz des Basaltes erheben sich die pontischen Schichten zu etwas größeren Höhen und bilden so einen sanft ansteigenden Sockel, über dem sich in felsiger Wand der meist säulig abgesonderte Basalt erhebt. Unter den solcherart aufgebauten Bergen sind zu nennen die Basaltmassen des Halomhegy und Szentgyörgyhegy, besonders aber der riesige Badacson, ferner Haláp, Somlóhegy und Sághegy. Wollte man schon ihre Steilwände durch Abtragung der pontischen Schichten an ihrem Fuß und Nachbrechen des Basaltes erklären, so stimmte dennoch die über dem Steilhang scharf ansetzende Hochfläche nicht zu einem Vulkankegel. Auch Abtragung kann nicht die Hochfläche geschaffen haben. Die Vulkane am Balaton sind ebenso wie der Hochstraden und der Pauliberg Quellkuppen und Staudecken, d. b. zähflüssiges Magma, am Ort seines Aufdringens erstarrt, beziehungsweise zum breiten, unförmigen Kuchen auseinandergequollen. Dieser Ausbruchstypus tritt an die Stelle der Schildvulkane, wenn sich die Eruptivmasse nahe ihrem Erstarrungspunkt befindet und verhältnismäßig klein ist.

Mit diesen Erörterungen soll in keiner Weise für die Ansicht v. Knebel's eingetreten werden, welcher die Dyngjur Islands als „monogene Baue“ ansieht, entstanden durch einmaliges Auspressen von Lava und Erstarrung von außen nach innen. Ich hatte selbst Gelegenheit, mich an dem Geldingafell, einem kleineren Schildvulkan am Hvitavatn, zu überzeugen, daß er aus dünnen, übereinandergeflossenen Strömen besteht, die sich mit Fließwülsten gegeneinander abgrenzen (Schrifttum 1930). Außerdem besitzen diese Schildvulkane stets einen wohlausgebildeten Krater. Übrigens hat v. Knebel's Meinung keinerlei Anklang gefunden (Knebel-Reck, Island).

Der Ausbruch des Pauliberges ließ sich zeitlich genauer festlegen durch die Auffindung eines vereinzelten Vorkommens von Sarmat am Nordosthang. Es findet sich schon auf Schmidt's Kärtchen angedeutet, ohne aber in der Beschreibung erwähnt zu werden. Obwohl dieser kleine, von der Abtragung verschonte Rest nicht weit von dem markierten Weg von Kobersdorf auf

den Pauliberg liegt, kann er leicht übersehen werden. Dieser Weg erreicht in etwa 500 m eine breite, schotterbedeckte Fläche, der er eine Zeitlang folgt. Wo er wieder aufwärts ansteigt, hat man sich talwärts in einen kleinen Riß zu wenden, um zum Dachsbründl zu gelangen. In dessen Umgebung steht ein heller Kalkstein an, der reichlich Steinkerne und Abdrücke sarmatischer Fossilien führt:

„*Nassa*“ *duplicata* (Sow.)
Potamides pictum (Bast.)
Trochus sp.
Cepaea sp.
Modiola volhynica Eichw.
Limnocardium obsoletum (Eichw.)
Limnocardium plicatum (Eichw.)
Irus (Paphirus) gregarius (Partsch)
Ervilia podolica Eichw.
Mactra podolica Eichw.
 Foraminiferen

In fossilarem, dichtem, plattigem Kalk fanden sich die Reste einer etwa 30 cm langen Schildkröte. Ab und zu sind Glimmerschieferbrocken im Kalkstein eingeschlossen. Über dem Kalk liegt, an der Wegböschung schlecht aufgeschlossen, ein unreiner Tegel.

Das Sarmat beim Dachsbründl¹⁾ liegt gegen 500 m hoch; es ist das höchst gelegene Vorkommen am Alpenostrand. Am Marzer Kogel reicht Sarmat bis 386 m, doch vermutete schon F. E. Suess, daß diese Höhe nicht das Maximum der Aufschüttung darstelle.

Über dem Sarmat folgt in mächtiger Lage Schotter. Die besten Aufschlüsse darin finden sich noch an dem markierten Weg sowie nördlich und südlich des kleinen, einzeln stehenden Basaltdurchbruches. Es sind wohlgerundete, nicht allzu große Gerölle aus Gesteinen der Umgebung, unter denen sich gelegentlich ein Stück aus dem Semmeringquarzit von Landsee befindet. Ferner fand sich ein Geröll aus Disthengneis, das am ehesten aus der Gegend von Kichschlag stammt, entsprechend der durch den Quarzit angedeuteten Herkunft der Gerölle aus Süden. Der Schotter liegt auf einer wohl ausgeprägten, in das Kristallin eingeschnittenen Fläche in etwa 500 m, welche sich zwischen dem Dachsbründl, dem unteren Ende des Lindberg-Lavastromes und den beiden einzeln stehenden Basaltdurchbrüchen befindet. Sie entspricht entweder dem sarmatischen Wasserspiegel, was durch die Verknüpfung mit den fossilführenden Ablagerungen nahegelegt wird, oder deutet den Höchststand des pannonischen Sees an.

An dem markierten Weg auf den Pauliberg sind vereinzelte Gerölle noch bis 550 m hinauf zu finden. Unter dem Ostende des Lindbergstromes (in etwa 540 m), wo der Schotter seine größte Höhe erreicht, hat er noch eine Mächtigkeit von einigen Metern; weiter nach Süden zu finden sich jedoch nur ab und zu im dichten Wald verstreute Gerölle. Die Landfläche ist hier kaum mehr angedeutet, die Schotter in die Gräben hinein verschwenmt.

¹⁾ Das Wasser des Dachsbründls wurde von Herrn Prof. Dr. J. Stiny in freundlicher Weise untersucht. Es hat eine Härte von 17.6 D. H., davon 15.2 D. H. Karbonathärte. „Es geht daraus mit Sicherheit hervor, daß sein Einzugsgebiet nicht im Kristallin liegen kann, sondern im Tertiär.“

Im Schotter fanden sich dort, wo er ungestört liegt (unter dem Lavastrom sowie um die kleine Basaltkuppe) keine Basaltgerölle. Der Lavastrom überdeckt mit seinem unteren Rande den Schotter. Ebenso ist es mit den beiden selbständigen Ausbruchsstellen. An dem Ostrand der östlichen Masse fanden sich auch einzelne Lesesteine von Kalk mit *Limnocardium obsoletum* (Eichw.). In diesem Basalt finden sich, allerdings selten, eingeschlossene Gerölle. Es hat sich der Basalt somit sicher nach dem Sarmat ergossen und ist auch jünger als die schotterbedeckte Fläche. Es ist überaus wahrscheinlich, daß er (entsprechend der Vermutung Winkler's) mit den steirischen Basaltausbrüchen gleichalt ist.

Der Terrassenschotter des Paulibergeres stellt den einzigen in dieser Höhe gelegenen Schotterrest in der Landseer Bucht vor. Er wurde durch den Basalt seiner Umgebung vor der Abtragung bewahrt, auch dort, wo er von diesem nicht unmittelbar überlagert wird. Das Ergußgestein hat als Damm gewirkt, welcher eine Entblößung der Hänge verhindert hat. Im südlichen Teil des Lindbergeres, wo die Lava nicht bis auf die Schotterfläche herabreicht, konnte sie eine Verschwemmung der Schotter nicht verhindern.

2. Der Oberpullendorfer Vulkan.

Der zweite Feuerberg des mittleren Burgenlandes liegt unmittelbar westlich von Oberpullendorf. Da er keinen deutschen Namen hat, wird er im folgenden mit obiger Bezeichnung geführt. Er bildet einen nicht besonders auffälligen Hügel, welcher den Punkt Δ 309 trägt und auf den ungarischen Karten als Fenyös erdő bezeichnet ist. Wie in zwei großen Steinbrüchen sichtbar ist, besteht der Vulkan aus zwei mächtigen, übereinandergelassenen Lavaströmen, welche nach Norden im Tal des Stooberbaches bis halbwegs gegen Stooß zu verfolgen sind.

Der große Steinbruch (Besitzer K. Wanko) an der Ostflanke des Vulkans gewährt in jeder Hinsicht den besten Einblick. In dem größten, rechteckigen Aufschluß hat die Basaltwand eine Höhe von 6—8 m. Der Aufbau aus zwei selbständigen Strömen wird ersichtlich durch eine durchlaufende, etwa 1 m starke Schlackenschichte, der Außenhülle des unteren Stromes. Der Basalt zeigt hier keine Absonderungsformen. Am Ausgang des Steinbruches hat der Basalt nur eine geringe Mächtigkeit; er lagert hier auf einer 30° nach Südwesten einfallenden Fläche auf Schiefergneis, welcher graphitische Lagen enthält. Die oberste Zone des Untergrundes samt einer auflagernden alten Verwitterungsschicht wurde lebhaft ziegelrot gebrannt bis zu 50 cm Abstand.

In der Südecke des großen, rechteckigen Aufschlusses hört der massive Basalt unvermittelt auf, an seine Stelle tritt roter Tuff. Er besteht in mannigfachem Wechsel aus Anhäufungen einzelner Bombenauswürflinge und unregelmäßigen eckigen Trümmern von Basalt, darunter gewaltige Blöcke. Häufig sind auch aus dem Untergrund mitgerissene Gneisstücke bis zu Rucksackgröße. Es ist also die zweifach übereinanderliegende Basaltdecke nachträglich noch von einer Gasexplosion durchschossen worden, welche Blöcke des vorher gebildeten Basaltes zusammen mit solchen des Untergrundes emporriß und ihren Ausbruchskrater mit lockeren Schlacken und Bomben sowie Blockwerk verstopfte. Von der hiebei herrschenden Hitze gewinnt man ein eindrucksvolles Bild, wenn man die im Tuff eingebackenen, rot gebrannten

Gneisblöcke betrachtet. Die sicherlich länger andauernde Dampf- und Gasausströmung hat im Tuff die Bildung von zahlreichen großen Knollen von Opal (Opaljaspis) bewirkt. Er ist von brauner Farbe und wird manchmal von Bändern von milchweißem Opal durchzogen.

Von der Höhe des Bremsberges im Hintergrund des großen Aufschlusses führt ein langer, enger Durchlaß in einen zweiten, derzeit in Betrieb stehenden Steinbruch. Der Durchlaß ist in seiner Gänge in die geschilderten roten Tuffmassen eingeschnitten. Hier offenbart sich die riesige Menge dieser Bildungen und damit die Großartigkeit des Geschehens. Im zweiten Steinbruch wird der unter dem Tuff liegende Basalt abgebaut. Wichtige Erkenntnisse wurden an der NO-Wand dieses Bruches gewonnen. Hier ist in der Höhe der Wand unmittelbar über dem Basalt eine $\frac{3}{4}$ m starke Schichte eines ziemlich festen Sandsteines aufgeschlossen, welche seitlich rasch wieder auskeilt. Dieser Sandstein besteht aus Quarzkörnern und Kieseln bis zu Erbsengröße und enthält zahlreiche Reste von Pflanzenwurzeln in Form hohler Röhren. Nach oben geht er in den eben beschriebenen Tuff über; durch seine Hitze hat er den darunterliegenden Sand hellrosa gebrannt. An der Grenze von Tuff und Sand fanden sich zwei 12 cm lange Coniferenzapfen. Sieht man von der Hitze Wirkung des Tuffes ab, so entspricht dieses Absatzgestein durchaus den Sanden, die zusammen mit Kies und Tegel nordöstlich von Oberpullendorf aufgeschlossen sind.

Die Verhältnisse im großen Steinbruch von Oberpullendorf zeigen, daß sich unmittelbar auf kristallinem Untergrund zwei Lavadecken übereinander ergossen; in einer darauffolgenden Zeit der Ruhe wurde der Vulkan mit Sand überschichtet und mit Pflanzenwuchs bedeckt. Hernach erfolgte noch ein explosionsartiger Durchbruch mit Tuffförderung.

Ein in die Tuffmassen gegen Δ 309 vorgetriebener Einschmitt fand erst in einiger Entfernung wieder festen, zum Teil blasigen Basalt, in dem sich der Abbau gegenwärtig bewegt.

In den Zufahrtswegen zum Steinbruch taucht bereits der kristalline Untergrund auf, wie schon gesagt wurde. An der Bahn, unter der Verladerrutsche, steht jedoch wieder 2 m hoch Basalt an, von einer Schlackenschicht unterlagert. Es ist nicht anzunehmen, daß er ebemals in der Falllinie des Hanges mit der Hauptmasse zusammenhing; er dürfte vielmehr (siehe das Kärtchen) eine alte kristalline Aufragung umflossen haben und näher mit dem Basalt des Gemeindesteinbruches zusammenhängen.

Auf der Höhe des Oberpullendorfer Vulkanes wurden zwei Bohrungen angesetzt, welche E. R. Schmidt flüchtig erwähnt. Die eine traf nach 35 m das Grundgebirge, die andere bewegte sich 40 m in den Schlacken des letzten Durchbruches, durchsank 22 m Basalt und erreichte dann das Kristallin.

Der kleinere, der Gemeinde Oberpullendorf gehörige Steinbruch liegt im nördlichen Teil des Vulkanberges und ist aus der künstlichen Erweiterung eines kleinen Grabens entstanden. Er zeigt einen ähnlichen Aufbau wie der erste, nämlich einen unteren Lavastrom (6 m), dann eine 1—2 m mächtige Schlackenschicht und einen oberen Strom (4 m). Gegen die Bahn zu erscheint auch hier der kristalline Untergrund, nämlich heller, aplitischer Granitgneis. Der gegenüberliegende Hang besteht aus Löß, doch ist im oberen Teil des erwähnten Grabens ersichtlich, daß der tegelige Tertiärsand den Basalt überlagert.

Folgt man vom Ausgang des Gemeindesteinbruches an dem Bahngeleise nach Nordwesten, so findet man Schiefergneis aufgeschlossen, ähnlich demjenigen vom Osthang des Paulibergeres. Bald jedoch übersetzt die Bahn einen Graben, in dem sich tegeliger Sand findet. Dieser Graben gahelt sich in drei Äste, an deren Sohle wieder Basalt ansteht.

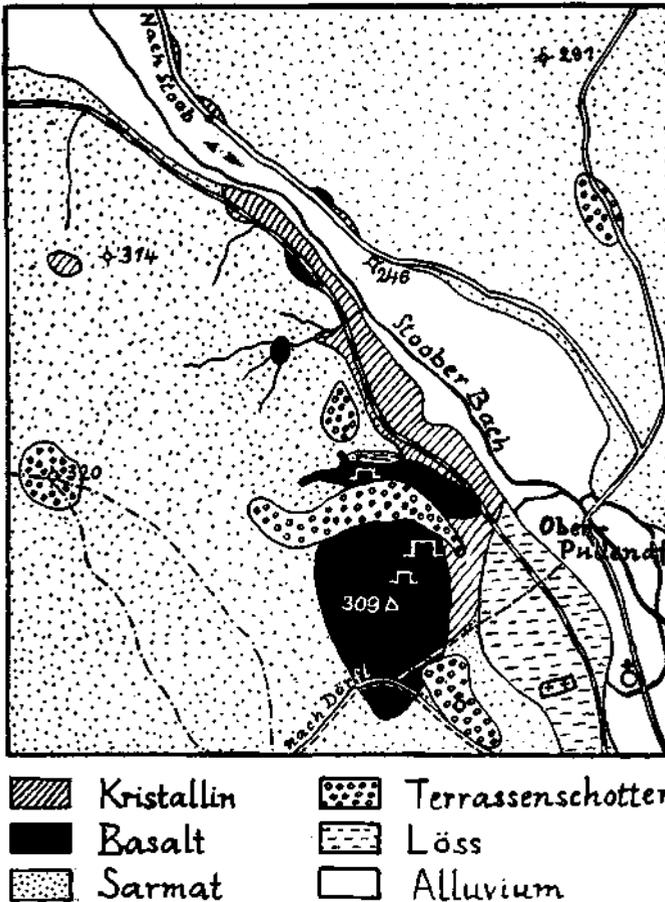


Fig. 2. Kärtchen des Oberpullendorfer Vulkanes. — Maßstab 1 : 25.000.

Noch weiter der Bahn entlang trifft man wieder Basalt, dessen Auflagerung bei km 36·9 gut aufgeschlossen ist; insbesondere fällt hier die kugelige, durch Verwitterung bedingte Absonderung auf. Nach kurzer Zeit gelangt man im Bahneinschnitt wieder zu Sand und Tegel, welcher überall in geringer Höhe über Basalt und Kristallin beginnt und die Höhen bildet.

Auf der östlichen Seite des Stooberbaches kann man in dürrtigen Aufschlüssen aplitischen Gneis anstehen sehen, welcher an einer Stelle gegen das auflagernde Tertiär (vermutlich Sarmat) von geringen Verwerfungen begrenzt ist. Basalt findet sich nur in kleinem Ausmaß an einer Stelle aufgeschlossen,

und zwar gegenüber dem Aufschluß an der Bahn. Sonst werden die waldbedeckten Hänge über der Straße vom Tertiär gebildet. Es ist somit die Ausdehnung des Basaltes zwischen Stooß und Oberpullendorf, beiderseits des Stooßbaches, weit geringer als auf dem handkolorierten, von Roth v. Telegd aufgenommenen Spezialkartenblatt angegeben, ebenso auf Schmidt's Kärtchen.

Die besprochenen Aufschlüsse im Basalt lassen sich zwanglos zu einer Lavazunge von etwa 1 km Länge verbinden, welche dem Oberpullendorfer Vulkan nordwärts entfloßen ist und durch den einschneidenden Stooßbach zerteilt wurde.

Im Süden ist der Fuß des Oberpullendorfer Vulkanes von Tegel und Sand verhüllt; nur südlich der nach Dörfel führenden Straße reicht er bis in einen kleinen Graben hinunter.

Die Beobachtungen lassen keinen Zweifel, daß der Ausbruch des Vulkanes tatsächlich vor Ablagerung der Absätze stattgefunden hat, welche ihn heute bedecken. Infolge Fossilmangels ist jedoch nicht feststellbar, ob die Schichten so wie der ganze Westteil der Landseer Bucht dem Sarmat zugehören oder im Sinne der älteren Geologen bereits dem Pannon angehören. Mit dem Hinweis auf fehlende Funde von Versteinerungen schließt sich dieser letzten Meinung Jugovics an, welcher bereits die Auflagerung des Jungtertiärs erkannte. In einem späteren Abschnitt werden Gründe gebracht, daß das sarmatische Alter wahrscheinlicher ist. Es gehört somit der Oberpullendorfer Vulkan nicht demselben Gefolge an wie die übrigen Feuerberge des burgenländisch-steirisch-ungarischen Gebietes, sondern ist etwas älter. Er entstand in vorpontischer Zeit, vielleicht schon an der Wende vom Torton zum Sarmat; für diese Annahme spricht eine Gesamtbetrachtung der Landseer Bucht, welche später vorgenommen werden soll.

Dem Oberpullendorfer Vulkan ist in der Höhenlage von 280—290 m pliozäner Terrassenschotter aufgelagert. Im Norden des Berges findet er sich beiderseits des Grabens, in dem der Gemeindesteinbruch angelegt ist. Weiters trifft man ihn, bevor man den großen Steinbruch betritt, ferner auch an der nach Dörfel führenden Straße.

An der dem Ort Oberpullendorf zugewendeten Seite wird der Vulkan von Löß verhüllt, welcher eine Mächtigkeit von mehreren Metern hat. Durch Verwitterung der Tuffmassen des Vulkanes entsteht ein dunkelroter Boden, welcher von Schmidt treffend als Nyirok bezeichnet wird. Der Name Nyirok hat von Ungarn aus in die Bodenkunde Eingang gefunden; er stammt aus dem Tokaj-Hegyaljaer Gebirge und dient dort zur Bezeichnung eines bindigen, plastischen, meist roten Tonbodens, welcher aus Eruptivgesteinen hervorgeht (J. v. Szahó; vgl. R. Ballenegger). Von den bodenkundlichen Eigenschaften des verwitternden Tuffes erhält man einen Begriff bei einem Besuch bei Regenwetter.

Der Basalt von Oberpullendorf besteht (nach Schmidt und eigenen Beobachtungen) aus einer kristallinen Grundmasse von Plagioklas, Pyroxen, Nephelin und Erz mit Einsprenglingen von Olivin und Pyroxen; er ist demnach als Basanit zu bezeichnen. Im angewitterten Zustand hat das sonst dunkelgraue Gestein einen grünlichen Stich (besonders im Gemeindesteinbruch). Die Hohlräume und Schwundklüfte des Basaltes sind mit großen Aragonitkristallen erfüllt, die meist in radialstrahligen Gruppen stehen und manchmal eine

Länge von 10—15 cm erreichen; seltener sind tropfstein- und sinterartige Bildungen. Der Aragonit sitzt stets auf einem nierig-traubigen Überzug von hellgrünem Sphärosiderit, welcher manchmal zu Limonit zersetzt ist.

3. Die Landseer Bucht.

Zwischen dem Wiener Becken und der großen steirischen Bucht liegen zwei kleinere Einbruchsbecken: die Mattersburger und die Landseer Bucht. Diese letztere wird im Norden von den Höhen des Brennbirges, im Süden von dem Horst der Günser Berge umrahmt.

Der Beckenrand.

Der Brennbirg ist eine kristalline Insel, die der alpinen Zentralzone im Osten vorgelagert ist und mit ihr durch einen Höhenrücken über den Brentenriegel zusammenhängt. Diese höher aufragenden Hügel bestehen aus Blockschotter und „Auwaldschotter“ (nach dem Auwald bei Rohrbach). Beide sind nach Janoschek helvetischen Alters und gehören nicht zur Füllung der Landseer Bucht. Sie sind Schutt des Alpengebirges, der indes aus einer Zeit stammt, da die Einbruchsbecken am Ostalpenrande noch nicht in ihrer heutigen Form gebildet waren.

Die Blockschotter entstammen der unmittelbaren Umgebung und sind demgemäß nur wenig gerundet. Die darunter liegenden Auwaldschotter führen reichlich Gesteine der Kalkalpen und des Grauwackengürtels. Janoschek faßt sie als marine Brandungsschotter auf, indem er F. E. Suess folgt. Als Beweis gelten ihm meerische Reste, darunter Schnecken und zahlreiche Korallen, welche sich an Kalkgeröllen vorfinden. Ich konnte mich jedoch zusammen mit Janoschek nachträglich überzeugen, daß diese Versteinerungen lediglich aus Geröllen von Eozänkalk ausgewittert sind; dieser stellt nämlich ein recht häufiges Gestein im Auwaldschotter vor. Auch Vendl (1933) erkannte richtig das Wesen solcher Fossilien, die er im Tale des Krebsbaches gefunden hatte. Es entfällt somit jeder Anlaß, die Auwaldschotter für marin zu halten.

Der Nordrand der Landseer Bucht läuft in ost-westlicher Richtung. Bei Oberpetersdorf biegt er im Winkel nach Süden ab und wird von den bereits erwähnten kristallinen Schiefen des Paulibirges gebildet.

Erst bei Karl treten wieder mittelmiozäne Schichten an den Rand des Beckens. Gute Aufschlüsse darin finden sich nahe der Kirche von Karl sowie an der nach Kirchschiag führenden Straße. Die groben, schotterigen Ablagerungen erscheinen zunächst ungeschichtet. Doch liegen auch hier wechselnde Lagen übereinander von grobem ungeroltem Blockschotter mit Blöcken bis metergroß, ferner einigmaßen gerundeter Schotter geringerer Korngröße sowie Kies- und Sandlagen. Die Schottergerölle liegen in einer Grundmasse von Sand, Lehm und kleineren Steinen. Alle angeführten Umstände gestatten einen Vergleich mit dem von Janoschek geschilderten „Brennbirger Blockstrom“. Doch scheint mir zumindest in Karl die Ablagerung durch fließendes Wasser, offenbar einen Wildbach, geschaffen; namentlich die Schichtung spricht dafür, aber auch der Zusammenhang mit größeren Sand- und Lehmmassen (siehe unten). Der Blockschotter von Karl besteht durchwegs aus Kristallin; neben Gesteinen der Umgebung finden sich besonders häufig

solche, die heute erst in der Umgebung von Kirchschlag anstehen: Disthengenais, Eklogitamphibolit. An anderer Stelle (Schrifttum 1935a) habe ich die Zugehörigkeit dieser Gesteine („Serie basischer Gesteine“ bei Wieseneder) zum Koralpenkristallin nachgewiesen und im Gegensatz zu Wieseneder durch tektonische Fernverfrachtung erklärt.

Diese Blockmassen gehören zu jener Schichtgruppe, die Winkler (1933) im Anschluß an Mohr als Sinnersdorfer Serie bezeichnet und in ihrer weiten Verbreitung über den Nordostsporn der Zentralalpen dargestellt hat. Die Hauptmasse der mittelmiozänen Ablagerungen von Karl besteht aus Sand und Lehm, d. h. einem Verwitterungserzeugnis von Kristallin, das durch fließendes Wasser nur sehr unvollkommen nach der Korngröße aufbereitet worden ist. Die Grenzziehung gegen die benachbarten sarmatischen Tegelsande war begreiflicherweise mit Schwierigkeiten verknüpft. Als Einschaltung in den tieferen Teil der in Rede stehenden Schichten ist ein Kohlenflöz vorhanden, welches in dem Graben unter der Straße nach Kirchschlag zutage tritt (nahe der Schweineweide). Man sieht mehrfach Ausbisse von braunschwarzer, lignitähnlicher Kohle, welche seinerzeit beschürft wurden. Infolge mangelnder Aufschlüsse ist es nicht möglich, die Mächtigkeit zu ermitteln; nach Petrascheck soll sie 1 m betragen, während eine näher gegen Karl angesetzte Bohrung in 140 m Tiefe 60 cm Kohle traf. Nach Aussage der Einwohner werden bei heftigen Regengüssen Kohlenstücke in den Graben geschwemmt, welche man zu Heizzwecken sammelt. Über dem Flöz liegt mehrere Meter mächtiger blauer Süßwassertegel, welcher neben unbestimmbaren Schalen zahlreiche Stücke von *Brotia escheri* (Brong.) lieferte. Leider ist diese Art infolge ihrer langen Lebensdauer nicht zu einer Altersbestimmung verwendbar.

E. Hofmann erwähnt von Karl Blätter folgender Arten:

Populus cf. euphratica
Seratopetalum haeringianum Ett.
Acer trilobatum A. Braun.

Ohwohl diese Abdrücke im Sandstein liegen, welcher derzeit nicht aufgeschlossen ist, kann man annehmen, daß die Funde von der beschriebenen Stelle stammen.

Nach Süden fortschreitend, sehen wir den Rand der Landseer Bucht bis an die Günser Berge von mittelmiozänen Schichten gebildet, Blockschotter nach Winkler-Hermaden. Breit schiebt sich dann die paläozoische Schiefermasse der Günser Berge vor und schließt die Bucht nach Süden ab.

Die Beckenfüllung.

Nach den Ablagerungen, welche die Bucht erfüllen, zerfällt sie in zwei ganz verschiedene Teile. Der Nordrand wird nach der Schilderung Janoschek's begleitet von einem breiten Band tortoner Ablagerungen, unter denen die versteinungsreichen „Ritzinger Sande“ die Hauptrolle spielen. Sie führen besonders nördlich von Neckenmarkt und bei Ritzing (Rabenkropf) reichliche Einlagerungen von Kalk, Sandstein und Schotter; seltener sind Tegellagen. Ganz gleiche Verhältnisse herrschen nach Vendl (1933, 1935) am Rande der kristallinen Masse des Brennberges.

Von Kalkgruben an hört jedoch der Saum von tortonischen Ablagerungen auf, den Rand der Landseer Bucht zu bedecken. Sarmat tritt an das kristalline Grundgebirge und überlagert es unmittelbar am West- und Südrand. In dem ganzen Innenteil der Bucht fehlen marine Ablagerungen völlig; ich nenne ihn das Draßmarkter Teilbecken. Daß sie nicht etwa in der Tiefe verborgen sind und nur durch randliches Übergreifen des Sarmats verdeckt sind, lehren die Verhältnisse an den kristallinen Inseln in diesem Beckenteil. Der Untergrund ragt vielfach empor, zum Teil in Form von Horsten: Nopplerberg bei Stoob und der gegenüberliegende Todtenschlagberg; kristalline Unterlage des Oberpullendorfer Vulkans; Kogelberg in der Edlau (bei Draßmarkt); Kristallin des Rabnitz-Tales. An keiner dieser Stellen fanden sich jedoch meerische Ablagerungen. Beim Bad von Draßmarkt wurde durch den Bach das Kristallin in geringer Ausdehnung freigelegt; unmittelbar darüber liegt Tegelsand mit sarmatischen Versteinerungen (siehe S. 223), ein eindeutiger Beweis für das Fehlen des Tortonens ebenso wie für die Seichtheit des Draßmarkter Teilbeckens. Wie später dargelegt wird (S. 226), sind für diese Verhältnisse tektonische Umstände bestimmend gewesen.

Die sarmatischen Ablagerungen des Draßmarkter Teilbeckens bestehen durchwegs aus Feinstoffen: feinsandiger Tegel und feiner, meist gelber oder hellweißer Sand. Schotter ist eine überaus seltene Einlagerung in diesen Schichten. Dies ist zurückzuführen auf den Mangel an einmündenden Flüssen und größeren Bächen, welche Schotterfächer vorgebaut und gröberes Material herbeigeführt hätten. Der Tegel findet sich bis an die ehemalige Küste und erreicht nord-nordwestlich von Weingraben eine Seehöhe von etwa 460 m. Dies stimmt überein mit der Höhenlage des sarmatischen Wasserspiegels; der Abtragungsrückstand von Sarmatkalk am Pauliberg (in etwa 500 m) stellt bereits eine strandnahe Bildung dar. Wenig tiefer (460 m) befindet sich nördlich von Weingraben, nahe \odot 469 ein kleiner Rest von grauweißem, feinkörnigem, porös verwitterndem Kalkstein, welcher außer unbestimmbaren Foraminiferen keine Versteinerungen geboten hat. Die Zugehörigkeit zum Sarmat ist jedoch wahrscheinlich. Das weite Hinaufreichen sarmatischer Ablagerungen an verschiedenen Stellen des Beckenrandes zeigt an, daß an der Höhenlage des Sarmats am Pauliberg nicht Hebungen in Form von unregelmäßigen Schollenbewegungen die Schuld tragen. Es ist vielmehr im Draßmarkter Teilbecken das Sarmat in seiner ursprünglichen Lage erhalten, während es an anderen Stellen des Ostalpenrandes in tiefere Lage abgesenkt wurde. Es ist das Verdienst Hassinger's, auf die verschiedenen hohen Lagen sarmatischer Strandbildungen hingewiesen und daraus tektonische Schlüsse gezogen zu haben. So fanden sich Seichtwasserablagerungen mit Schrägschichtung auf der Türkenschanze, bei Gersthof und Weinhaus in einer Höhe von 225—240 m. In derselben Lage befinden sich die Aufschlüsse, welche seinerzeit den „Atzgersdorfer Stein“ geliefert haben, eine als Ablagerung seichten Wassers leicht kenntliche Ablagerung mit groben Geröllen, Oolith usw. An anderer Stelle liegen dieselben Schichten weit höher: am Eichkogel bei Mödling in mehr als 300 m, am Marzkerkogel (Marz, Burgenland) in 386 m, in den Hainburger Bergen bis über 400 m. In demselben Sinne ändert sich die Lage der marinen Strandlinie, wenn wir am Kalkalpenrand von Norden nach Süden fortschreiten. Diese verschiedene Höhenlage der ehemaligen

Strandlinien bringt Hassinger in treffender Weise mit einer negativen Bewegung des Verbindungsstückes zwischen Alpen und Karpathen in ur-sächlichen Zusammenhang. Allerdings vermutet er in den Hainburger Bergen eine nachträgliche Hebung, doch scheint mir diese Annahme nach den Erfahrungen in der Landseer Bucht nicht vonnöten.

Die meerischen Ablagerungen des Nordrandes der Bucht von Landsee werden von einem schmalen Saum von sarmatischem Tegel und Sand begleitet, welcher manchenorts versteinерungsführende Kalke enthält (Janoschek). Bei Kalkgruben breiten sich diese Schichten flächenartig aus und nehmen den ganzen Raum zwischen dem Stooberbach und dem Gebirgsrand ein.

In der Sandgrube westlich der Straße von Kobersdorf nach Oberpetersdorf, nahe \diamond 379 ist die Transgression versteinерungsleerer sarmatischer Sande auf dem Blockwerk des kristallinen Untergrundes aufgeschlossen (Janoschek). Der Tegel und der Sand von Lindgraben, die zur Ziegelerzeugung verwendet werden, enthielten keine Versteinерungen. Hingegen fand Janoschek in den Ziegeleien bei St. Martin und östlich davon Abdrücke sarmatischer Muscheln.

Feinschichtiger, sandiger Tegel mit häufigen dünnen Toneisensteinlagen wird an verschiedenen Orten zu Ziegeln verarbeitet, so in den Ziegelöfen von Neuthal und Kaisersdorf. Ein aufgelassener Ziegelofen befindet sich südwestlich des Friedhofes von St. Martin.

An der Straße St. Martin—Kaisersdorf befindet sich eine Grube, in der eine Schotterlage bedeckt wird von feinem Sand und Tegel mit

Solen subfragilis Eichw.

Ervilia podolica Eichw.

Im Brunnen des Gemeindegasthauses von Kaisersdorf wurde unter Sand und sandigem Tegel in 7 m Tiefe eine Schicht von grobem eisenschüssigem Sand angetroffen, welche — eine Seltenheit in dem so fossilarmen Draßmarkter Teilbecken — eine reiche Fauna barg:¹⁾

Murex (Occenebra) sublavatus Bast.

Potamides pictum (Bast.)

Cerithium rubiginosum Eichw.

Trochus pictus Eichw.

Rissoa (Mohrensternia) inflata Andr. (ungestreift)

Rissoa (Mohrensternia) angulata Eichw. (ungestreift)

Cepaea eversa larteti (Boissy)

Theodoxus pictus (Fér.)

Limnocardium obsoletum (Eichw.)

Ervilia podolica Eichw.

Das Gebiet zwischen Kaisersdorf und dem Nopplerberg besteht fast ausschließlich aus versteinерungsfreien feinen Sanden, meist von gelber Farbe. In den Aufschlüssen südlich von Kaisersdorf wechselt sandiger Tegel mit Sand ab.

¹⁾ Diese Funde wurden mir in liebenswürdiger Weise von Herrn Sekretär A. Zieser überlassen; Herrn Dr. W. Wenz danke ich für die Bestimmung der *Cepaea*.

Das bei der Badeanlage von Draßmarkt (nördlich des Ortes) anstehende kristalline Grundgebirge wird bedeckt von feinem Tegelsand mit Abdrücken folgender Versteinerungen:

Modiola volhynica Eichw.
Limnocardium obsoletum (Eichw.)
Irus (Paphirus) gregarius (Partsch)
Ervilia podolica Eichw.

Weiter nach Osten bestehen die Talgehänge aus feinen Sanden.

In der an der Straße nach Unterrabnitz liegenden Ziegelei von Draßmarkt sind folgende Schichten entblößt:

0.5 m Tegel,
 2 m Wechsel von Grobsand, Kies, Feinsand und Tegel,
 1 m Kies,
 2 m Tegel.

Große Aufschüsse bestehen unmittelbar südlich des Ortes Draßmarkt in einigen steil eingerissenen Gräben. Hier findet sich feiner Sand von gelber, seltener weißer Farbe, nach oben in Kies übergehend. Darüber liegt der Tegel, welcher in einem südlich des Ortes gelegenen Ziegelofen gebrannt wird. Er führt:

Modiola sp.
Limnocardium obsoletum (Eichw.)
Limnocardium plicatum (Eichw.)

Der Tegel wird wieder von Sand und Kies überlagert.

In der Ziegelei von Weingraben wird sandiger Tegel verarbeitet, darin Abdrücke von:

Limnocardium sp.
Ervilia podolica Eichw.

Im Gebiet südlich von Weingraben und Draßmarkt herrscht der auch sonst verbreitete feine gelbe Sand vor, der manchmal in sandigen Tegel übergeht.

Pflanzenreste sind im Sarmat des Draßmarkter Teilbeckens eine häufige Erscheinung. Blattreste fanden sich in der Ziegelei östlich von St. Martin (Janoschek), am östlichen Uferhang des Stoober-(Schwarz-)baches und in dem grabenartigen Riß, welcher vom Südende von Kaisersdorf nach Nordost zieht. Frau Wohlmuth (Stoob) brachte mir vom Kuhriegel (zwischen Nopplerberg und Draßmarkt) einen wohl erhaltenen fossilen Nadelholzzapfen. Holzreste wurden beim Bau eines Brunnens im südlichen Teil von Weppersdorf gefunden. Im Brunnen des Hauses Nr. 22 in Kaisersdorf wurde in 8 m Tiefe unter Sand und Tegel ein Kohlenflöz getroffen und 40 cm tief durchsunken, dann wurde wegen Wasserzufluß die Arbeit eingestellt.

Ein Fundort von Pflanzen von sehr schöner Erhaltung und großem Reichtum liegt bei Weingraben, im Oberlauf des Dorfaubaches, oberhalb der Ziegelei. Hier steht feinblättriger Ton an, der infolge seiner Zusammensetzung aus feinen Ton- und Sandlagen an der Luft in dünne, pappendeckelartige Lagen zerfällt, welche biegsam sind und gelegentlich die mechanischen Eigenschaften von Papier haben, besonders im feuchten Zustand. In diesem sonderbaren Gestein liegen als dünne, inkohlte Häutchen zahlreiche Blattreste,

Koniferennadeln, Zweige, zahlreiche Früchte und Samen von Laub- und Nadelhölzern sowie Fischreste.

Etwa 500 m oberhalb der Ziegelei fanden sich im Graben im braunen sandigen Ton ebenfalls Pflanzenabdrücke und Fischreste. Letztere stammen von *Mullus sp.*, wie Herr Reg. R. Dr. V. Pietschmann in freundlicher Weise feststellte, indem er die Schuppen und den Kiemendeckel mit *Mullus barbatus* (Meerbarbe) verglich.

In den sandig-tonigen Schichten des Draßmarkter Teilbeckens ist Schotter nur eine seltene Einlagerung. Außer an den erwähnten Stellen kommt er vor südlich von Kaisersdorf, südöstlich der Straße nach Weingraben; ferner westlich des Harlingwaldes, nahe Kaisersdorf. Wenn er auf Anhöhen auftritt, kann er zu Verwechslung mit pliozänen Terrassenschottern Anlaß geben.

Im Raume Oberpullendorf—Stoob—Edlau zeichnet die handkolorierte Karte der Geologischen Bundesanstalt (L. Roth v. Telegd) bereits „Pont“ ein. Es haben sich jedoch hier weder Versteinerungen noch Unterschiede in der Ausbildung der Schichten gefunden. Aus den folgenden Erwägungen scheint mir jedoch ein sarmatisches Alter dieser Schichten wahrscheinlicher. Es überlagert bei Draßmarkt das Sarmat nachweisbar das Kristallin unmittelbar. Bei Stoob, Oberpullendorf und in der Edlau tauchen noch große und kleinere kristalline Schollen auf, die vom Beckenrand weiter entfernt sind als Draßmarkt. Es ist deswegen nicht anzunehmen, daß hier das Pannon unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen sollte.

In der Umgebung von Stoob tritt mehrerenorts Töpferton auf, welcher die Grundlage bildet für das einst blühende, aber auch heute noch eifrig betriebene Hafnergewerbe. An einem Hohlweg, welcher vom Süde des Ortes nach SW führt, wird gelblicher Ton in verzweigten, unterirdischen Stollen gewonnen. Er wird von feinem Sand überlagert, welcher demjenigen der Umgebung von Draßmarkt und Kaisersdorf gleicht. Eben solcher, meist weißer Sand bildet in Wechsellagerung mit sandigem Tegel die Höhen östlich von Stoob. Im Gemeindefeld (mit \odot 298) findet sich wieder Ton, welcher in einem Tagbau und in einer tiefen, unterirdischen Grube gewonnen wird (bei Punkt 278). Verfallene Stollen sind auf dem ganzen Rücken recht häufig. Eine weitere, gelegentlich in Arbeit stehende Grube liegt nahe \odot 309, östlich von Stoob. Hier wurden einige Blattabdrücke gefunden, bisher die einzigen Reste aus dem Töpferton.

Nördlich von Oberpullendorf liegt die Lehmgrube eines ehemaligen Ziegelofens. Hier wechselt sandiger, unreiner Tegel mit Sand- und Kiesellagen. An der nach Großwasardorf führenden Straße liegen Sandgruben, in denen grober Kies von Sand und Tegel überlagert wird. Es wurde schon (S. 216) auf die Ähnlichkeit dieses Sandes mit einer dünneren, zu Sandstein gebrannten Lage hingewiesen, welche sich zwischen dem Basalt und dem Tuff des großen Oberpullendorfer Steinbruches findet. In bräunlichen Lagen des Sandes der erwähnten Sandgruben finden sich häufig fossile Lebensspuren in Form dünner Röhren und Gänge, von ähnlichem Sand erfüllt. Sie haben Bleistift- bis Fingerdicke und sind offenbar tierischer Entstehung.

Bereits mehrfach war von der feinen Schichtung des sarmatischen Tegels des Draßmarkter Teilbeckens die Rede. Sie wird durch einen Wechsel des Tones mit feinen Sandlagen hervorgerufen. Am deutlichsten läßt sich

die Erscheinung an dem Blätterton von Weingraben beobachten, in dem sich die Pflanzenabdrücke befinden. Aber auch in den sandigen Begleitschichten des Stoober Töpfertones findet sie sich, nicht aber im reinen, sandfreien Ton sowie im Sand. Ähnliche Feinschichtung, wenn auch stellenweise weniger ausgeprägt, wurde auch in den Ziegeleien von Kaisersdorf, St. Martin und anderswo gefunden. Es macht den Eindruck, daß sich diese dünnen Schichten abgelagert haben unter dem Wechsel jahreszeitlicher Schwankungen der Wassermenge jener fließenden Gewässer, welche die Absatzstoffe herbeigeschafft haben. Es widerspiegelt sich so die Folge von regenreichen und trockeneren Jahreszeiten im Sarmat. Diese Schichten sind vergleichbar den Varven der glazialen Bändertone oder den feingeschichteten Silurschiefern (Bannisdale Slates) im Lake District von England (Marr). Die Einzelschichten haben eine Dicke von 1 mm oder weniger. Es sind oft nur Teile eines aufgeschlossenen Querschnittes so deutlich ausgebildet, daß eine Zählung versucht werden könnte, um zu einer Vorstellung über die Ablagerungsgeschwindigkeit zu kommen; ebenso wie die reinen Tonlagen entbehren auch die Sandlagen der Schichtung. Auch sind die Schichten sehr oft untergeteilt, so daß man im Zweifel ist, ob man einfach oder mehrfach zu zählen hat.

R. Mayer hat in gänzlicher Verkennung der Tatsachen und unter Mißachtung der alten, handkolorierten Karte (Roth v. Telegd) den sarmatischen Tegel östlich von St. Martin als Walbersdorfer Schlier bezeichnet, den Sand aber als Ritzinger Sand. Ebenso abwegig ist es, den Tegel der Ziegelei von St. Martin zu den Süßwasserschichten des Untermiozäns zu zählen; Janoschek fand hier sarmatische Versteinerungen.

Tektonik.

Um eine Übersicht der Tektonik der Landseer Bucht zu schaffen, sollen hier die am Nordrand bekanntgewordenen Tatsachen angeführt werden und die neuen Erkenntnisse angeschlossen werden.

Am längsten bekannt ist die Nord—Süd verlaufende Bruch“ von Winkler beschrieben und von Janoschek weiter verfolgt. Nördlich des Siegrabener Straßensattels trennt sie die Auwaldschotter vom Grundgebirge und besitzt eine Sprunghöhe von mehreren hundert Metern. Das Tal des Anwiesenbaches entspricht einer Querverwerfung in NW—SO-Richtung, welche an der Böschung der alten Straße unmittelbar aufgeschlossen ist und sich auch an den zahlreichen, tektonisch zerrissenen Kalkgeröllen der Auwaldschotter bemerkbar macht. Sie bewirkt, daß der linke Talhang des Anwiesenbaches aus kristallinen Schiefen besteht, während am rechten die Auwaldschotter weiter talein reichen. Sie werden ihrerseits begrenzt durch einen Bruch, der mit dem Siegrabener gleichläuft und in den Fuß des Siegrabener Kogels einschneidet. Nördlich des Straßensattels wird der geradlinige Verlauf des Siegrabener Bruches gestört durch zwei kleine Querverwerfungen, welche das Grundgebirge etwas weiter nach Osten vortreten lassen.

An den Hängen des Siegrabener Kogels überlagern die Auwaldschotter das Grundgebirge; der Siegrabener Bruch trennt hier nur mehr den Blockschotter von den liegenden Auwaldschottern. Janoschek vermutet deshalb hier eine geringere Sprunghöhe. Südlich der Oberger Mühle ist er nicht mehr nachweisbar.

Soweit bisher besprochen, liegt der Bruch in den ältermiozänen Schottermassen, welche noch zum Rand der Landseer Bucht zu rechnen sind (Janoschek).

scek). Verlängert man ihn in die Bucht hinein, so erhält man die Grenze gegen das Draßmarkter Teilbecken, in welchem das Sarmat unmittelbar auf dem Kristallin liegt, während sich östlich davon (Kalkgruben—Ritzing—Neckenmarkt) ein breiter Streifen meerischer Ablagerungen zwischenschaltet (siehe Janoschek's Karte). Bei dem unvermittelten Aufhören dieses Gürtels bei Kalkgruben ist diese Verschiedenheit des Buchtrandes zu erklären durch späteren Nachbruch. An der Wende des Torton zum Sarmat wurde durch Bruchbildung ein Teil des alten Buchtrandes versenkt und dem sarmatischen Brackmeer das weitere Vordringen bis an den heutigen Gebirgsrand ermöglicht. Eine wesentliche Bedeutung kommt hierbei dem Sieggrabener Bruch zu. Sein Ostflügel, aus Blockschotter bestehend, ist bei Sieggraben gegen das Kristallin um wenige hundert Meter abgesenkt. Nach Süden wird die Sprunghöhe geringer, schließlich kehrt sich der Bewegungssinn um, so daß der Teil westlich der Bruchzone niedergebogen ist. Der hiedurch gewonnene Gebietszuwachs der Landseer Bucht ist oben als Draßmarkter Teilbecken bezeichnet worden. Er bildet einen seichten, nur von sarmatischen Bildungen erfüllten Anhang der Landseer Bucht. Es soll hier jedoch nicht behauptet werden, daß die derzeitige Grenze von Sarmat und Torton (von Kalkgruben nach SO) unmittelbar der Bruchlinie entspreche. Es kann das Sarmat die Bruchlinie übergreifen, besonders bei randlicher Abbiegung der stehengebliebenen Scholle.

Aus dem Sarmatkalk westlich von Kalkgruben meldet Janoschek einige N—S streichende, unbedeutende Verwerfer. Sie stellen die letzten, ausklingenden Bewegungen am Süden des Sieggrabener Bruches dar, der (dem Vorstehenden zufolge) älter als das Sarmat ist.

Im Torton mag die Bruchlinie von Oberpullendorf etwa der Strandlinie des Meeres entsprechen haben. Einerseits zeigen dies die Verhältnisse des Nordrandes der Bucht; anderseits liegen an der genannten Linie die letzten kristallinen Aufbrüche. Erst östlich davon beginnt das tiefe, schon zum Pannonischen Becken gehörige Senkungsgebiet.

Eine weitere Gruppe von Bruchlinien wurde vom Verfasser bereits früher teilweise beschrieben (Schrifttum 1935). Bei Oberpetersdorf läuft das Tal des Schwarzbaches auf einer Strecke von 2 km geradlinig von NW nach SO und bildet die Grenze zwischen dem Grundgebirge und dem mittelmiozänen Blockschotter. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist hier ein Bruchrand anzunehmen. Bei Schwarzenbach springt die Bruchlinie ein in eine N—S verlaufende Schubfläche im Kristallin. Diese trennt zwei Teilstücke der Sieggrabener Deckscholle, welche verschiedener Herkunft sind (Koralpen- und Glinalpenanteil; vgl. Schrifttum 1935a). An dieser Linie liegen drei kleine Vorkommen von Tertiär, welche mit den Brennberger Süßwasserschichten (Janoschek) gleichzusetzen sind. Das nördlichste, bei ⬠ 481, Eckerbuch¹⁾, gelegen, führt Koblen Spuren, welche von zwei Versuchsstollen angetroffen wurden. Diese werden von Kies und Blockschotter bedeckt und teilweise (im Stollen) von Verwerfungen begrenzt. Etwa $\frac{3}{4}$ km südlich, im Kaswasser, an der Talbiegung liegt ein kleiner Fleck von Lehm, Sand und Schotter. Östlich von ⬠ 542, Königsbügel, ist der Talhang in geringer Ausdehnung von feinem Sand bedeckt. Diese drei Tertiärreste sind sicherlich durch Absenkung in

¹⁾ Auf der Spezialkarte fälschlich Äckerbug.

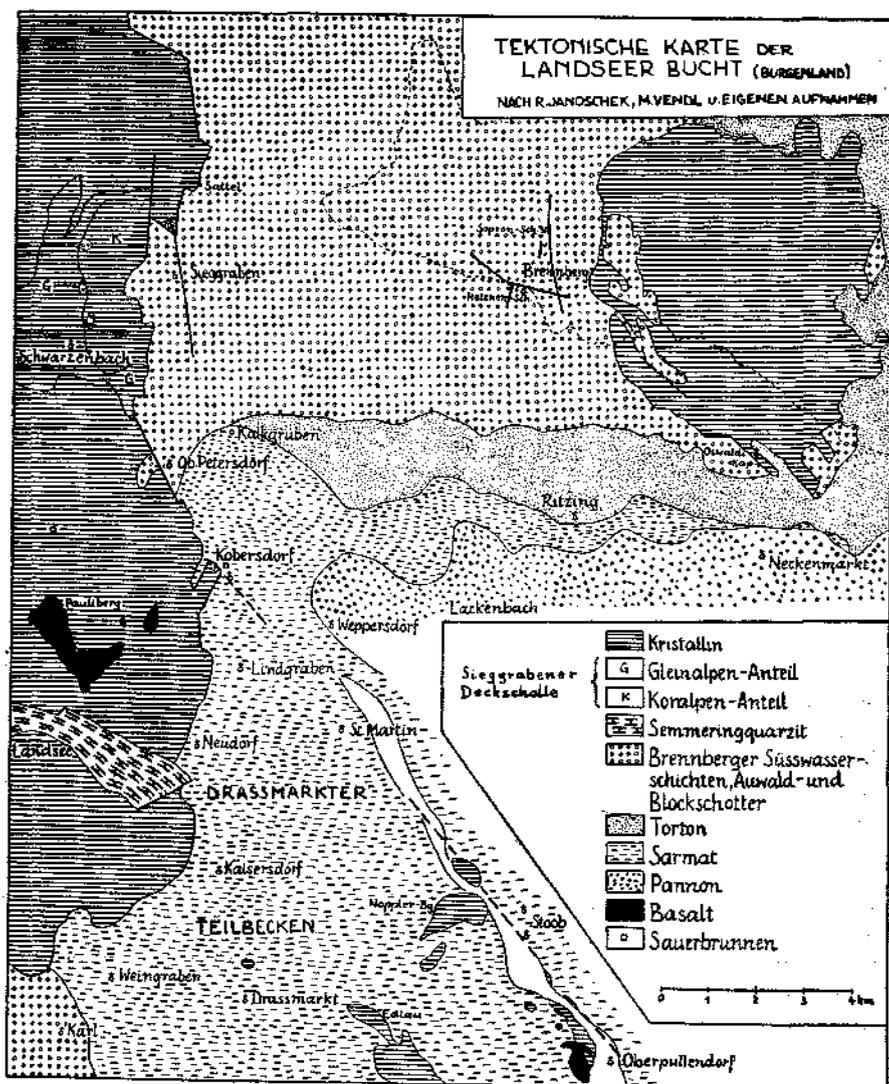


Fig. 3.

ihre Tiefenlage am heutigen Talboden gelangt. Das beweisen die Absätze, die mit den heutigen Talverhältnissen nicht in Einklang stehen. Ihre nachträgliche Verstellung bedeutet eine auffällige Wiederbelebung einer alten tektonischen Linie.

Nördlich von Koberndorf wird der geradlinige Verlauf des Gebirgsrandes abgeschnitten durch einen Riegel aus Gneis und Glimmerschiefer, welcher den Punkt 379 trägt. Der Schwarzbach durchschneidet den Vorsprung in einem Durchbruchstal, welches so eng ist, daß es nicht einmal der Straße den Durchtritt erlaubt. Zur Erklärung dieses auffälligen Engtales ist ein Vortreten des Kristallins an einem Querbruch und epigenetisches Einschneiden

anzunehmen. Keinesfalls braucht man mit R. Mayer auf eine nachträgliche Aufwölbung des so kurzen Verbindungsstückes schließen.

Südwestlich von Kobersdorf greifen sarmatische Ablagerungen in Form einer schmalen Bucht in das Grundgebirge ein. Offenbar läuft auch hier ein Bruch in der NNO—SSW-Richtung, welcher die Schwelle mit \odot 370 vom Gebirgsrand abschneidet. Nahe der Verlängerung dieser Linie liegt die nord-östliche, einzelstehende Basaltausbruchsstelle (Abb. 1). Wo diese Störung den Quarzitzug von Landsee trifft, bewirkt sie infolge einer geringen Absenkung des südlichen Flügels ein Vorspringen der Grenze des Quarzites. Dieser Teil wird von dem steil eingeschnittenen Tessenbach abgetrennt.

Der Südostrand des niedrigen Rückens bei Kobersdorf, welcher den Punkt 370 und die Kirche trägt, ist abermals ein Bruch. Wo diese Linie das Tal des Schwarzbaches quert, dringt der Sauerbrunn von Kobersdorf auf. Aus einem Brunnen wird hier ein stark kohlenensäurehaltiges Wasser geschöpft, welches ein im Orte beliebtes Tischgetränk bildet.

Im Tal des Mühlbaches, beim Jägerhaus, nahe der burgenländisch-nieder-österreichischen Grenze, fließt eine zweite, wasserreiche Sauerquelle. Sie ist reich an Eisen, wie der abgesetzte Eisenocker zeigt, der sich an der Quelle und noch weit bachabwärts im Mühlbach findet. Herr Prof. Dr. J. Stiny bestimmte in freundlicher Weise die Härte des Quellwassers und fand 42·8 deutsche Härtegrade, davon 35 d. H. vorübergehende Härte. Diese Quelle ist nicht wie der Kobersdorfer Brunnen an eine Verwerfung geknüpft. Beide Sauerwässer sind Folgewirkungen des pliozänen Vulkanismus des Pauliberges.

Bei Neudorf schneidet ein Bruch (Richtung NO—SW) den Landseer Quarzitzug ab und bringt ihn in Berührung mit dem Glimmerschiefer seines Hangenden. Der Richtung nach weicht diese Linie etwas von den Kobersdorfer Brüchen ab.

Das Tal des Schwarzbaches (der nach seiner Vereinigung mit dem Siegrabener Bach den Namen Stooberbach hat) bildet auch in seinem weiteren Verlauf eine Bruch- oder Abbiegungslinie. An ihr liegen die östlichsten horst-artigen Aufragungen von Grundgebirge: der Nopplerberg bei Stooob, von dem das epigenetische Tal den Todtenschlag-Berg abtrennt; ferner die kristalline Unterlage des Oberpullendorfer Vulkans. Diese Linie zieht in ihrer Verlängerung nach Südosten genau auf den Zacken des Günser Horstes, welcher nach Osten an das Rabnitz-Tal vortritt.

Die Lage des Oberpullendorfer Vulkans an der besprochenen Nachbruchslinie beweist, daß beide Erscheinungen in ursächlichem Zusammenhang stehen. Aus der Lagerung des Sarmats unmittelbar auf dem Grundgebirge wurde geschlossen auf ein Absinken des Draßmarkter Teilbeckens an der Wende vom Torton zum Sarmat. Der Vulkan liegt unmittelbar auf kristallinen Schiefen und wird bereits von den Ablagerungen seiner Umgebung verschüttet, denen wahrscheinlich sarmatisches Alter zukommt. Es treffen sich hier beide Schlußketten. Der mehrfache Ausbruch des Vulkans ist ein begleitender Vorgang des Absinkens des Draßmarkter Teilbeckens. Die Ausbrüche setzten ein zu einer Zeit, als der Untergrund noch festes Land war; sodann begann infolge des Niedertauchens die Bedeckung mit (vermutlich sarmatischen) Ablagerungen, während welcher als Abschluß seiner Tätigkeit der Tuffausbruch erfolgte. Es ist somit gelungen,

den Vulkan von Oberpullendorf in den Bau der Landseer Bucht einzuordnen.

Bei der Beschreibung des Pauliberger ist ausführlich gesagt worden, daß dort eine Mehrzahl von Ausbruchsstellen anzunehmen ist. Das Kartenbild ergibt, daß diese in einer geraden Linie liegen, welche NNW—SSO läuft und somit der Richtung nach übereinstimmt mit dem Randbruch von Oberpetersdorf, welcher sich in die Vulkanlinie von Oberpullendorf fortsetzt. Da dem Pauliberg ein pannonisches (nachsarmatisches) Alter zuzusprechen ist, bedeutet sein Ausbruch ein neuerliches Aufleben der Tektonik. Den beiden Feuerbergen kommt — gewiß ein auffälliges Ergebnis — verschiedenes Alter zu. Der Oberpullendorfer Vulkan ist älter als die übrigen des burgenländisch-steirischen Vulkanfeldes, zu denen auch der Pauliberg gehört.

Nördlich von Neckenmarkt, bei der Oswaldikapelle, greift in die Grundgebirgsscholle des Brennergebirges ein schmaler Streifen von Sand ein mit einem schwachen Kohlenflöz am Grunde. Diese Ablagerung gehört nach Petraschek zu den Brennerger Süßwasserschichten, nach Janoschek zu den Ritzinger Sanden. Dieser Streifen findet seine Fortsetzung in einer seichten Mulde, erfüllt von glimmerreichem Sand, der zu den Süßwasserschichten gehört. Die Mulde überschreitet nahe dem Gruberkreuz die ungarische Grenze. Sie ist ebenso wie der schmale Streifen bei der Oswaldikapelle tektonischer Entstehung und stimmt in ihrer Richtung mit der Oberpullendorfer Vulkanlinie überein. Die Südwestgrenze des Brennerger Kristallins springt nach Janoschek winkelig aus und ein; sie setzt sich aus Teilstrecken zusammen, die abwechselnd O—W und NW—SO laufen.

Der Arbeit Vendl's (1933) sind die folgenden Angaben über die Hauptverwerfungen im Brennerger Kohlengebiet entnommen.

a) Eine schwach bogenförmige, N—S streichende Verwerfung versenkt ihren W-Flügel mindestens um 140 m; sie zieht etwa 160 m östlich vom Barbaraschacht¹⁾ vorbei. Von dieser Verwerfung zweigt SW des Sopronschachtes mit einem Streichen von N 15° O (1 h) eine kleinere ab, welche sich NW vom Barbaraschacht mit der ersten wieder vereinigt und ebenfalls nach Westen um 35 m verwirft.

b) 360 m südlich vom Barbaraschacht läuft eine größere Verwerfung in der Richtung S 75° O (7 h), deren Südteil um 105 m gesenkt ist. Dieselbe Verwerfung weist unmittelbar westlich der Kreuzung mit der des Sopronschachtes nur mehr eine Sprunghöhe von 50 m auf, jedoch wieder 95 m beim neuen Hermeschacht²⁾

c) Der Grund für die ungleiche Sprunghöhe des vorigen Bruches ist, daß etwa in der halben Entfernung zwischen dem Helenen- und dem neuen Hermeschacht eine Verwerfung mit der Streichrichtung N 15° O (1 h) zieht; sie senkt nämlich den W-Flügel um 100 m ab, aber nur südlich der unter b) genannten Verwerfung.

Daß die Verwerfungsflächen im Brennerger Gebiet durchaus nicht senkrecht stehen, sondern meist stark geneigt sind, geht hervor aus den Profilen von Boda (bei Janoschek, S. 43) und Vendl (1933, S. 21).

Die unter a) genannte Verwerfung hat ungefähr dieselbe Richtung wie der nördlichste Teil des Sieggrabener Bruches 7 km weiter westlich. Auffällig ist das Umhüngen der Verwerfung b nach NW; sie hat dann nämlich dieselbe Richtung wie die Bruchzone bei der Oswaldikapelle auf österreichischem Gebiet. Denkt man sich diese Zone weiter verlängert, so trifft sie den zusammenhängenden Alpenkörper südlich von Forchtenau. Gerade dort wird

¹⁾ Der Barbaraschacht liegt etwa 200 m SW des Wetterschachtes.

²⁾ Nahe der österreichischen Grenze, etwa 500 m östlich von Punkt 558.

der Siegrabener Bruch abgelöst von einer Bruchlinie dieser Richtung¹⁾. Allerdings ist der abgesenkte Flügel hier der nordöstliche, was an den Verlauf des Siegrabener Bruches erinnert (vgl. S. 226). Auch nördlich des Siegrabener Straßensattels bestehen einige Verwerfungen in der Richtung NW—SO (siehe S. 225).

Die pliozänen Terrassenschotter.

Es ist anzunehmen, daß so wie in der äußeren Landseer Bucht (Janoschek) auch im Draßmarkter Teilbecken einst pannonische Schichten vorhanden waren. Sie sind indes der Abtragung verfallen.

Der sinkende Seespiegel hat in der Landseer Bucht ebenso wie in den übrigen Randsenken der Alpen Spuren seines jeweiligen Standes hinterlassen in Form von Schotterflächen. Eine Betrachtung dieser Schotterreste ist in verschiedener Hinsicht reizvoll. Erstens sind infolge der besonderen Natur der Landseer Bucht einige Einblicke zu gewinnen in die Bildungsweise und die Ablagerungsbedingungen solcher Schotter. Weiters sind im Draßmarkter Teilbecken wegen des Fehlens meerischer Ablagerungen die geländekundlichen Verhältnisse nicht so verwickelt, so daß die Lösung mancher Fragen hier minder schwierig erscheint.

Die Schotter im Nordteil der Landseer Bucht hat bereits Janoschek auf seiner Karte dargestellt. An dieses Gebiet kann jedoch vorläufig nicht der Anschluß gefunden werden, da die Terrassenschotter in übertriebener Ausdehnung eingetragen wurden, offenbar in Mitberücksichtigung der durch Pflug und Hangabspülung vertragenen Gerölle.

Bei der folgenden Aufzählung der Flächen können selbstverständlich nur solche berücksichtigt werden, die in kristalline Schiefer eingeschnitten sind oder durch eine Schotterbedeckung ihre Natur dartun. Auch Formen, welche in die vortortonen Schotter eingeschnitten sind, sind oft recht deutlich erhalten; nicht aber besitzen die leicht verwitternden Tegelsande der Beckenfüllung die Fähigkeit, Ebenheiten zu bewahren.

Den Ausgangspunkt der Schilderung bildet die Brandungsfläche des Pauliberger, welcher schon früher gedacht worden ist. Sie liegt an dessen Osthang in etwas über 500 m, die zugehörigen Schotter reichen am Hang bis etwa 550 m hinauf. Flächenreste in ähnlicher Lage besitzen in der Landseer Bucht weite Verhretung. Es scheint, daß sie sich zwei verschiedenen Höhenlagen zuordnen lassen, entsprechend den Flächen XII und XI von Hassinger, die auch von Janoschek im Nordteil der Bucht angenommen wurden. Infolge der bereits vorgeschrittenen Zerstörung ist dieses Ergebnis nicht völlig zwingend.

Südlich des Sauerbrunnens, am Hotterberg, ist eine wohlausgebildete Ebenheit vorhanden, über die sich der Punkt 535 nur wenig erhebt. Von dieser waldfreien Stelle aus ist ersichtlich, daß die Hanglinie des östlich liegenden Rückens (Nordhang des Pauliberger) in derselben Höhe eine deutliche Kerbe aufweist. Sie ist ebenso auch am Blätterriegel vorhanden. Die Fläche, auf der die Häusergruppe Schön (Gemeinde Schwarzenbach) liegt, entspricht der beim Sauerbrunnen. Tiefer, wenig über 500 m, befindet sich die Verbnung im Leitengrabenwald (westlich von Oberpetersdorf) und im Schönwald.

¹⁾ Wie ich mich zusammen mit Herrn Dr. R. Janoschek überzeugen konnte.

Hier liegt (nahe \odot 515 der Aufnahmeaktion) ein am Wegrand schlecht aufgeschlossener kleiner Schotterrest. Die bis apfelgroßen Gerölle sind gut gerundet und bestehen aus Gesteinen der Umgebung, dazu viele Quarzite aus dem Landseer Quarzitzug. Aus diesen Verhältnissen könnte man, wie schon gesagt, eine Zweiteilung dieser Verebnung herauslesen.

Südlich des Landseer Quarzitzuges gehört hierher die Fläche des Triftwaldes mit Punkt 549 und ein kleiner Rest derselben Höhe im Traga-Wald (westlich vom Steinernen Stückel). Etwas tiefer liegt die Fläche nördlich des Karlonger Kogels mit den Punkten 515 und 517.

Die Flächen, die Janoschek von der ungarischen Grenze erwähnt, sind in die vortortonen Blockschotter eingeschnitten. Die Fläche der Großen Schußstatt (östlich Siegggraben, nördlich Tschurndorf) wird von den Punkten 537, 549 und 545 (Aufnahmeaktion) nur wenig überragt. Die Ebenheiten beim Herrentisch, S und SO der Drei Säulen und S des Wegbereiterkreuzes liegen alle in etwa 520 m und gehören nach Janoschek bereits der nächsttieferen Fläche an.

Aus der engen Verknüpfung von Sarmatkalk und Schotter am Pauliberg wurde (1935b) der Eindruck gewonnen, daß auch der Schotter (damit die ganze Terrasse) dem Sarmat zugehöre. Die höchstgelegenen Verebnungen der Landseer Bucht, darunter die Schotterfläche des Pauliberges, stimmen jedoch mit Hassingers Niveau XII und XI überein, welche im Wiener Becken als pannonisch gelten. Auf diese Schwierigkeit soll hier hingewiesen werden, ohne daß angegeben werden könnte, in welcher Richtung eine Lösung zu suchen ist.

Die mächtige Schottermasse des Kerča¹⁾ genannten Berghanges bei Kaisersdorf trägt oben eine Verebnung mit Punkt 469 (Aufnahmeaktion). Sie entspricht also der Fläche IX Hassingers; ebenso die Schotterfläche mit Punkt 469, SW davon, und ein kleiner Rest nahe dem Karlonger Kogel. Die Schotter der Kerča hängen unmittelbar zusammen mit einer tieferen Fläche mit Punkt 431 (Aufnahmeaktion). Ihr entspricht ein Gehängeabsatz in der Schotterfläche südwestlich davon. Zugehörig ist auch ein kleiner Schotterfleck am Bruchrand des Landseer Quarzites sowie kleine Schotterflecken auf der Höhe östlich von Karl (Terrasse VIII).

Weit verbreitet ist die Fläche VI in 380—390 m: südwestlich von Kaisersdorf (Kerča) sowie NW und W davon; Gemeindegwald südlich von Neudorf; östlich von Neudorf.

Nordwestlich von Kaisersdorf, nahe der Schweinweide, sind in diese Schotter einige kleine, aber steilwandige Gräben eingeschnitten, in denen unter dem Schotter der Glimmerschiefer ansteht. Er ist von einer mächtigen Schicht von Verwitterungsroterde bedeckt, die allmählich in das gewachsene Gestein übergeht. Im allgemeinen sind zwar Roterde-Böden nicht geeignet, darauf Klima-Schlüsse aufzubauen, besonders wenn sie aus Kalk hervorgehen. Jedoch geht aus dem Glimmerschiefer, welcher die Roterde lieferte, unter dem heutigen Klima normaler Humus-Waldboden hervor. Es ist deshalb diese Roterde-Bildung ein Hinweis auf ein entsprechend wärmeres Klima der Pliozänzeit.

Die Terrasse V, in 360 m gelegen, ist stellenweise mit dem Gebirgsraud verbunden, so bei Lindgraben und bei Neudorf (in heiden Fällen mit VI ver-

¹⁾ Kaisersdorf und Weingraben sind kroatische Siedlungen.

schmolzen). An anderen Stellen bildet sie Schotterkappen auf dem sarmatischen Tegel, so SO Neudorf (Gemeindegwald); am Scheibenriegel; NO und S Kaisersdorf, S Draßmarkt; zwischen Edlau und Nopplerberg.

In dieser Schotterfläche, und zwar nördlich von Neudorf, gegen Lindgraben, fanden sich Gerölle vom Basalt und Dolerit des Pauliberges (vgl. auch Janoschek). In den höheren Flächen fehlen sie; es scheint daher der Ausbruch in die Zeit der Schotterfläche V oder wenig vorher zu fallen.

In 340 m liegt die Fläche IV: zwischen Neudorf und St. Martin; bei der Florianikapelle von St. Martin (hier Basalt vom Pauliberg); südlich des Scheibenriegels (am anderen Hang); SO Harlingwald; W Edlau; Kirchberg (westlich Oberpullendorf).

Hassingers Terrasse III ist in dem besprochenen Gebiet in zwei Flächen zerlegt. In 320 m liegen die Schotterflächen O Scheibenriegel; bei der Florianikapelle S Neuthal; NO Todtenschlagberg; westlich des Oberpullendorfer Vulkans. Schotterflecken geringen Ausmaßes in der Höhenlage 300 m liegen SSW, NO und SO von Stooß und im Gemeindegwald von Stooß.

In 280 m, der Fläche II zugehörig, bedecken Schotter im Norden und Süden den Oberpullendorfer Vulkan. Ein kleiner Schotterrest in 290 m befindet sich N Oberpullendorf, an der Straße nach Großwasardorf.

Die Schotter der pliozänen Terrassen bestehen neben kleineren Geröllen zu einem guten Teil aus größeren, nur wenig abgerollten Blöcken. Sie sind mit einer kennzeichnenden, rostbraunen Verwitterungsfarbe überdeckt. Der Lage nach wäre es denkbar, daß die höheren, unmittelbar auf dem Grundgebirge liegenden Schotterflächen ihre Gerölle direkt aus dem Anstehenden bezogen hätten, so daß sie als reine Brandungsschotter aufzufassen wären. Dem widerspricht jedoch die weite Verbreitung des Landseer Quarzites; diese wird nur erklärlich, wenn man annimmt, die Blöcke seien durch die Wasserläufe herbeigeschafft und in der Nähe des Wasserspiegels abgelagert worden. Auch eine Verschleppung durch Trift wird zu bedenken sein. Diesen Schlüssen entgeht man noch weniger, wenn man die auf sarmatischem Untergrund lagernden Schotter betrachtet. Bei den tieferen Schotterflächen hat sicherlich auch eine mehrfache Umlagerung aus älteren Terrassen eine Rolle gespielt.

Der Abrollungsgrad der pliozänen Terrassenschotter übertrifft durchwegs denjenigen der Gerölle heutiger Bäche. Dies führt darauf, die Brandung verantwortlich zu machen für die Abrollung. Wir nehmen an, daß der Wogenschlag die Strandgerölle in Bewegung erhielt, so daß die groben Bachschotter hier erst zu Geröllen gerundet wurden.

Im innersten Teil der Landseer Bucht (dem Draßmarkter Teilbecken) fehlen infolge des erst später erfolgten Einbruches die meerischen Ablagerungen, damit auch alle von Meeresbrandung geschaffenen Formen. Hier ist somit Gelegenheit, die Wirkungen des pliozänen Seespiegels für sich zu untersuchen, ohne hiebei von marinen Brandungsflächen gestört zu werden.

Es zeigt sich, daß die Verebnungen und Schotterflächen des Draßmarkter Teilbeckens gut in die von Hassinger aufgestellte Folge einzuordnen sind. Ein gesetzmäßiges Abweichen davon, das Janoschek vom Nordteil der Bucht anführt, konnte im untersuchten Gebiet nicht beobachtet werden. G. Roth-Fuchs hat Hassingers Strandmarken auch im Leithagebirge festgestellt. Sie gibt ihnen allerdings eine zum Teil andere Altersdeutung, indem sie die ober-

halb von 380 m liegenden Flächen als torton ansieht. Im Draßmarkter Becken fehlen torton Terrassen; es treten aber dieselben Ebenheiten auf wie im Wiener Becken und im Leithagebirge, ein deutlicher Beweis, daß sie alle jüngeren Alters sind. Dieser Schluß ist im hier besprochenen Gebiet in zwingender Form zu ziehen. Es ist daher zu erwarten, daß die Landseer Bucht in der formenkundlichen Erforschung des Ostalpenrandes noch eine gewisse Rolle spielen wird.

Infolge falscher Altersdeutung der pliozänen Terrassenschotter und ihres Liegenden glaubt R. Mayer von SW, W und NW in die Landseer Bucht reichende sarmatische Schotterkegel annehmen zu müssen. Einen Teil der Terrassenschotter (Lindgraben, St. Martin) stellt er gar zu den helvetischen Blockschottern.

Zusammenfassung.

1. Der Pauliberg besteht aus mehreren miteinander verschmolzenen Quellkuppen, die in einer Linie angeordnet sind. Von der östlichsten hat sich ein breiter Lavastrom (Lindberg-Strom) den W-Hang hinab ergossen. Weiters sind gegen Kobersdorf zwei vereinzelt stehende kleine Ausbruchsstellen vorhanden, von deren einer ein Lavastrom in einen steilen Graben geflossen ist. Grobkörniger Dolerit, ehemals als Schlotfüllung gedeutet, bildet Schlieren im Basalt der nördlichen Quellkuppe.

Der Untergrund des Pauliberges besteht aus Glimmerschiefer, welcher in Schiefergneis übergeht, ferner Aplitegneis, Gabbro und Amphibolit. Der Quarzitzug von Landsee deutet eine südfallende Überschiebungslinie an.

Der Ausbruch des Pauliberges erfolgte nach dem Sarmat, wie aus der Lagerung des Basaltes über dem fossilreichen Sarmatkalk beim Dachsbründl hervorgeht.

2. Der Oberpullendorfer Vulkan ist aufgebaut aus zwei übereinanderliegenden Lavaströmen, die nachträglich noch von einer Tuffexplosion durchbrochen wurden. Der Vulkan ist älter als die vermutlich sarmatischen Schichten seiner Umgebung. Der Basalt läßt sich in einzelnen Aufschlüssen, die aus der Sedimentbedeckung auftauchen, in der Richtung gegen Stoob weiterverfolgen, nimmt aber weit geringeren Raum ein, als auf den alten Karten angegeben.

3. Die Beckenumrahmung der Landseer Bucht wird kurz referierend geschildert und dabei die Unhaltbarkeit der Annahme erwiesen, die Auwaldschotter seien mariner Entstehung. Die Süßwasserschichten und Blockschotter von Karl werden genauer beschrieben.

Der innerste Teil der Landseer Bucht (Draßmarkter Teilbecken) besteht ausschließlich aus fossilarmen sarmatischen Schichten, die unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen.

Der Bau der Landseer Bucht wird beherrscht von zwei Brüchen in der Richtung NW—SO. Der Sieggrabener Bruch reicht aus dem Mattersburger Becken bis in die Landseer Bucht. Er verwirft bei Sieggraben die vortorton Auwaldschotter gegen das Kristallin. Bei Kalkgruben kehrt er seinen Bewegungssinn um und versenkt die Fortsetzung der tortonischen Ablagerungen von Ritzing, so das weitere Vordringen des Sarmats ermöglichend. Der Bruch von Oberpetersdorf bildet die Grenze von Kristallin und Blockschotter. Bei Kobersdorf wird er von einigen Querverwerfungen unterbrochen, deren eine dem Säuerling von Kobersdorf das Aufdringen ermöglicht.

Die Vulkanlinie von Oberpullendorf bildet die Fortsetzung des Bruches von Oberpetersdorf. Sie bildet die Grenze der Landseer Bucht gegen das Draßmarkter Teilbecken, welches einen jüngeren Nachbruch (Wende Torton-Sarmat) vorstellt; bei diesem Nachbruch bildete sich der Vulkan. Dieser Beckenteil besitzt nur eine geringe Tiefe, wie die Aufbrüche und Horste von Grundgebirge zeigen.

Die Verwerfungen am Südeinde der kristallinen Masse des Brennberges haben dieselbe Richtung wie die beiden Hauptbruchlinien der Bucht. Ebenso die Reihe der Quellkuppen des Pauliberger, deren Entstehung jedoch ins Pannon fällt. Der Landseer Quarzitzug wird abgeschnitten von einer Verwerfung in der Richtung NO—SW.

Die Verfolgung der pliozänen Schotterterrassen ergab eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit dem Wiener Becken und dem Leithagebirge.

Schrifttum.

- Ballenegger R., Über den Nyirokboden des Tokay-Hegyäljaer Gebirges. — Földtani Közlöny 47, Budapest 1917.
- Dana J. D., History of the changes in the Mt. Loa Craters. Part I, Kilauea. — Americ. Journ. Science 34, 1887.
- Friedlaender I.: Über den Usu in Hokkaido und über einige andere Vulkane mit Quellkuppenbildung. — Petermann's geogr. Mitt. 58, 1. Gotha 1912.
- Hofmann E.: Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen österreichischen Lagerstätten. — Mitt. geolog. Gesellsch. Wien 25, 1932.
- Hofmann K., Stürzenbaum J. u. Inkey B. v.: Verhandl. geolog. Reichsanst. Wien 1878 (Aufnahmebericht).
- Inkey B. v.: Über zwei ungarische Doleritvorkommen. (Auszug aus Földtani Közlöny VIII.) — Verhandl. geolog. Reichsanst. Wien 1879.
- Janoschek R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. — Mitt. geolog. Gesellsch. Wien 24, 1931.
- Jugovics L.: Die am Fuße der östlichen Endigung der Alpen auftauchenden Basalte und Basaltkniffe. — Jahresber. ungar. geolog. Reichsanst., Budapest 1915.
- Knebel W. v.: Island. Herausgegeben von H. Reek. — Stuttgart 1912.
- Köhler A.: Einige Beobachtungen am Basalt von Neuhaus (Burgenland). — Verh. geolog. Bundesanst. Wien 1932.
- Kümel F.: Geologische Beobachtungen in der Nähe des Hvítárvatn in Island. — Centralbl. Mineralog., Geol., Paläontol. Abt. B, Stuttgart 1930.
- Kümel F.: Die Siegrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich—Burgenland). — Mineralog.-petrograph. Mitt. 47, Leipzig 1935. — 1935 a.
- Kümel F.: Aufnahmebericht über Blatt Ödenburg. — Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien. 1935. Kristalliner Anteil S. 58; Tertiäranteil S. 78. — 1935 b.
- Marr J. E.: A possible chronometrie scale for the graptolite bearing strata. — Palaeobiologica 1, Wien-Leipzig 1928.
- Mohr H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 88, 1912.
- Petraschek W.: Kohlengologie der österreichischen Teilstaaten. — VI. Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 73, Leoben 1924.
- Rosenbusch H.: Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl., herausgeg. von O. Osann. — Stuttgart 1923.
- Schmidt E. R.: Die Eruptivgebiete bei Felsőpulya (Oberpullendorf) und Pálhegy (Pauliberg). — Acta litt. ac scient. universitatis, sect. chem., mineralog. et phys. 1, Szeged 1929.
- Schneider K.: Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. — Berlin 1911.
- Sueß F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft um Wien. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 81, Stuttgart 1929.
- Vendl M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. II. Die Sedimentgesteine des Neogen und des Quartär. — Erdészeti Közlemények 82, Ödenburg 1930.

Vendl M.: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. — Mitt. berg. u. hüttenmänn. Abt. Hochschule Sopron **5**, Ödenburg 1933.

Vendl M.: Sopron Környékének Földtani térképe. (Geologische Karte der Umgebung von Ödenburg.) 1 : 25.000. — Ödenburg 1935.

Wieseneder H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostlandes. — Mineralog.-petrograph. Mitt. **42**, Leipzig 1931.

Wieseneder H.: Die Plagioklase im Trachydolerit des Pauliberger (Burgenland). — Mineralog.-petrograph. Mitt. **44**, Leipzig 1933.

Winkler A.: Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. — Jb. Geol. Reichsanst. Wien **63**, 1913.

Winkler A.: Der Basalt am Pauliberg bei Landsee im Komitat Ödenburg. — Verhandl. Geol. Reichsanst. 1913.

Winkler A.: Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen, ihre Magmabeschaffenheit und ihre Beziehungen zu tektonischen Vorgängen. — Z. Vulkanolog. **1**, Berlin 1914.

Winkler A.: Der jungtertiäre Vulkanismus im steirischen Becken. — Z. Vulkanolog. **11**, Berlin 1927.

Winkler-Hermaden A.: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsanmes. — Sitz.-Ber. Akad. Wissensch. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **142**, 1933.

Wolff F. v.: Der Vulkanismus. I. Band: Allgemeiner Teil. — Stuttgart 1914.

Die Mineralquellen des Vellacher Tales in Kärnten und ihre Beziehungen zu den daselbst sich findenden Erzlagerstätten.

Von K. A. Redlich in Prag.

Mit 3 Textfiguren.

Südlich von Klagenfurt, am rechten Ufer der Drau, erheben sich von W nach O streichend die Karawanken. F. Teller¹⁾ hat in den Jahren 1885 bis 1891 in einer großangelegten Arbeit in neuzeitlicher Form ein genaues Bild der östlichen Ausläufer der karnischen- und julischen Alpen entworfen. Innerhalb dieses Rahmens hat H. V. Graber²⁾ unsere Kenntnis der hier auf engem Raum sich findenden hochinteressanten Eruptivgesteine, F. Heritsch³⁾ und B. Schwinner⁴⁾ die stratigraphische Deutung der paläozoischen Ablagerungen besonders erweitert. Mitteregger⁵⁾ hat fast alle Kärntner Mineralquellen analysiert und kurz beschrieben.

Morphologisch heben sich vor allem zwei von Ost nach West streichende Triaskalkzüge heraus.

Der nördliche Triaszug teilt sich östlich der Golica in zwei Äste, von denen der eine über den Matzen, schwarzen Gupf, Hochobir, Topica, Petzen und den Ursulaberg, der andere über den Stou, Hainsturm, Košutnikturm, Tovsta-Košuta, Kališnik, Cimpaser und den östlich des Vellacher Tales liegenden Olševa (Ušchowa) streicht. Der südliche Triaszug bildet das mächtige Massiv der Saamtaler (Steiner) Alpen.

Zwischen diesen beiden Triaskalkzügen liegen weichere Gesteine und geben Anlaß zur Bildung von Terraindepressionen. Im Süden, in der Umgebung des Bades Vellach, finden sich fast ausschließlich paläozoische Schiefer, Sandsteine und Kalke; im Norden liegt zwischen den beiden oberwähnten Trias-

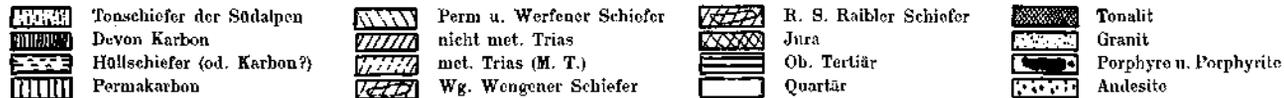
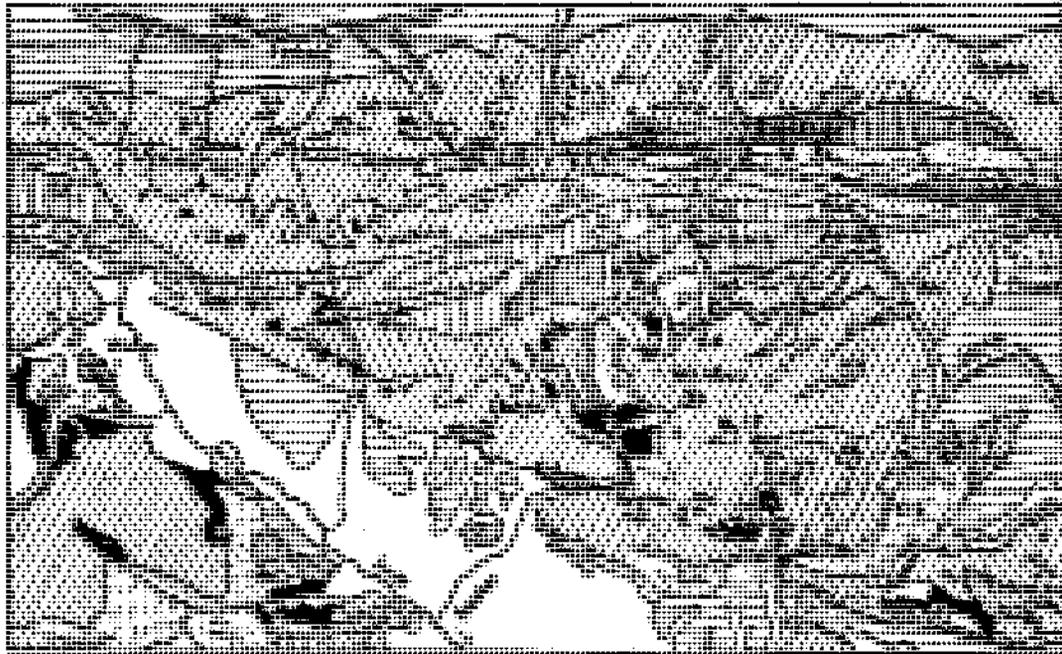
¹⁾ Teller F. Geologische Karte der östlichen Ausläufer der karnischen und julischen Alpen mit Erläuterungen; Geolog. Karte Eisenkappel u. Kanker, Wien 1898, mit Erläuterungen; Geolog. Karte Präßberg a. d. Sann Wien 1898 mit Erläuterungen.

²⁾ Graber H. V. Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrb. d. Geolog. R. A. Wien, Bd. 47, 1897, S. 225. — Graber H. V. Neubeträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel. Mittl. d. Geolog. Ges. in Wien, Bd. XXII, 1929, S. 25. Graber H. V. Neubegehungen im Gebiet der Kryst. Schiefer und Massengesteine von Eisenkappel. Anzeiger der Sitzung d. math.-nat. Kl. d. Ak. d. Wiss. Wien 9/II, 1933.

³⁾ Heritsch F. Aus dem Paläozoikum des Vellachtales in Kärnten. Jahrb. d. geol. B. A. Wien 1927. Heritsch F. Führer zur geologischen Exkursion in den karnischen Alpen, Erläuterungen zu den Exkursionen der Tagung der Deutsch. Geolog. Gesell. Mittl. d. Geolog. Ges. Wien 1928.

⁴⁾ Schwinner R. Die Schichtfolge des Seeberggebietes. Jahrb. d. Geol. B. A. Wien 1927.

⁵⁾ Mitteregger J.: Kärntens Mineral- und Heilquellen. Jahrb. d. naturw. Museums in Klagenfurt 1898, S. 160.



A.: Ankasauerling. Chr.: Christoffelsen. C.: Cimposer. G.: Golica. Gu.: Gustavfelsen. Ko.: Koproingraben. Kr.R.: Kranski Reber. Le.: Leppengraben. Lp.: Loiblpaß. Re.: Remscheniggraben. Lo.: Lobniggraben. Sch.: Schaida (1069 m). Sp.: Seoberg (1216 m). St.: Stusseralpe. St.: Stein. Su.: Sulzbach. U.: Ulrichsberg. V.K.: Vellacher Kolschna. Z.: Zell-Pfarre.

Fig. 1. Geologische Karte der Umgebung des Vellacher Tales aus Graber l. c.

ästen eingebettet eine landschaftlich besonders auffällige Niederung, welche vorwiegend aus paläozoischen Schiefen und Eruptivgesteinen (Granit, Gabbro Tonalit, Porphyr, Porphyrit, Diabas) zusammengesetzt ist und den Geologen schon seit bald hundert Jahren als „kristalline Aufbruchzone von Eisenkappel“ bekannt ist.

Von den geologischen Formationen des Gebietes interessiert uns noch das Tertiär mit seinen kohlenführenden Binnenablagerungen des Lobniggrabens und die ausgedehnten Andesiteruptionen samt Tuffen im östlichen Teil des Kartenblattes (Abb. 1).

Tektomisch ist unser Gebiet äußerst kompliziert gebaut. Die Arbeiten der letzten Jahre, besonders von Heritsch (l. c.) Schwinner (l. c.) Kieslinger¹⁾, Stiny,²⁾ Winkler³⁾, Graber (l. c.) u. a. m., haben manche Aufklärung gebracht.

Im allgemeinen herrscht O—W-Streichen mit häufig südlichem Einfallen.

A. Kieslinger zeigt uns eine drei Kilometer betragende Nordverschiebung des Petzen-Obirzuges über das Jungtertiär. Bei Bad Vellach bat F. Heritsch eine weitgehende Verschuppung mit Querstörungen und Überschiebungen der oberkarbonischen (nach Teller silurischen) Seebergschiefer durch Devonkalk festgestellt. Canaval⁴⁾ konnte in der miozänen kohlenführenden Binnenablagerung des Lobniggrabens an der Südabdachung des Gebirges zwischen Oistra und Towitza bei Eisenkappel nachweisen, daß das Tertiär in geologisch junger Zeit von triadischen Kalken überfahren wurde. Schon diese wenigen Beispiele zeigen die starke streichende Verschuppung der Gebirgsschichten. Die Frage, ob wir es in den Karawanken mit einer rein alpinen Nordbewegung unter südlicher Stauungsrückfaltung zu tun haben, oder ob eine nach Süden gerichtete Dinaridenbewegung vorherrscht, konnte bis heute noch nicht restlos geklärt werden.

Gegenüber den Überschiebungen scheinen Verwerfungen größeren Umfanges zurückzutreten.

In diesem eben skizzierten südkärntnerischen Bergland entspringt namentlich in Vellacher Tal und dessen nächster Umgebung eine Reihe von Mineralquellen (Abb. 2).

Von Klagenfurt erreicht man das Vellachtal, welches als Quertal die Karawanken durchbricht, in kürzester Zeit mittels der nach Ost führenden Drautalbahn und der von Kühnsdorf-Völkermarkt abzweigenden und nach Eisenkappel im Vellachtal führenden Kleinbahn, an die sich die Autostraße zum Seebergsattel anschließt. Die rascheste Verbindung bildet der zwischen Klagenfurt und Eisenkappel bzw. Bad Vellach verkehrende Autobus.

Die Vellach entspringt in dem romantischen Talabschluß der Vellacher Kotschna und durchquert, gegen Nordwesten fließend, die von Ost nach

¹⁾ A. Kieslinger. Karawankenstudien I Zentralbl. f. Min., 1929.

²⁾ J. Stiny. Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmegeologie. Jahrb. d. Geol. B. A. Wien 1926.

³⁾ Winkler A. Die Bedeutung des Alpen-Dinaridenproblems für den Alpenbau. Verh. d. Geol. B. A. Wien 1929.

⁴⁾ Canaval R. Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. Carinthia II 1902, S. 52. Canaval R. Das Kohlenvorkommen von Lobnig. Berg- u. Hütt. Jahrb. Wien 1919.

Westen streichenden Schichten dieses Karawankenteiles. Vom Fuß der aus erzführendem Triaskalk und Dolomit aufgebauten Kotschna führt ihr Weg zunächst durch Werfner Schichten, dann durch hunte Sandsteine, Schiefer und Konglomerate des Perms und durchhricht schließlich ältere paläozoische Schiefer und Kalke, innerhalb welcher die Quellen des Bades Vellach und

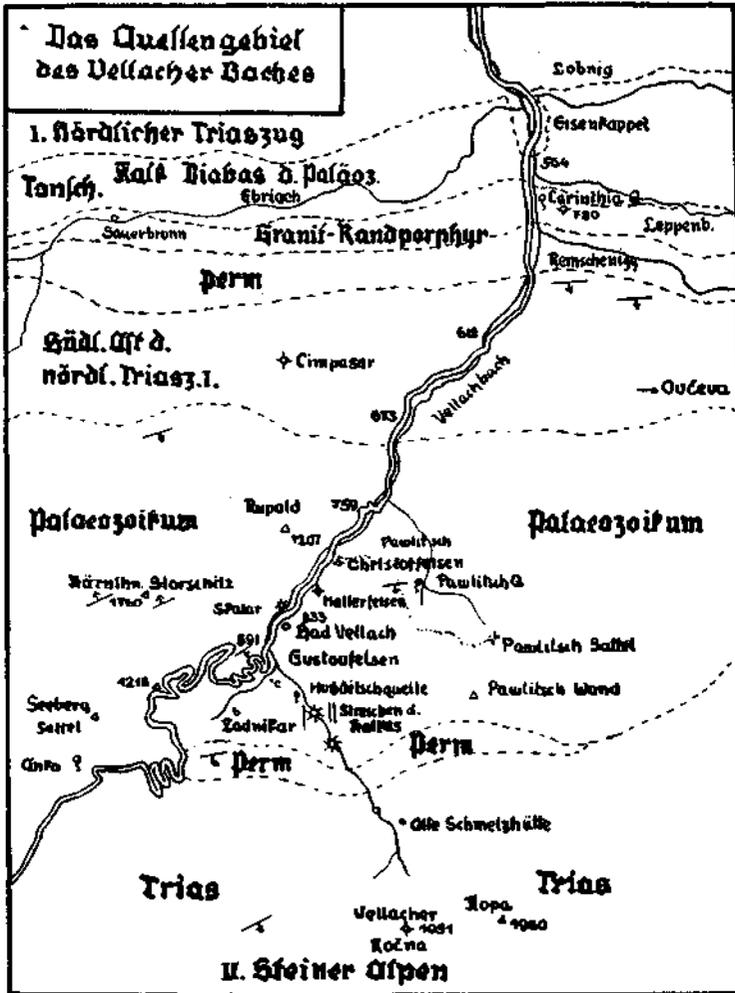


Fig. 2 (1:10.000).

die Pavhitschquelle austreten und die nach Heritsch (l. c.) als stark verschuppte Devon-Karhngesteine anzusehen sind. Weiter nach Norden verquert die Vellach das Triasmassiv des Cimpaser und seiner östlichen Fortsetzung, um dann in die Senke von Eisenkappel mit ihren Graniten, Randporphyren, Diabasen und älteren paläozoischen Schiefen einzutreten.

In diesen Graniten bzw. Randporphyren entspringt zehn Minuten südlich von Eisenkappel die Carinthiaquelle.

Am linken Ufer nimmt die Vellach den Ebriachbach auf, der in einem erst breiten, später klammartigen Längstal zunächst Diabase und Schiefer anschneidet, um dann in den schon vom Vellachtal her streichenden Granitzug einzutreten. Aus diesem Gestein tritt im Bachbett und am Ufer desselben, zirka 6 km Luftlinie von Eisenkappel entfernt, abermals ein Sauerbrunnen aus.

Nicht zu übersehen sind die Zinnober- und Roteisensteingänge, die im Diabas einbrechen. Sie wurden auf der Wrekarza, dem Höhenzug zwischen Lobnig und Leppenbach, beschürft bzw. abgebaut. Zur Verschmelzung der sauren Eisenerze diente ein am Ausgang des Leppengraben bestandenes, in seinen Ruinen noch kenntliches Radwerk (Canaval R. Schriftliche Mitteilung).

Die Mineralquellen des Bades Vellach¹⁾

Die Quellen, die unmittelbar beim Bade Vellach liegen, treten innerhalb der paläozoischen Schiefer aus. Johann von Crantz erwähnt bereits 1777 den Vellach-Jerlacher Sauerbrunn auf der dem Bauer Jerlach gehörigen Wiese, zwei Stunden von Capell (Eisenkappel) entfernt. 1820 wurde Wasser aus der Quelle I „mit bestem Erfolg“ bei einer Trinkkur in Laibach verwendet. Im Frühjahr 1821 hat dann Michael Pehsiak, Handelsmann in Laibach, nach Ankauf des umliegenden Terrains die ersten „Badekammern“ sowie das Wohn- und Wirtshaus für 50 Personen erbauen lassen, so daß 1822 die ersten Badegäste, „welche sich gleich zahlreich einfanden“ aufgenommen werden konnten. Die Bäder, welche man in 11 hölzernen Wannen verabreichte, sind durch eingehängte „Stahlkolben“, welche in einem Flammofen glühend gemacht wurden, erhitzt worden. F. von Gromadzki, der die ersten von J. Verbitz im Jahre 1825 ausgeführten Analysen des Vellacher Sauerbrunn anführt, nennt die Quellen I und IV. Nach einem ins gleiche Dezennium fallenden Bericht des Dr. Leopold Fleckler lieferten die Quellen II 6·9 l, III 24·9 l und IV 24 l pro Minute. 1831 betrug die Fremdenfrequenz bereits 1439 Personen. Die Familie Pehsiak verkaufte das Bad 1885 an den jetzigen Besitzer Josef Groß. Derselbe hat auch die Fremdevillen an sich gebracht, so daß das gesamte Bad mit allen anschließenden Baulichkeiten und herrlichen Wäldern heute in einer Hand vereinigt und durch moderne Kuranlagen ergänzt wurde. Derzeit kennt man von N nach S die Quelle III, Stahlquelle IV, einen unbenannten Austritt im Schotter des Bachbettes, die Rosthornquelle V und die beiden gasreichen Johannisquellen I und II. Im Laufe der Zeit haben sich die Austritte einzelner Quellen verändert, hauptsächlich veranlaßt durch den wechselvollen Bachlauf, so daß z. B. die Quelle des ehemaligen Gouverneurs Freiherr von Schmiedburg, die ursprünglich am linken Ufer des Vellachbaches im Schmiedburg'schen (1881 Rosthorn'schen), jetzt Groß'schen Park austrat, nun im Bachbett zutage kommt. Infolge der Bachschotterabsätze, aber auch wegen der vorgenommenen Fassung der Quellen läßt sich über die Streichrichtung der Quellenspalten an den primären Aus-

¹⁾ Dem Verfasser dieser Zeilen lag auch ein Manuskript Hofrats Dr. R. Canaval über die Quellen des Bades Vellach vor, das derselbe dem Besitzer des Bades zur Verfügung gestellt hat. Denselben wurden nicht nur die historischen Daten, sondern auch einzelne geologische Beobachtungen entnommen.

trittstellen nichts sagen, nach Aussage der jetzigen Besitzer soll sie bei-
läufig N—S verlaufen.

In der unmittelbaren Fortsetzung der Vellacher Quellen lassen sich längs
des Baches nach Südost mehrere Quellaustritte mit Ockerabsätzen bis zum
Zadnikar (Sattnegger F. H. Nr. 35) verfolgen. Die stärkste, die Huditschquelle
liegt am linken Bachufer.

Beim Bau des Turbinenschachtes der neuen Bad-Vellacher Kraftanlage
stieß man 1930 auf Schiefer mit Quarz, Ankerit und graphitischen Partien
und auf eine aus grobem Sand durch Eisenocker verkittete lichtbraune Breccie,
die wohl als Quellabsatz gedeutet werden muß, um so mehr als einzelne Teile
Kalksinter mit noch gut erhaltenen Blattabdrücken enthielten.

Nördlich von Bad Vellach sind keine Quellaustritte bekannt, doch erinnert
sich Canaval, vor ungefähr 50 Jahren von einem Sauerbrunn bei dem Gehöfte
Skala? gehört zu haben.

Über die Zusammensetzung der Vellacher Quellen liegen außer den schon
erwähnten Analysen von v. Gromadzky noch solche von Steinmann,
Leschan, v. Eisenstein und andere vor.

Nach Mitteregger (l. c.) entspricht das Mineralwasser in seiner Zu-
sammensetzung einer Lösung, welche in 10.000 Gewichtsteilen enthält:

	Johannis- quelle	Stahlquelle	Sauerbrunn I	Sauerbrunn III
Meereshöhe in Metern ...	835	835	835	835
Temperatur in Grad C...	7·2	7·2	10·75	8·8
K ₂ SO ₄	0·394	0·518	0·403	0·351
Na ₂ SO ₄	2·924	2·412	1·281	0·546
Na Cl	2·806	2·755	1·099	1·947
Na BO ₂	0·524	0·334	0·132	0·201
Na ₂ CO ₃	13·459	15·267	6·012	12·171
Li ₂ CO ₃	0·218	0·190	0·056	0·133
Mg CO ₃	1·324	2·017	2·090	1·445
Ca CO ₃	14·779	14·848	6·905	8·819
Fe CO ₃	0·036	0·288	0·129	0·098
Al ₂ O ₃	0·362	0·134	0·109	0·251
Si O ₂	0·169	0·069	0·094	0·139
Freie Kohlensäure	26·457	25·665	13·423	18·284
Summe der festen Be- standteile	36·995	38·832	18·310	26·101

Prof. Dr. A. Matievic erstattete folgenden Analysenbefund der Bad Vellacher Johannisque (II)

Spezifisches Gewicht des Sauerlings = 1.0052, 7.2° C.

In einem Kilogramm des Mineralwassers sind enthalten:

Kationen	Gramm	Millimol	Milligramm-Aquivalente
Kalium = Ion (K ⁺)	0.001696	0.00434	0.00434
Natrium = Ion (Na ⁺)	0.798123	30.452520	30.452520
Lithium = Ion (Li ⁺)	0.004111	0.592467	0.592467
Kalzium = Ion (Ca ⁺⁺)	0.587444	14.692899	29.385798
Magnesium = Ion (Mg ⁺⁺)	0.038161	1.569125	3.138251
Ferro = Ion (Fe ⁺⁺)	0.001724	0.030884	0.061768
Aluminium = Ion (Al ⁺⁺⁺)	0.018393	0.682037	2.046111
		<hr/>	<hr/>
		48.024272	65.681255
Anionen	Gramm	Millimol	Milligramm-Aquivalente
Chlor..... = Ion (Cl ⁻)	0.169589	4.781	4.781
Sulfat = Ion (SO ₄ ^{''})	0.288639	3.004735	6.009470
Hydrophosphat. = Ion (HPO ₄ ^{''})	0.001682	0.001750	0.003500
Meta-Borat = Ion (BO ₂ ['])	0.046653	0.7859	0.7859
Hydrokarbonat = Ion (HCO ₃ [']).....	3.303029	54.101385	54.101385
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	5.259244	110.699042	65.681255
Kieselsäure (meta).....(H ₂ , SiO ₃).....	0.022222	0.2837	
Organische Substanzen	0.0048		
	<hr/>	<hr/>	
	5.286266	110.982742	
Freies Kohlendioxyd...(CO ₂)	2.6323	115.8199	
	<hr/>	<hr/>	
	7.918566	226.802642	

Daneben Spuren von Zäsium-, Rubidium-, Baryum- und Strontium-Ionen.

Besonders auffallend ist der hohe Lithiumgehalt, der im Verein mit dem Bor, wie Canaval meint, auf die nahen granitischen Gesteine hinweist; die Analyse, besonders der verhältnismäßig hohe Lithiumgehalt, der auch ein hervorstechendes Merkmal der Carinthiaquelle ist, ähnelt in ihrer Zusammensetzung der Analyse der nordböhmischen Mineralquelle von Bilin.

Geben uns die Quellen der unmittelbaren Umgebung des Bades Vellach nur geringe Anhaltspunkte für die Beurteilung ihrer Austrittstellen, so finden wir um so bessere Aufschlüsse in einem Bachriß, der westlich vom Gustavfelsen, früher Kanzel genannt, am linken Ufer in das Vellachtal einmündet und von hier nach SW steil ansteigt. Derselbe folgt im großen ganzen einer Störungslinie. (Fig. 3.)

Bei km 34.1 in 891 m S. H. zweigt von der ersten Serpentine der Seeburger Autostraße ein Karrenweg zu dem vorgenannten Graben ab. Unmittelbar an der Hauptstraße liegt ein kleiner Steinbruch mit von Ost nach West streichenden Sandsteinbänken und NW—SO gerichteten Störungen. An dem Karrenweg erwähnt Canaval zunächst einen grauen Quarzphyllit mit zersetzten Feldspat- und vereinzelt schwarzen Turmalinkörnchen, dann folgen am linken Ufer des Bachrisses steilstehende von O nach W streichende Tonschiefer. Hier tritt aus einer Störung unmittelbar am Bach die

Quelle I aus. Auf eine Länge von zirka 500 m folgt nun Quelle auf Quelle (Abb. 3, 1—5). Innerhalb des Wasserrisses sind die Tonschiefer stark verfaltet und verruscht. Einzelne Quarzkonglomerat- bzw. Breccientrümmer

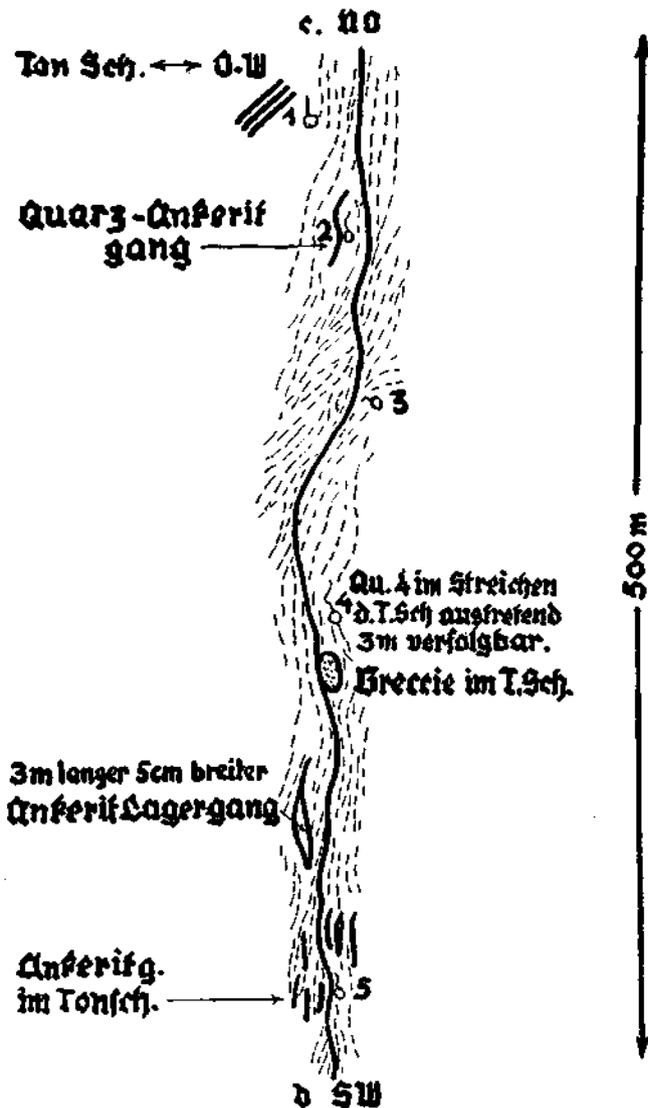


Fig. 3. Bachriß, westlich vom Gustavfelsen mit fünf Quellaustritten.

sind in sie eingewalzt worden, eine der Quellen tritt unter einem solchen Quarzkonglomeratblock aus. Es ist selbstverständlich, daß einzelne Quellen auch seitlich der Störung ausfließen, z. B. in benachbarten Schichtfugen der Tonschiefer oder an kleinen Querklüften. Auch die eingelagerten Quarzkonglomerate erzeugen lokale Ablenkungen.

Fast alle fünf Quellen sind von schwächeren und stärkeren Ankerittrümmern begleitet, welche beiläufig in der Streichungsrichtung der Hauptstörung liegen.

In 1142 m Seehöhe an der neuen Straße steht feinkörniger Kalk an, der von Klüften durchsetzt wird, welche unter 40° nach S. O. einfallen. Bemerkenswert ist in dieser Gegend eine kräftige Süßwasserquelle, die bei dem Wegmacherhaus Puschantz an der alten Seebergerstraße austritt und einen schwachen Ockerabsatz zeigt.

Die in dem eben besprochenen Seitental deutlich aufgeschlossene Quellspalte, welche von einzelnen parallelen Gehängestufen als Zeichen von Absenkungen begleitet ist, gibt uns auch einen Fingerzeig für die Deutung der primären Austrittstellen der anderen Quellen im Gebiete des Bades Vellach.

Im Süden, in der Nähe des Bauern Zadnikar (Sattnegger), steht heiderseits der Straße eine kleine Kalkwand mit N—S gerichteten Klüften an; am linken Ufer etwas bachaufwärts stehen Tonschiefer mit südlichem Einfallen und deutlichen NW—SO gerichteten Klüften an. (Fig. 2.)

Canaval erwähnt in seiner Handschrift über das Bad Vellach, daß die Kalke des Gustavfelsen (892 m), welche die Steilwände östlich von Bad Vellach aufbauen, von N—S Blättern durchsetzt sind.

Unterstützt wird die Vermutung, wonach die Quellen des Bades Vellach einem N—S-Bruche folgen, der wohl auch der Vellach teilweise ihren Weg vorgeschrieben hat, durch eine deutliche, ziemlich ausgedehnte von N nach S streichende Rutschfläche am Christoffelsen, der sich zirka 1 km nordöstlich von Vellach an der Straße nach Eisenkappel erhebt.

Vom Christoffelsen geht ein guter Weg über eine steile Lehne von paläozoischen Schiefem mit eingeschalteten Kalkbänken. Vom Bauer Pawlitsch führt ein Steig gegen Südosten bis zu einem steilen Graben und weiter zum Pawlitsch Sattel. Hier finden sich im paläozoischen Schiefer Ankeritgänge (Analysentafel S. 251), tiefer unten in demselben Graben treten aus einer eingeschalteten Kalkbank zwei Quellen aus — die Pawlitsch oder Karawankenquellen. Oberhalb der Quelle beißt ein Ankeritgang aus. Die Quellspalte verläuft, wenn auch nicht sicher, doch wahrscheinlich, SW nach NO, das wäre ziemlich parallel zum entsprechenden Talabschnitt des Haupttales.

Carinthia-Lithionquelle bei Eisenkappel.

Zehn Minuten südlich von Eisenkappel liegen mitten in einem Park zwei der Familie Fahy-Latterer gehörige Mineralquellen. Über denselben ist eine Art kleines Kurhaus gebaut. Die Fassungen der Quellen liegen etwas tiefer als der Parterreboden, sind aber so ausgeführt, daß über ihnen der Naturfelsen in einer zirka 16 m² großen Fläche frei zutage geht.

Die Quellen liegen in dem Granitgebiet der kristallinen Aufbruchzone von Eisenkappel. Im Quellraum innerhalb des Hauses steht ein stark kataklastischer, infolge der Quellläuferung zersetzter porphyrischer Aplitgranit an (siehe Beschreibung bei der Ehriacher Quelle), in dessen Haarklüften Limonit abgesetzt ist, während Karbonate fehlen. Außerhalb des Hauses, in nächster Nähe der Konstantinquelle, findet sich Kerngranit (siehe Graber l. c. S. 257), der folgendes mikroskopische Bild zeigt:

Kreuz und quer gelagerte gedrungene Tafeln von Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), zuweilen mit breiten Mikroklinrinden. Mikroklin bildet auch selbständige Körner, tritt aber

gegenüber dem Plagioklas stark zurück. Quarz ist ziemlich spärlich, oft als Zwickelfülle. Dunkle Gemengteile sind völlig chloritisierter Biotit, grüne Hornblende in mangelhaft entwickelten Säulen und Fetzen, Ilmenit, ferner findet sich Titanit und reichlicher Apatit. Als Neubildung etwas Epidot, vor allem in den Plagioklasen. Wenige Schritte weiter ist der Granit reicher an dunklen Gemengteilen, vor allem an Hornblende, während der chloritisierte Biotit zurücktritt. Der Feldspat ist unter Epidot- und Serizitbildung völlig zersetzt. Quarz ist außerordentlich selten.

Etwas bachaufwärts kann man am rechten Ufer längere Zeit Randporphyry verfolgen, der sich unter dem Mikroskop folgendermaßen auflöst:

In einer feinkörnigen Grundmasse große Einsprenglinge von zonar gebautem, jedoch zersetztem, zum Teil nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligtem Plagioklas.

Die Grundmasse ist panxenomorph, führt mehr Mikroklin als Plagioklas, ferner Quarz, Biotit, wenig Hornblende und ziemlich viel Magnetit, etwas Titanit, viel Apatit in feinen Nadeln. Der Biotit ist stark chloritisiert, in den Feldspaten findet sich reichlich neugebildeter Serizit. Im Mikroklin liegen Myrmekitzapfen. Der Plagioklas ist Oligoklasalbit mit etwa 13% An.

Das Gestein ist insofern abnorm, als es Plagioklas- und nicht Mikroklineinsprenglinge führt. Graber (l. c.) erwähnt solche Ausnahmen auf Seite 258 und 263. Auch fehlen die Quarzdihexaeder.

In der Nähe dieser Randporphyre, unmittelbar am Bachrand, trifft man eine schwarze Partie mit serizitischen Salbändern. Im Dünnschliff entpuppt sich diese Ausscheidung teilweise als eine quarzfreie basische Konkretion (*a*) mit einer kerngranitischen Randpartie (*b*), teilweise als basisches Ganggestein (*c*). Erst die Dünnschliffuntersuchung hat diese Lösung ergeben, ohne daß es möglich gewesen wäre, die Beobachtungen in der Natur nachzuprüfen.

a) Quarzfreie basische Konkretion: Dunkle Gemengteile sind Biotit in Tafeln und Fetzen sowie Eisenerz. Hornblende findet sich nur an der Grenze gegen den Granit bzw. an der Grenze gegen ein großes augenförmiges Aggregat von Mikroklinkörnern, das aber anscheinend aus dem Granit zugeführt ist. Apatit in feinen Nadelchen ist überaus häufig, Zirkon selten. Der Feldspat der Konkretion ist (abgesehen von dem erwähnten Mikroklinauge) ausschließlich Plagioklas (Oligoklas gegen Andesin), der häufig leistenförmig ausgebildet und zonar gebaut ist, wobei der ehemalige Zonenbau durch die Verteilung der Zersetzungsprodukte kenntlich gemacht wird.

Das Zurücktreten der Hornblende zugunsten des Biotit wird von Graber bei den basischen Konkretionen nicht erwähnt. Der Einschuß unterscheidet sich also von den hornblende-augitführenden Konkretionen Grabers.

b) Kerngranit: Große Mikroklinmikroperthit tafeln mit Plagioklaskränzen, große Oligoklastafeln und Quarznester als Füllmasse. Zerlappte Tafeln von stark pleochroitischem Biotit, die nur mäßig chloritisiert sind. In der Nähe des Biotit reichlich Magnetit, in der Nähe des „Einschlusses“ auch Hornblende. Etwas Apatit und Myrmekit.

c) Vergrüntes diabas- bis porphyritartiges Ergußgestein: Unvollkommen entwickelte gedrungene Säulen von zum Teil chloritisierter Hornblende, gedrungene Täfelchen von Plagioklas, der unter Serizit- und Epidotausscheidung völlig in Albit umgewandelt ist, zackige Querschnitte von Ilmenit, welche von Titanitrinden umkrustet sind, und selbständige Titanitkörner bilden eine quarzfreie, nur ganz vereinzelt Biotit führende Grundmasse. In letzterer liegen bis 2 mm große Pseudomorphosen, welche aus fächerförmig angeordneten oder wirr gelagerten Fasern einer strahlsteinartigen Hornblende gebildet sind.

Unmittelbar in der Brunnstube sieht man an der Ostwand eine zirka 30 cm starke Störungszone von 4 h nach 16 h streichend, an der Nordwand eine von N nach S gebende Quetschzone; die Querspalten in den beiden Brunnen sind nicht zu sehen.

Prof. Dr. Josef Mitteregger gibt die Meereshöhe der Quellen mit 572 m, ihre Temperatur mit 9,25° C an; er hat die beiden Carinthiaquellen analysiert und zum Vergleich eine Reihe von anderen Mineralquellenanalysen beigefügt:

10.000 Teile enthalten nach Mitteregger:

Bestandteile	Carinthia I	Carinthia II	Bad Veilach Johannis- quelle	Bad Veilach Stall- quelle	Ebrischer Quelle		Preblau	Rohitsch	Gleichen- berg	Bilin	Selters	Vichy	Vita
					I	II							
Kaliumsulfat	0-817	0-728	0-394	0-518	1-374	0-714	0-987	0-367	—	1-280	0-463	2-037	—
Natriumsulfat	7-215	6-073	2-924	2-412	1-293	1-735	—	19-607	0-845	8-255	—	1-175	—
Kaliumchlorid	—	—	—	—	—	—	0-194	—	—	—	0-176	—	—
Natriumchlorid	13-263	10-434	2-806	2-755	0-664	0-619	1-094	1-695	18-518	3-815	23-346	5-778	11-75
Natriumborat	0-509	0-347	0-524	0-334	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Natriumkarbonat	30-580	23-332	15-459	15-267	24-296	34-853	22-034	7-687	25-687	30-038	8-736	37-969	20-45
Lithiumkarbonat	0-149	0-170	0-218	0-190	—	—	—	—	—	0-143	0-031	—	—
Magnesiumkarbonat.....	3-192	2-707	1-324	2-017	4-533	6-552	0-546	22-542	4-166	1-427	2-022	0-352	2-60
Kalziumkarbonat	5-281	4-847	14-779	14-848	7-023	10-000	2-250	7-184	3-446	4-015	3-082	2-503	0-88
Eisenkarbonat.....	0-080	0-138	0-036	0-288	0-406	0-754	0-020	0-048	—	0-184	0-030	0-012	—
Tonerde	0-170	0-043	0-362	0-134	0-130	0-630	0-040	0-009	—	0-084	0-004	—	—
Kieselsäure	0-409	0-348	0-169	0-069	0-320	0-330	0-262	0-330	0-528	0-317	0-212	0-629	0-31
Freie Kohlensäure.....	19-080	20-827	26-457	25-665	22-102	20-096							
Summe der festen Be- standteile.....	61-977	49-585	36-995	38-832	40-619	58-295	27-726	59-449	52-585	49-558	38-102	50-455	35-090

Ebriacher Sauerbrunn:

Unmittelbar ober dem Orte Eisenkappel mündet die Ebriach in die Vellach. Die beiden Talhänge sind zunächst aus paläozoischen Schiefen und Diabasen zusammengesetzt. Die derzeit im Bau befindliche Straße hat namentlich in dem klammartigen Teil derartige ausgezeichnete Aufschlüsse des Diabases ergeben, daß es vielleicht am Platze ist, der von Graber (l. c. S. 371) gegebenen Beschreibung zwei mikroskopische Diagnosen hinzuzufügen:

Die Grundmasse besteht aus kreuz und quer verwachsenen Albitleistchen, ferner aus reichlichen Ilmenitkörnchen und Titanitkörnchen und Apatitnadeln sowie aus neugebildetem Epidot. Zahlreiche ehemalige Hohlräume der Grundmasse sind mit einem lichtgrünen, nicht pleochroitischen faserigen Mineral ausgekleidet, dessen Fasern senkrecht auf der Wand des Hohlräumens stehen. Im Innern des Hohlräumens erscheint das Mineral isotrop. Vermutlich handelt es sich um Serpentin.

In der Grundmasse liegen reichlich größere Körner und Säulen von Augit als porphyrische Einsprenglinge, auf den Rissen des Augites erscheinen serpentinartige Neubildungen. Eine andere Varietät ist viel grobkörniger. Die Serpentinanhäufungen machen hier nicht den Eindruck von Porenausfüllungen, sondern von Pseudomorphosen. Die Maschenstruktur serpentinierter Olivine zeigen sie aber nicht.

In dem Diabas fand sich ein bis 40 cm mächtiger Ankeritgang auf. (Analyse S. 252).

In der streichenden Fortsetzung kommen wir schließlich bei einer Talbiegung in den Granit von Eisenkappel, dem auf dem linken Bachufer bei der Bezeichnung „Sauerbrunn“ der Karte 1:75.000 eine Mineralquelle entströmt. Im Bachbett selbst tritt ebenfalls ein Kohlsäuerling aus. Der Granit ist sehr stark zerklüftet. Auf dem rechten Ufer sieht man eine von O nach W streichende Spalte von 2—4 cm Mächtigkeit, die mit Ocker erfüllt und an den Salbändern ausgebleicht ist. Es ist dies ein alter Quellenweg. An einer anderen Stelle ist der Granit in einem 1.5 m langen Stollen vor Ort kaolinisiert.

Die Quellen entsprechen nach Mitteregger l. c. in ihrer Zusammensetzung ungefähr einer Lösung, welche in 10.000 Gewichtsteilen enthält:

	Ebriacher Quelle I	Ebriacher Quelle II
Meereshöhe in Metern	670	670
Temperatur in Grad C	10.6	10.6
K ₂ SO ₄	1.374	0.714
Na ₂ SO ₄	1.293	1.735
Na Cl	0.644	0.619
Na ₂ CO ₃	24.296	34.853
Mg CO ₃	4.533	6.552
Ca CO ₃	7.023	10.000
Fe CO ₃	0.406	0.754
Al ₂ O ₃	0.130	0.630
Si O ₂	0.320	0.330
Org. Subst.	0.600	1.608
Freie Kohlensäure	22.102	20.096
Summe der festen Bestandteile	40.619	58.295

Der Granit, aus welchem die Ebriacher Quelle austritt, ist ein porphyrischer Aplitgranit:

Quarz ist vielfach erste Ausscheidung und bildet gerundete sechseckige oder rhombenförmige Querschnitte (Porphyrquarz). Auch wo diese idiomorphe Begrenzung fehlt, macht er nirgends den Eindruck einer Zwickelfülle. Hauptgemengteil ist Feldspat, und zwar Mikroklinmikroperthit und Oligoklasalbit zu etwa gleichen Teilen. Manche Feldspatindividuen treten durch ihre Größe hervor und bewirken das porphyrische Aussehen des Gesteins. Glimmer fehlt bis auf einzelne kleinste Muskowitschüppchen.

Ein anderes Handstück unterscheidet sich von dem zuerst beschriebenen durch einige Tafeln von völlig ausgebleichtem und von Erz imprägniertem Biotit.

Mäßige Kataklasten. An Mörtelzonen und Spalttrissen findet sich ausgeschiedener Limonit und reichlich Karbonat.

Das Gestein ist kein echter Aplit (Pegmatit), da die Struktur anders ist und überdies der Plagioklas nicht untergeordnet, sondern gleichberechtigt mit dem Kalifeldspat auftritt. (Diesbezüglicher Gegensatz zu Graber (l. c. S. 276). Von Grabers Ganggranit (l. c. S. 276) unterscheidet sich das Gestein durch das Fehlen der Muskowittafeln und der Mikroklinmängel um die Plagioklaste. In Anbetracht der porphyrischen Struktur, vor allem der Ausbildung der Quarze, scheint es sich um eine saure Varietät des Randporphyrs zu handeln.

Nach Mitteregger l. c. finden sich in der streichenden Fortsetzung des Ebriacher Tales, am anderen Ufer der Vellach, kleinere unbedeutende Kohlensäureaustritte im Leppen- und Kopreinertal.

Die Mineralquellen von Vellach und seiner Umgebung entströmen vor allem einer Störungslinie, deren Hauptrichtung beiläufig von Nord nach Süd gerichtet ist und von Ost—West-Spalten begleitet sein dürfte (Ebriacher Sauerbrunn).

Auch die weitere Umgebung der karnisch-julischen Alpen ist reich an ähnlichen kalten Mineralquellen. F. Teller (l. c.) widmet in seinen Erläuterungen zur geologischen Karte der karnischen und julischen Alpen den Mineralquellen dieser Gegend ein eigenes Kapitel, dem wir folgendes entnehmen:

Auf der Südseite des Seeherges, bereits in Jugoslawien, jenseits des Sattels, liegt in der Verlängerung des Vellacher Tales bei der Häusergruppe Anko ein Eisensäuerling, der dem gleichen Schichtkomplex entspricht wie die Quellen von Bad Vellach.

Östlich des Vellacher Tales in der streichenden Fortsetzung des paläozoischen Schichtenaufbruches von Vellach, hart an seinem südlichen Rand im Gemeindegebiet von Sulzbach (Solcava), entspringen zwei Eisensäuerlinge. Der eine tritt im Kotoski Graben nächst dem Bauer Gradisnik, der andere etwas weiter im Osten an dem nördlichen Gehänge des Jeseritaliales zutage.

Eine Quellgruppe erwähnt Mitteregger l. c. auf der Linie Prävali über Guttenstein an der Mies abwärts; von diesen Austritten ist die Kummerquelle die wichtigste, welche nach demselben Autor folgende feste Bestandteile in 10.000 Gewichtsteilen aufweist.

Meereshöhe in Metern	340
Temperatur in Grad C.....	12
K ₂ SO ₄	0.048
K Cl	0.671
Na Cl	4.320
Na ₂ CO ₃	7.950
Mg CO ₃	0.787
Ca CO ₃	2.375
Fe CO ₃	0.004
Al ₂ O ₃	0.077
Si O ₂	0.090
Freie Kohlensäure.....	17.353
Summe der festen Bestandteile	16.317

Im Dullgraben südlich des Ortes Guttenstein (Grazianj) (Eisenbahnstation Prävali der Klagenfurt—Bleiburg—Marburger Linie) liegt bei dem Orte Köttelach — die Quellspalte verläuft nach Mitteregger parallel zu den vorerwähnten Quellen — die seit Jahrhunderten bekannte Römerquelle. Sie tritt nach Teller (l. c.) zwar aus den miozänen Ablagerungen des Kohlenbeckens von Liescha aus, es unterliegt aber keinem Zweifel, daß sie in der Granatglimmerschiefergruppe ihren Ursprung hat.

Mitteregger gibt von dieser Quelle folgende Analyse.

In 10.000 Gewichtsteilen sind enthalten:

Meereshöhe in Metern	470
Temperatur in Grad C.....	10
K Cl	0.073
K ₂ CO ₃	0.214
Na ₂ CO ₃	2.641
Mg CO ₃	2.274
Ca CO ₃	8.420
Fe CO ₃	0.018
Al ₂ O ₃	0.027
Si O ₂	0.090
Freie Kohlensäure.....	22.498
Summe der festen Bestandteile	13.757

Schließlich berichtet F. Teller, daß auf dem großen von NW nach SO gebenden Diagonalbruch Windischgraz—Weitenstein, der zu den Säuerlingen des Kärntner Lavanttales im Norden in Beziehung steht, nach Rolle beim Bauernhaus Daniele im Diluvium des Misslingtales eine durch reichlichen freien Kohlensäuregehalt auffallende Quelle zutage trat, die aber heute vollständig versiegt ist.

Fragen wir nach dem Ursprung all dieser Kohlensäuerlinge, so ergeben sich interessante Beziehungen zu den jungtertiären Andesit-Dacit-Vulkanen, die im Osten mit dem großen Travnikberg (1643 m) beginnen und von hier

nach SO über den Kamení vrh (1695 m), Kernes vrh (1611 m), Rema vrh (1596 m), Smerkouc (1377 m) mit Unterbrechungen über Schönstein, Wöllan nach Hohenegg ziehen.

Parallel zu diesem Zug tritt eine Reihe von Thermen aus, von denen nur die wichtigsten: Toploschitz an der Toplica, NW von Schönstein (25° R), und weiter im Südosten, in einem Graben zwischen Wöllan und Hohenegg, Bad Neuhaus-Doberna (25° R) genannt werden sollen. Diese Thermenaustritte liegen, wie dies schon F. Teller hervorhebt, parallel der Bruchlinie Smerkouc—Wöllan—Hohenegg und sind wohl die letzten warmen Emanationen der obgenannten Vulkanberge, während weiter entfernt von ihnen im Norden und Osten im Rahmen dieser vulkanischen Erscheinungen Kohlensäure austritt, welche mit den Obertagwässern sich zu den beschriebenen Sauerlingen mischt. Auf ihrem Weg zur Oberfläche nehmen die Wässer aus den benachbarten Gesteinen die für diese Quellen charakteristischen Salze auf.

Aus dem Gesagten ergibt sich ein natürlicher Vergleich mit dem nordböhmischen Karlsbad. Hier wie dort sind die wärmeren Quellen (Karlsbader Sprudel) von einem Kranz kalter Sauerlinge (Bilin, Krondorf usw.) umgeben.

Wir können diese Studie nicht abschließen, ohne die Beziehungen der Mineralquellen zu den Erzlagerstätten der karnisch-julischen Alpen aufzuzeigen.

Schon bei der Beschreibung der einzelnen Vellacher Quellen wurde auf das stete Vorhandensein von Ankeritgängen in der Nähe derselben, aber auch in größeren Entfernungen, hingewiesen. Diese Ankeritgänge setzen in den paläozoischen Schiefen und Kalken, aber auch in den Diabasen (Ebriachtal) auf.

Um eventuelle Zusammenhänge derselben mit den Quellen nachzuweisen, wurden vor allem von Ing. Dr. W. Müller, Assistenten des geologisch-mineralogischen Institutes der Deutschen Technischen Hochschule in Prag, Analysen dieser Ankerite speziell aus der Nähe der Quellen durchgeführt, welche in einer Tabelle zusammengestellt erscheinen.

Pawlitzquelle				Vellacher Quelle			
	Ankerit ober der Pawlitz- quelle	Karbonate auf 99-50% berechnet	Trocken- rückstand der Wasser- analyse	Ankerit in dem Bach- riß c—d, Abb. 3	Karbonate auf 99-50% berechnet	Trocken- rückstand der Jo- hannquelle, Analyse Matievic	Trocken- rückstand der Stah- tquelle, Analyse Mittleregger
H ₂ O/110°	0-10			0-13			
SiO ₂	7-44			0-17			
Al ₂ O ₃	0-03			—			
FeCO ₃	21-29	23-33	0-20	14-66	14-67	0-22	1-68
CaCO ₃	48-20	52-54	74-94	56-89	56-93	91-54	86-56
MgCO ₃	21-88	23-85	24-20	27-61	14-67	8-24	11-75
Summe ..	99-94	99-62					

Ebrischer Sauerbrunn				Carinthiaquelle	
	Ankerit im Diabas des Ebrichtales	Karbonat auf 100% berechnet	Trockenrückstand der Wasseranalyse	Trockenrückstand Carinthia I	Trockenrückstand Carinthia II
				Analyse Mitteregger	
H ₂ O (105°)	0.03				
Si O ₂	5.18				
Al ₂ O ₃					
Fe CO ₃	11.98	12.71	2.81	0.94	1.83
Ca CO ₃	53.36	56.63	58.39	61.74	63.00
Mg CO ₃	27.88	29.58	2.61	37.32	35.18
Mn CO ₃	1.02	1.08			
Summe..	99.45	100.00			

Vergleicht man diese Ankeritanalysen mit dem Gehalt des Quellwassers an Karbonaten der zweiwertigen Metalle, so fällt auf, daß das Eisen und die Magnesia in viel stärkerem Maße der Ausfällung unterliegt als der Kalk. Weitere Beziehungen waren nicht erkennbar.

Diese Ankeritgänge, bzw. Linsen stellen wohl alte und vielleicht noch in das Tertiär reichende Quellabsätze unserer Sauerlinge dar. Sie würden den jungen Sideritgängen unserer Alpen entsprechen, ein Vergleich, der um so mehr Berechtigung hat, als der Verfasser dieser Zeilen in einem derartigen Ankerit-Quarzgang einen Malachitanflug fand, der auf Spuren von Kupferkies hinweist, der auch in den Sideriten vorkommt.

V. Graber hat in seiner bemerkenswerten Studie: Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel (l. c.), den Gedanken ausgesprochen, „daß sämtliche Eruptiva von Südostkärnten einer gemeinsamen Provinz angehören. Zunächst, in der Tiefe differenziert, begann die Förderung des Gabbro, ihr folgten die salisch-simatischen Tonalite, schließlich die Hornblendegranitite. Mit der Intrusion der Porphyrite und der Effusion des tertiären Ergußgesteine erlosch die eruptive Tätigkeit. Die heutige enge Nachbarschaft der Eruptivmassen zueinander war wohl vor den tektonischen Ereignissen etwas entfernter, aber kaum so erheblich, wie sie die Deckentheorie in ihrer extremsten Konsequenz fordern müßte, wenn die Intrusion der Porphyrite vor dem letzten Deckenschub der Steiner-Alpen erfolgt wäre; sie ist jedoch allem Anschein nach jünger als die letzte bedeutende Orogenese südlich des Koschutazuges.“

Wenn wir diesen Gedankengang auf die Erzlagerstätten der Ostkarawanken und Steiner-Alpen ausdehnen, so sehen wir auch hier eine gewisse Reihung: Roteisensteine und Zinnober von Eisenkappel und der inneren Vellacher Kotschna? Kupferkies im Tonschiefer des Leppengrabens (Brunnlechner, Minerale Kärntens), die vanadinreichen Bleiglanzvorkommen und die Ankerittrümmer des Quellgebietes; schließlich als jüngste Äußerung des absterbenden Vulkanismus die Thermen und Sauerlinge dieser Gegend.

Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten.

Von A. Kieslinger.

(Mit 1 Figur im Text und zwei Tafeln.)

Im Sommer 1935 begann ich die Neuaufnahme des Kartenblattes Hofgastein. Obgleich meine Untersuchungen auftragsgemäß vorwiegend montangeologische Ziele hatten, konnten die bisherigen Aufnahmen in mehrfacher Hinsicht ergänzt werden. Von der letzten Aufnahme durch A. Winkler-Hermaden lag mir nur das Kärtchen im Maßstabe 1 : 100.000, d. i. Tafel VII seiner Arbeit (15) vor. Ein vorläufiger Bericht über meine Aufnahmen ist an anderer Stelle erschienen (10). Die bisher geringe Zahl beschriebener basischer Ganggesteine aus dem Zentralgneis rechtfertigt die ausführliche Beschreibung einiger neuer Funde.

Geologische Lage. Die Umrandung des Zirmsees wird ausschließlich von Zentralgneisen gebildet, die der Einheit der Sonnblickmasse angehören. Sie steigen aus dem Talschlusse des Kl. Fleißtales empor und haben gerade rund um den Zirmsee den Scheitel ihres Gewölbes erreicht. Oberhalb (NE) des Sees trifft man dann schon flaches Nordfallen. Die nördlich über den Zirmsee aufragenden Berge, Gjaidtroghöhe 2984 und Hochnarr mit 3192 und 3258 *m* tragen dann schon Kappen von Schieferhülle, die jedoch für unsere folgenden Ausführungen nicht mehr von Belang sind.

Die Vorkommen des neuen Ganggesteines sind folgende (siehe Text-Abbildung):

A. Vom Zirmsee, dessen Wasserspiegel in 2500 *m* liegt, führt eine sehr sanft gebogene Schwelle hinauf zu einem derzeit ausgeaperten, mit Sand und Schutt erfülltem Karboden in 2600 *m*. Diese Schwelle ist vom Eise blank geschliffen und bietet einen ausgezeichneten Einblick in das frische Gestein. Ungefähr 300 *m* östlich vom Ostrande des Sees, in zirka 2560 *m* Höhe, dort, wo die Spuren des ehemaligen Knappensteiges die Mitte der Schwelle erreichen, ist ein Gang im flachliegenden Zentralgneis überaus deutlich aufgeschlossen. Er hat ein Streichen von N 35 W magn., steht saiger und hat eine Breite von 1-70 *m*. Er ist quer über die Schwelle auf etwa 200 *m* Länge zu verfolgen.

B. Auf der östlichen Schmalseite des Zirmsees ragt eine kleine Halbinsel aus Zentralgneis in den See hinaus; an ihrer Wurzel befindet sich ein Gang desselben Gesteins wie vorhin, der gewissermaßen die kleine Halbinsel vom Festlande abtrennt. Er hat die gleiche Lage wie vorhin: N 40 W, Fallen 90° (oder sehr steil gegen Süd), ist dagegen wesentlich mächtiger, rund 10 *m*. Auch dieses Gestein hat, ebenso wie das vorige, noch annähernd massiges Gefüge bewahrt.

C. Am langgestreckten Nordende des Sees kommt eine N-S-streichende Runse herab, die offensichtlich einer Verwerfung ihre Entstehung verdankt.

Die Felsen unmittelbar westlich von dieser Spalte zeigen stärkste Störungen, ohne daß es trotz den guten Aufschlüssen möglich wäre, den Sinn dieser Bewegungen, bzw. überhaupt die Lagerung genauer zu erfassen. Der Zentralgneis ist stellenweise unverhältnismäßig zerschiefert. Er geht auch in manchen Teilen in Trümmerbreccien über, die vollkommen den altbekannten Gangzerreißeln in den Erzgängen entsprechen. Dazwischen liegen Quarzausscheidungen bis zu 1·50 m Dicke (Entmischungen?). In dieses Durcheinander sind nun auch grüne Gesteine eingefaltet u. zw. zunächst solche, die ebenso ungeschiefert sind wie die Gesteine von den Fundstellen A und B. (Die Stelle liegt übrigens genau in der streichenden Fortsetzung von B). Daneben aber

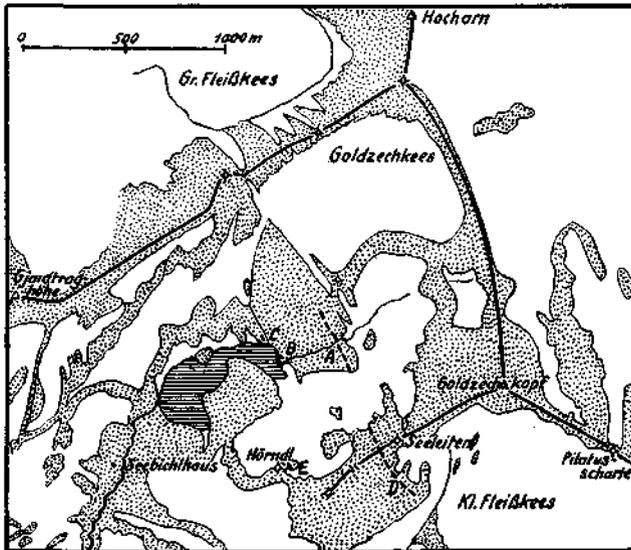


Fig. 1. Verbreitung der Ganggesteine am Zirmsee. Punktiert: Grundgebirge (Zentralgneis und Schieferhülle); weiß: Gletscher, Moränen und Gehängeschutt; unterbrochene schwarze Linien: Ganggesteine.

auch alle Übergänge bis zu stark verschieferten Gesteinen, die man für sich allein unbedenklich als Amphibolite ansprechen würde. Bemerkenswert ist das Auftreten von lichten Teilen (Schlieren?) in der sonst dunkelgrünen Masse.

D. Die — auf der alten Karte 1 : 25.000 vollkommen verzeichnete — Seeleitent bildet den südwestlich vom Goldzeckkopf ausstrahlenden Grat, der sich nach einer Einschartung wieder auf 2894 m erhebt, neuerlich zu einer Scharte in etwa 2655 absinkt und in dem kühngeformten „Hörndl“ 2710 endet. Dieser Grat besteht aus Zentralgneis, der an Klüften vollkommen aufgelockert und sozusagen in sich selbst zerfallen ist. Obwohl alle Blöcke locker liegen und verlagert sind, läßt sich doch ein Band eines dunkelgrünen Gesteins verfolgen, das dem Zentralgneis in unklarer Weise eingelagert ist. Ich hielt dies Gestein zuerst für Amphibolit; verschiedene Übergangsglieder lassen jedoch keinen Zweifel daran, daß es genetisch dem als Gang sichergestellten Gestein vom Fundorte A zugehört und nur ein Tektonit dieses

Gesteins ist. Dieses Band ist 2—3 m mächtig; es wird unter anderem von den Erzgängen der „Öxlinger Zeche“ gequert, ist also älter als diese. Es läßt sich in losen Blöcken über den ganzen verrutschten Hang der Seeleiten verfolgen und bildet — unbeschadet kleiner Störungen — die streichende Fortsetzung des Ganges von der Fundstelle A.

E. In der Scharte, welche das Hörndl von der Seeleiten abtreunt (und über welche der Tritschl-Weg auf den Sonnblick führt), lassen sich an den Hängen Ausbisse eines dem vorigen gleichen amphibolitähnlichen Gesteins beobachten. Ob es einem zweiten ehemaligen Gang entspricht oder nur eine tektonische Wiederholung des oberen Bandes ist, konnte ich nicht feststellen.

Schließlich finden sich, an zahlreichen Stellen des Eiszeitschuttes, Blöcke von Ganggestein, die der Lage nach nicht von den erwähnten Vorkommen abstammen können, sonderu von anderen, die heute nicht mehr aufgeschlossen sind. Vielfach freilich mag es sich einfach um basische Schlieren des Granits handeln, die gelegentlich den Ganggesteinen petrographisch vollkommen gleich werden.

Gesteinskundliche Beschreibung.

1. Das ungeschieferte Gestein (Fundstellen A und B).

Die Gesamtfarbe des Gesteins ist dunkel graugrün. Sie entsteht aus der Mischung von fast schwarzen Biotitpaketen von meist 1—1.5, seltener 2 mm Durchmesser und einer dichten, stumpfgrünen, weiß gepunkteten, mit freiem Auge nicht weiter auflösbaren Grundmasse. Das Gestein liefert beim Zerschlagen sehr rauhe staubige Bruchflächen. Dieser letztere Umstand in Verbindung mit tonigem Geruch und einer nicht unbedeutenden Wasseraufnahme¹⁾ deutet auf Unfrische der Handstücke hin, die nur aus den oberen Teilen des Anstehenden geschlagen werden konnten. Dichte 2.94, an einem anderen Handstücke 2.87 (je mehrere Pycnometerbestimmungen).

Abweichungen in der Ausbildung entstehen durch Verschiedenheiten in der Menge der Biotitpakete. In den meisten Teilen des Gesteins fallen durchschnittlich 17 Biotitpakete auf den cm^2 ; diese Zahl kann jedoch wesentlich geringer werden. Gelegentlich, keineswegs immer, ist eine gewisse Parallelstellung der Biotite unverkennbar, so daß dann der scheinbare Biotitreichtum auch von der Schnittrichtung abhängig ist. Doch berechtigen solche schwache Regelungen noch nicht dazu, von einer Schieferung zu sprechen.

Das Gestein hat nicht die geringste Ähnlichkeit mit den später noch näher zu erörternden Ganggesteinen vom Roßbruggen und gleicht nur sehr oberflächlich dem nächstgelegenen Floitit vom Kesselfall bei Böckstein. Dagegen gleicht es im Aussehen vollkommen gewissen Minetten, z. B. einer von St. Michaelis, Freiberg (Rosenbusch-Sammlung).

Unter dem Mikroskop zeigt sich (S 468)²⁾ folgendes Bild (siehe Tafel VII, Abb. 1): Zwischen den großen Biotitblättern liegt eine Grundmasse bzw. ein Grundgewebe, das im wesentlichen aus länglichen Hornblendebalken

¹⁾ Das Gestein nimmt in mäßigem Vakuum 0.88 Gewichtsprocente = 2.52 Volumsprozent Wasser auf.

²⁾ Die mit S bezeichneten Nummern beziehen sich auf meine Schiffsammlung. T.M.P.M. = Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.

in sperriger (intersertaler) Lagerung zwischen farblosen Gemengteilen (Quarz, Zoisit ..) besteht.

Biotit. Die einzelnen Blättchen haben Größen bis zu höchstens 1 mm, sie können sich jedoch zu Korngruppen bis zu 2.5 mm größtem Durchmesser zusammenschließen. Es fehlen Kristallformen, die Umrisse sind vollkommen unregelmäßig und tief zerfressen, das Innere löcherig. Infolgedessen finden sich Einschlüsse der übrigen Gesteinsgemengteile, mit Ausnahme jedoch der Hornblende, die niemals mitten im Biotit auftritt (ein Eintreten in randliche Buchten des Biotits mag auf Zufälligkeiten der Schnittlage zurückgehen). Pleochroitische Höfe um Einschlüsse wurden nicht beobachtet. Farbe: α Dunkelolivbraun, γ Blaugelb bei 20 μ Schlifffdicke; Achsenschnitte streng optisch einachsigt. Stellenweise, sehr selten, ist der Biotit in Chlorit verwandelt, bezeichnenderweise meist gerade dort wo er Stauchungen und Verbiegungen erlitten hat. Übrigens zeigt sich auch hier die verbreitete Erscheinung daß immer nur einzelne Lamellen des Biotits in Chlorit verwandelt sind.

Hornblende. Es lassen sich deutlich zwei verschiedene Arten unterscheiden:

AA. Die vorerwähnten sperrigen Balken, nach der Prismenzone gestreckt (Dicke 70—80 μ , Länge durchschnittlich 400, maximum 700 μ), gelegentlich auch kürzere „Wecken“ (200 μ lang) betehen aus gewöhnlicher braungrüner Hornblende, die jedoch ganz erfüllt ist von ungemein feinem Pigmentstaub, so daß sie bei schwächeren Vergrößerungen einfach undurchsichtig erscheinen. Die Stäubchen haben eine Größe von etwa 0.5 μ abwärts.

Deutliche Spaltbarkeit nach dem Prisma, unregelmäßige und weiter abtastende Sprünge senkrecht dazu. In Schnitten annähernd \parallel AEc : $\gamma' = 15^\circ$.

Die Farbe, infolge der Bestäubung schwer erfäßbar, wechselt zwischen Braungrün für γ' und Gelblichgrün für α' .

Ähnliche Einschlüsse wurden wiederholt beschrieben, so von H. B. v. Foullon aus Hornblenden in verschiedenen Quarzglimmerporphyriten des Adamellogebietes, u. zw. in Wolken und Bändern angeordnet (Jb. Geol. R. A. 36, 1886, 761, 763), von Dannenberg in Gesteinen des Siebengebirges (TMPM 14, 1895, 17), von F. Bauer in Augiten des Duppaner Theralits und des Rongstocker Essexits (TMPM 22, 1903, 268 ff.), von Sellner in Hornblenden der Diorite der Brüner Intrusivmasse (TMPM 35, 1922, 153 ff.) und wurden meist als Magnetit und Titanit, seltener als Biotit, bestimmt und als Entmischungen aufgefaßt. Auch R. A. Sonder beschreibt (13) derartige gefüllte Hornblenden aus metamorphen Spessartiten des Getthardgebietes; ferner Christa aus einem ultrabasischen Tiefengestein des Zemmgrundes (7, S. 586). Aus Spessartiten von Sacromonte di Varallo (Sesia) haben Artini und Melzi (3), aus gangförmigem Hornblende-Biotit-Gabbro von Brissago am Lago Maggiore haben Burri und Quervain (4) die gleichen gefüllten Hornblenden beschrieben.

Abweichend davon sind die Einschlüsse in den Hornblenden meiner Dünnschliffe weitaus zu klein, als daß sie überhaupt bestimmbar wären und sind ferner keineswegs an eine bestimmte Kristallrichtung gebunden.

BB. Eine zweite Art von Hornblende ist beim vorliegenden Gestein (S 468) noch verhältnismäßig selten, nimmt aber dann in den Schlfiffen der stärker verschieferten Ausbildungen einen größeren Raum ein. Diese Hornblende unterscheidet sich von der ersteren durch vollkommene Abwesenheit von

Einschlüssen und durch eine andere, stets deutlich blaustichige grüne Farbe. Sie bildet einerseits Randzonen um die gefüllte Hornblende, anderseits selbständige Körner und Korngruppen, niemals aber so langgestreckte Leisten wie die gefüllte Hornblende. Die Auslöschungsschiefe ist merklich größer, $c:\gamma = 18-19^\circ$ in Schnitten annähernd \parallel AE.

Zoisit, Klinozoisit und Orthit. Einen besonders großen Anteil an der Zusammensetzung des Gesteins haben Minerale der Zoisitgruppe, durch hohe Lichtbrechung und sehr niedrige Doppelbrechung mit anomalen lavendelblauen Interferenzfarben gekennzeichnet. Sie bilden meist unregelmäßige, farblose, lebhaft diamantglänzende Einzelkörnerchen von durchschnittlich $20-30 \mu$ Durchmesser, treten jedoch auch zu viel größeren Korngruppen zusammen. Weniger häufig ist eine leistenförmige Entwicklung, die dann meist gerade, seltener schiefe Auslöschung erkennen läßt.

Einige etwas größere ($70 \times 100 \mu$), im gewöhnlichen Lichte schwach gelbliche Körnerchen mit starker Doppelbrechung bei gleich hoher Lichtbrechung möchte ich als Orthit ansprechen.

Chlorit siehe unter Biotit.

Quarz in nicht unbedeutender Menge bildet das Grundgewebe. Mineralogisch bietet er nichts Bemerkenswertes.

Plagioklas. In dem Brei der Quarzkörnerchen sind überaus kleine Körnerchen mit Mühe als Oligoklas zu erkennen (Lichtbrechung, Spaltrisse, aber niemals Zwillingsstreifen, optisch negativ).

Eine Ausmessung des Schliffes, die freilich bei der Kleinheit und weitgehenden Verschränktheit der Gemengteile nicht sehr großen Anspruch auf Genauigkeit erheben kann, führte zu folgendem Mengenverhältnis in Volumprozenten:

Biotit	28.2
Hornblende { primär	14.7
{ sekundär	6.4
Zoisit und Klinozoisit.....	19.2
Quarz und Plagioklas.....	31.5
	<hr/>
	100.0

Wir wollen unserem Gestein vorläufig noch keinen Namen geben, können aber schon jetzt eine Feststellung von allgemeinerer Wichtigkeit herausheben:

Das äußere geologische Bild ließ keinen Zweifel am Vorhandensein eines ziemlich unversehrten Ganges, der keine späteren Störungen erlitten hat. Ebenso zeigt auch das mikroskopische Bild in der Anordnung der Minerale noch eindeutig das Bild eines Erstarrungsgesteines; als besonders bezeichnend möge die sperrige (intersertale) Anordnung der Hornblendenadeln zwischen den großen Biotiteinsprenglingen betrachtet werden. Ganz ein ähnliches Bild hat übrigens Christa von einem Kersantit des Zemmgrundes gebracht (Bild 11 in Lit. 7), wobei jedoch dort Biotite als Bildner des Netzwerkes erscheinen. Im Gegensatz dazu ist jedoch mindestens ein Großteil der Minerale

nicht mehr primär. Die Plagioklase sind in Minerale der Zoisitgruppe verwandelt, die gefüllten Hornblenden zum Teil in die blaugrünen (was dann bei den verschiefertten Ausbildungen viel stärkeres Ausmaß annimmt) usw. Die Beurteilung der Biotite ist schwierig. Ihr zerfranstes, löcheriges Aussehen deutet ja wohl auf Gemengteile eines kristallinen Schiefers hin. Andererseits ist nicht einzusehen, woraus sie denn hervorgegangen sein sollten. Rest-einschlüsse eines früheren Minerals sind nicht vorhanden. Hornblende kommt als Ausgangsstoff nicht in Frage, weil die Umkristallisation der braunen in die blaugrüne Hornblende zur Genüge das Verhalten dieses Minerals zeigt. Die Biotite sind also mindestens stofflich primär, d. h. sie sind zwar vielleicht oder sogar wahrscheinlich umkristallisiert, jedoch wieder nur aus ehemaligen Biotiten.

Es liegt hier also zweifellos zum Teil eine pseudomorphe Abbildung eines älteren Eruptivgefüges vor, ein Musterbeispiel von Abbildungskristallisation im allgemeinsten Sinne des Begriffes. Eine Deformationsmetamorphose ist mit Sicherheit auszuschließen.¹⁾

Die Abwesenheit einer Schieferung ist um so bedeutsamer, als ja „schieferholde“ Minerale in Menge zur Verfügung stünden. Wo solche nicht vorhanden sind, ist das Ausbleiben einer Schieferung trotz Umkristallisation begrifflich. Hier ist wohl auch der Grund für die vielverbreitete Scheu, die Eklogite zu den kristallinen „Schiefern“ zu rechnen. Ein schönes Beispiel für das Unterbleiben der Schieferung infolge des Mangels an schieferholden Mineralen sind z. B. die basischen Schlieren im „Flugkogelgneis“ (einer dioritischen Abart des Zentralgneises, siehe Schurk, (Lit. 12, S. 26).

Diese Erwägungen lassen ziemlich weittragende Fragen auftauchen: Wenn unser Gang vom Zirmsce metamorph (wenigstens zum Teil) ohne Durchbewegung, also abbildungskristallin ist, dann muß beim umschließenden Zentralgneis, der doch im selben Metamorphosenhofe stand, der Zusammenhang zwischen seinem Parallelgefüge und seiner Metamorphose — welchen mit Ausnahme von Weinschenk so ziemlich alle Bearbeiter als selbstverständlich aufgefaßt haben — zumindest als noch unbewiesen und höchst fraglich betrachtet werden. Oder mit anderen Worten: es besteht die Möglichkeit und der dringende Verdacht, daß die „Schieferung“ des Zentralgneises nicht erst bei der Metamorphose entstanden, sondern die kristalline Abbildung eines anderen, vermutlich primär magmatischen Parallelgefüges sei. Ich werde an anderer Stelle näher auf diese Frage zurückkommen.

Von dem nicht geschiefertten Gestein sei noch eine liechte Schliere (von der Fundstelle B, am Seeufer) kurz beschrieben. In einem porzellanweißen Grundgewebe schwimmen dunkle Biotit-Chlorit-Nester. Dazwischen sehr deutlich wiuizige Hornblendeleisten in sperriger Lagerung.

Im Schliff (S 465) läßt sich feststellen (Tafel VII, Abb. 2), daß die Glimmer-nester aus wenig Biotit und viel Chlorit bestehen. Die sperrigen Hornblende-leisten bestehen fast zur Gänze aus gefüllter Hornblende und sind nahezu undurchsichtig. Die sekundäre blaustichige Hornblende beschränkt sich an den Leisten auf schmale, schwer erkennbare Randzonen. Dagegen tritt sie in

¹⁾ Es sei hier daran erinnert, daß H. P. Cornelius („Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen“, Zbl. Min. usw. 1921, 1—11) an ähnlichen Beispielen festgestellt hat, daß „die Umwandlung des Mineralbestandes unabhängig ist von der Ausbildung der parallelen Textur“.

selbständigen größeren Körnern auf, die in einer sehr unklaren, schwer zu beschreibenden fleckenartigen Verteilung Felder mit schwarzer „Füllung“ aufweisen. Vielleicht handelt es sich hier um uralitische Bildungen. Im Bereiche dieser Flecken herrscht nicht mehr die gleichmäßige Verteilung der schwarzen Körnchen, vielmehr sind sie an einzelnen Sprüngen deutlich besonders stark angereichert.

Das Grundgewebe nimmt — im Vergleich zum vorigen Gestein — eine sehr große Menge ein und erklärt so die lichte Farbe der Schliere. Es besteht aus Quarz, sehr viel Zoisit und wenig saurem Plagioklas.

2. Geschieferte, amphibolitartige Ausbildungen (Fundstellen C, D, E).

Ich will sie nach zunehmender Schieferung beschreiben. Diese Reihung hat allerdings den Schönheitsfehler, daß diese Gesteine zweifellos von vornherein nicht ganz gleichartig waren, wie ja schon an den Differentiationen im frischen Gang zu sehen ist.

a) Ein Handstück vom Fundpunkte C unterscheidet sich vom Hauptgestein des frischen Ganges (bei A) eigentlich nur durch die ziemlich weitgehende Parallelanordnung der Biotite. Infolgedessen entsteht eine gute plattige Spaltbarkeit.

Im Dünnschliff (S 467) zeigt sich, (Tafel VIII, Abb. 3), bei im wesentlichen gleichem Mineralbestande, gegenüber dem ungeschieferten Gestein (S 468) folgende Änderung:

Die großen Biotite sind zum Teil in Chlorit verwandelt, zum Teil in einzelne kleinere Schuppen zerteilt. Bei der Hornblende haben sich die Verhältnisse umgekehrt: jetzt überwiegt die sekundäre blaugrüne Hornblende, die nur mehr ziemlich kleine Kerne der primären gefüllten Hornblende enthält. Dadurch ist auch die ursprünglich so deutliche sperrige Anordnung der Hornblenden weitgehend verwischt und schlägt nur mehr undeutlich durch. Im Grundgewebe nichts Neues: Zoisit, Quarz und etwas saurer Plagioklas.

b) Ein ähnliches Handstück vom gleichen Fundorte unterscheidet sich im Grade der Durchbewegung vom vorigen. Es ist eine deutliche Streckung durch die Biotite ausgedrückt. Übrigens gehört dieses Stück deutlich einer lichteren (sauren) Schliere an und ist daher mit den vorigen nicht streng vergleichbar.

Im Dünnschliff (S 466) ist deutlich zu erkennen (Tafel VIII, Abb. 4), daß dieses Gestein — trotz seiner lichterem Farbe — einer an Biotit reicheren Abart angehört als das vorige. Sonst ist der Mineralbestand der gleiche, auch in bezug auf die Hornblende (eine zweifellos sekundäre blaustichige Hornblende mit kleinen Restkernen der gefüllten primären Hornblende). Das Bezeichnende an diesem Gestein ist das Parallelgefüge, als dessen Träger die sekundäre Hornblende, die kleinen Zoisitleisten im Grundgewebe und ein Großteil der Biotite erscheinen. Oh und wieviel von den Biotiten umkristallisiert (sekundär) ist, wage ich nicht zu entscheiden.

c) Den nächst weiteren Schritt der Umformung zeigt ein Handstück von der Öxlinger Zeche (Fundstelle D). Hier ist die Bewegung, allerdings nur auf einzelnen Schieferungsflächen, bereits so weit gediehen, daß sich die Glimmer (Biotit und Chlorit) zu ganzen Häuten zusammenschließen (während sie bei den vorigen Gesteinen immer noch deutlich abgegrenzte vereinzelt

Flecken im Grundgewebe gebildet hatten). Dieses Gestein möchte man im Handstück schon unbedenklich als kristallinen Schiefer ansprechen.

Der Dünnschliff (S 469) von diesem Gestein ist leider ziemlich spitzwinkelig zur Schieferung ausgefallen und läßt diese nicht sehr deutlich erkennen. Übrigens weicht dieses Stück — bei durchaus dem gleichen Mineralbestand — in Menge und Ausbildung der einzelnen Minerale von den vorigen Gesteinsproben stark ab: Die ziemlich großen (bis 1.5 mm) blaustichigen Hornblenden enthalten die „gefüllten“ Teile in eigenartig löcherigen Flecken (während die Hornblenden der bisherigen Gesteine immer deutlich als Kern die ehemaligen Balken der primären gefüllten Hornblende erkennen ließen). Der in großer Menge vorhandene Chlorit hat den Biotit fast völlig verdrängt. Im Grundgewebe finden sich wenig Zoisitminerale, dagegen noch ziemlich viel Plagioklas (saurer Oligoklas). Unverkennbar sind die Zeichen einer postkristallinen mechanischen Verformung: verbogene Chlorite, die sich zu ganzen Bahnen zusammenschließen, wellig auslöschende Quarze usw.

Dieses Gestein ist also ein kristalliner Schiefer mit zwei Umkristallisationen: Der primäre Mineralbestand des erstarrten Ganggesteines ist — wie beim ersten Beispiel ausführlich behandelt — zum großen Teil unter Beibehaltung des Gefüges umgebaut worden. In einer späteren Phase wurde dann dem Gestein ein Parallelgefüge aufgeprägt, wobei die ehemalige intersertale Anordnung der Gemengteile gänzlich zerstört, ferner vom primären Mineralbestand (soweit er aus der ersten Umprägungsphase noch vorhanden war) die letzten Reste bis auf winzige Überbleibsel umkristallisiert wurden. Womit der Weg vom frischen Ganggestein zum amphibolitähnlichen kristallinen Schiefer vollendet ist.

Vergleich mit einigen ähnlichen Ganggesteinen.

Ein Ganggestein aus der Schieferhülle im Hahachtal hat Weinschenk (14) zum Kersantit gestellt. Hier ist nur mehr der Biotit primär, dagegen das Grundgewebe — aus Epidot, Quarz, Plagioklas, etwas strahliger Hornblende bestehend — nach Weinschenks Auffassung sekundär.

Den Gesteinen vom Zirmsee wesentlich ähnlicher scheinen die lamprophyrischen Gänge zu sein, die (nach Vorarbeiten von Grubenmann, Waindziok u. a.) R. A. Sonder aus dem Gotthardgebiet beschrieben hat (13). Auch hier handelt es sich um in der Hauptsache metamorphe Gesteine, von deren magmatischem Mineralbestand nur mehr geringe Reste vorhanden sind. Je nach dem Überwiegen von Biotit oder Hornblende werden diese Gesteine als metamorphe Kersantite oder Spessartite bezeichnet, wobei diese durch alle Übergänge verbunden sind. Von diesen Gesteinen haben nach der Beschreibung Sonders die „metamorphen Spessartite“ weitaus die größte Ähnlichkeit mit den Gesteinen vom Zirmsee. Besonders maßgebend ist das Vorhandensein einer primären gefüllten braunen und einer sekundären klaren blaugrünen Hornblende. Die Biotite werden als umgewandelte Hornblenden, also als sekundär aufgefaßt.

Die von Eichenberger (8) beschriebenen Lamprophyre des Rotondogranits (ebenfalls aus dem westlichen Gotthard) sind wohl ihrer Zusammensetzung nach (Augitminetten usw.) mit unseren Gesteinen nicht vergleichbar, wohl aber durch die beginnende Umwandlung. Diopsid wird in strahlige

Hornblende umgebaut, ferner findet auch schon Bildung von Klinozoisit statt.

Sehr geringe Anzeichen von beginnender Metamorphose haben anscheinend die Lampropyrye („gangförmige“ Hornblende-Biotit-Gabbros) vom Lago Maggiore (Burri und Quervain 4) und die Spessartite von Sacromonte di Varallo (Artini und Melzi 3).

Eine überaus gründliche Darstellung von der Überlagerung der primären Erstarrungsfazies durch eine nicht vollendete Metamorphose der obersten Tiefenstufe hat Angel an einem Spessartit aus der Strechau bei Rottenmann gebracht (1). Hier wird eine ältere Mineralgeneration, bestehend aus Einsprenglingen von brauner Hornblende und einer Grundmasse von Andesin und kleinen braunen Hornblendekristallen umgebaut in die Paragenese: blaugrüne Hornblende, Klinochlor, Biotit, Oligoklas.

Ebenso zeigt auch der von Angel aus dem Nigglaital, Kreuzeckgruppe, Kärnten, beschriebene Spessartit (2, S. 22) erste schwache Anzeichen einer beginnenden Metamorphose, die sich freilich erst in beginnender Füllung der Feldspate äußert.

Als „Floitit“ hat Köhler (11) ein dem Syenitgneis von Böckstein (beim Kesselfall) konkordant („lagergangartig“) eingeschaltetes Gestein beschrieben, das sich freilich von unseren Gesteinen am Zirmsee weitgehend unterscheidet. Es ist in der Hauptmasse ein dunkelgraugrünes, für das freie Auge vollkommen dichtes Gestein. Auch der Mineralbestand (Oligoklas, wenig Quarz, reichlich Biotit und Epidot) ist ganz anders. Ein innerster, gröber körniger Kern des Gesteines vom Kesselfall zeigt wenigstens im Handstück größere Ähnlichkeit mit dem Gestein vom Zirmsee. Köhler hat zum Vergleich einen „Floitit“ vom Roßbruggen (Zillertal) herangezogen, der sich vom Böcksteiner durch einen (geringen) Gehalt an blaugrüner Hornblende unterscheidet. Von ihr versichert Köhler ausdrücklich, daß es sich nicht um ein Relikt, sondern um einen durchaus gleichberechtigten typomorphen Gemengteil handle.

Es ist übrigens nicht sehr wahrscheinlich, daß die Floitite metamorphe Ganggesteine darstellen. Becke hat diesen Begriff ganz gelegentlich in einer Fußnote aufgestellt (Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., 75, S. 29), ohne nähere Erläuterung. Später hat jedoch einer seiner Dissertanten, L. Schurk, in einer ausführlichen und zweifellos von Becke autorisierten Weise den Floitit behandelt, u. zw. gelegentlich der Beschreibung des „Flugkogelgneises“.

Nach dieser Darstellung (12, S. 13) stehen die „Floitite“ „in der Mitte zwischen den Syenitgneisen, mit denen sie die Quarzarmut teilen und den Amphiboliten, denen sie ihr großer Gehalt an dunklen Gemengteilen nähert, von denen sie aber zugleich ihr Mangel an Hornblendemineralen trennt“. Sie sind die metamorphen Ausbildungen (Obere Tiefenstufe) eines Tiefengesteins zwischen Syenit und Diorit.

Das Gestein vom Kesselfall ist im übrigen derart eingeschichtet, daß es mindestens ebenso gut als basische Schlieren denn als Gang aufgefaßt werden kann. Im allgemeinen sind die basischen Gänge im Zentralgneis doch Quergriffe.

Denselben „Floitit“, zusammen mit anderen Gängen vom Roßbruggen, hat Christa ausführlich behandelt (7). Seine allgemeinen Ausführungen (a. a. O. S. 613 ff.) decken sich durchaus mit den Befunden am Zirmsee. Insbesondere

die ausdrückliche Feststellung, daß diese „Gangbildungen der Lamprophyre als geologische Körper heute eigentlich ganz unversehrt vor uns liegen“, daß man also nicht ohne weiteres an „durch die Streßwirkung der tertiären Dislokationen ausgelöste weitgehende Ummineralisationen“ (Sonder) denken könne. Christa führt gewichtige Gründe dafür ins Treffen, daß die Kersantite vom Roßbuggen im wesentlichen primären Mineralbestand aufweisen. Sowohl dies, als die Neigung zu Schlierenbildung und die steigende Amphibolitähnlichkeit mit zunehmender Einschichtung können Wort für Wort auf unsere Gesteine vom Zirmsee übertragen werden.

Die hornblendeführenden Ausbildungen bezeichnet Christa bereits als Spessartite. Auch hier finden sich zweierlei Hornblenden, eine grüne (aber ohne Füllung!) und eine blaugrüne, welche letztere als sekundär aufgefaßt wird.

Ferner sind hier die von Bianchi aus dem Ahrntal beschriebenen (6) lamprophyrischen Gänge zum Vergleiche heranzuziehen. Es handelt sich um Fundstellen vom Südhange der Zillertaler Alpen zwischen Schwarzenstein und Floitenspitze, also der nächsten Nähe von den durch Christa beschriebenen Gängen. Sie werden als „Malchit, Kersantit und Tonalitporphyrit“ bezeichnet, doch will Bianchi diese Namen nur für den Chemismus geltend wissen. Nach Gefüge und Mineralbestand seien es richtige kristalline Schiefer (femische Orthogneise), wobei freilich die Schieferigkeit der Gänge durch eine primäre Fluidal-Textur begünstigt sei.

Die von F. und H. Heritsch aus dem Gailtal beschriebenen Malchite (9) sind insoferne zum Vergleich mit unseren Gesteinen vom Zirmsee heranzuziehen, als auch sie Ganggesteine mit einer teilweisen Umkristallisation sind, ohne freilich daß sie, nach Ansicht der Verfasser, bereits als kristalline Schiefer bezeichnet werden könnten.

Die Frage, wie denn nun eigentlich unsere Gesteine vom Zirmsee zu benennen wären, trifft tief in einige grundsätzliche Schwierigkeiten der Nomenklatur. Die petrographische Nomenklatur der Ganggesteine leidet vor allem darunter, daß „Ganggestein“ ein geologischer, nicht aber ein petrographischer Begriff ist. Es gibt genau genommen kein petrographisches Merkmal, das für Ganggesteine typisch oder ausschließlich bezeichnend wäre. Aus dem Handstück oder Dünnschliff allein ist eine Unterscheidung zwischen Gang- und Ergußgestein nicht zu treffen.

Die Kennzeichnung der „Arten“ erfolgt neben dem Chemismus in der Hauptsache nach dem Mineralbestande, von dem aber vielfach nur die Einsprenglinge genau erfaßbar sind, die Grundmasse dagegen fast ungreifbar bleibt. Die Einsprenglinge aber beweisen viel weniger, als man für gewöhnlich wahrhaben will, und als man etwa aus der Darstellung in anerkannt maßgebenden Handbüchern entnehmen möchte. Das Vorhandensein der Einsprenglinge, besonders der femischen, hängt *ceteris paribus* in erster Linie von der Abkühlungsgeschwindigkeit ab. Bei langsamer Erstarrung werden bekanntlich viele Primärausscheidungen wieder aufgelöst und verschwinden spurlos in der Grundmasse. Daher kann ein und dasselbe Gestein je nach Zufälligkeiten der Probenahme unter verschiedene Gesteinsbegriffe fallen, was in jedem größeren Eruptivgebiet beobachtet werden kann.

Diese Schwierigkeiten steigern sich bis an die Grenze der Unlösbarkeit, wenn derartige Gesteine einer Metamorphose unterliegen. Wird z. B. die äußere geologische Form durch Einschlichtung vernichtet, so ist eine sichere Aussage über die Zugehörigkeit zu Ganggesteinen unmöglich. Aber auch diese vorausgesetzt, entsteht die nächste Unsicherheit in der Bewertung des Mineralbestandes, dessen primäre und sekundäre Bestandteile keineswegs verlässlich zu unterscheiden sind. Die Benennung kann entweder den erreichten Endzustand bezeichnen wollen, für welche metamorphen Ganggesteine noch keine Namen vorliegen, oder aber den mit mehr oder weniger Sicherheit erschlossenen Ausgangszustand. All dies wird außerdem von der anerkannt unzuverlässigen Hilfsvorstellung getragen, daß sich keinerlei besondere Stoffwanderungen abgespielt hätten. Der einfachste Ausweg wäre wohl der, den Ausgangszustand durch eine geeignete Vorsilbe als metamorph verändert hinzustellen. Leider ist die hier in erster Linie in Betracht kommende Präposition „Meta“ bereits für hybride Gesteine in Anspruch genommen worden, so daß so einfache Bezeichnungen wie etwa „Meta-Kersantit“ in unserem Sinne nicht verwendet werden können. Jedenfalls erscheint mir das Vorgehen von R. A. Sonder, welcher in seiner Arbeit über die Gänge im Gotthard (13) dieselben ausdrücklich als metamorph bezeichnet, folgerichtiger als die seines Kritikers Christa, der nur die Namen des Ausgangszustandes verwendet (vgl. auch Beyer (5)), und dadurch z. B. in den Widerspruch gerät, ein biotitreiches Gestein schlechthin als „Spessartit“ zu bezeichnen, während dieses Gestein (etwa nach Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie II, 1) gerade durch das „absolute Fehlen oder doch nur spurenweise Vorhandensein von Biotit“ definiert ist.

Kehren wir nach dieser Vorerinnerung zu unseren Ganggesteinen vom Zirmsee zurück, so können wir feststellen, daß es balhmetamorphe und nur ausnahmsweise bis zu amphibolitähnlichen kristallinen Schiefnern umgewandelte Ganggesteine sind. Da die großen Biotite meiner Meinung nach (wenigstens stofflich) nicht sekundär sind, wären diese Gesteine als metamorphe bzw. halbmetamorphe hornblendeführende Kersantite zu bezeichnen.

Zusammenfassung.

Aus dem Gebiete des Zirmsees im obersten Kleinen Fleißtal werden lamprophyrische Gänge des Zentralgneises beschrieben, welche unter Erhaltung der geologischen Form, also durch eine Art von Regionalmetamorphose, weitgehend, aber nicht gänzlich zu kristallinen Schiefnern verwandelt worden sind. Nur einige von ihnen sind durch einen jüngeren Akt der Durchbewegung zu einer Art von Amphiboliten umgeformt worden. Die Ursprungsgesteine waren hornblendeführende Kersantite.

Schriftenverzeichnis.

- (1) Angel F. und Metz K., Notizen zur Gesteinskunde der österreichischen Ostalpen. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. N. F. 43, 175—181.
- (2) Angel F., Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, 67, Graz 1930, 7—35.
- (3) Artini E. e Melzi G., Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. — Mem. Ist. Lomb. Sc. ed Arti, 18, Milano 1900, 219—392.
- (4) Burri C. und de Quervain F., Über basische Ganggesteine aus der Umgebung von Brissago (Tessin). — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14, Zürich 1934, 507.

- (5) Beyer P. J., Chemismus der Lamprophyre. — In Niggli, Gesteinsprovinzen, 1, 1923, 461 ff.
- (6) Bianchi A., Studi petrografici sull' Alto Adige orientale e regioni limitrofe. — Mem. dell' Ist. Geol. della R. Università di Padova, 10, Nr. 5, Padova 1934.
- (7) Christa E., Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jahrb. Geol. Bundesanst. 81, Wien 1931, 533—636.
- (8) Eichenberger R., Über einige Lamprophyre aus dem westlichen Gotthardmassiv. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, Zürich 1926, 351.
- (9) Heritsch F. und H., Malchite aus dem Gailtal. — Mitt. naturwiss. Ver. f. Steiermark 69, Graz 1932, 25—33.
- (10) Kieslinger A., Bericht über Aufnahmen im Golderzgebiet der Hohen Tauern. — Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien 1936, 51—58.
- (11) Köhler A., Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 36, 1923, 65—79.
- (12) Schurk L., Über den Flugkogelgneis in den Hohen Tauern. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 33, Wien 1915, 1 ff.
- (13) Sonder R. A., Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1, Zürich 1921, 323 ff.
- (14) Weinschenk E., Ganggestein aus dem Habachtal. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 12, 1891, 328.
- (15) Winkler A., Geologische Probleme in den östlichen Tauern. — Jahrb. Geol. Bundesanst. 76, Wien 1926, 245—322.

Erklärung zu Tafel VII

- Abb. 1. Dünnschliff S 468. Fundstelle A. Ungeschiefertes Ganggestein. Links unten ein großer Biotit. Das Bildfeld wird in der Hauptsache von den sperrigen Hornblendenadeln (schwarz mit grauem Rand) und den hochlichtbrechenden Mineralen der Zoisitgruppe eingenommen. Farbloses Grundgewebe Quarz mit wenig Oligoklas.
- Abb. 2. Dünnschliff S 465. Lichte Schliere aus dem Ganggestein Fundstelle B. Vorherrschend schwarze, bei dieser Vergrößerung undurchsichtige primäre Hornblende mit ganz schmalen Säumen der sekundären blautichigen Hornblende. Die übrigen Minerale wie vorhin.

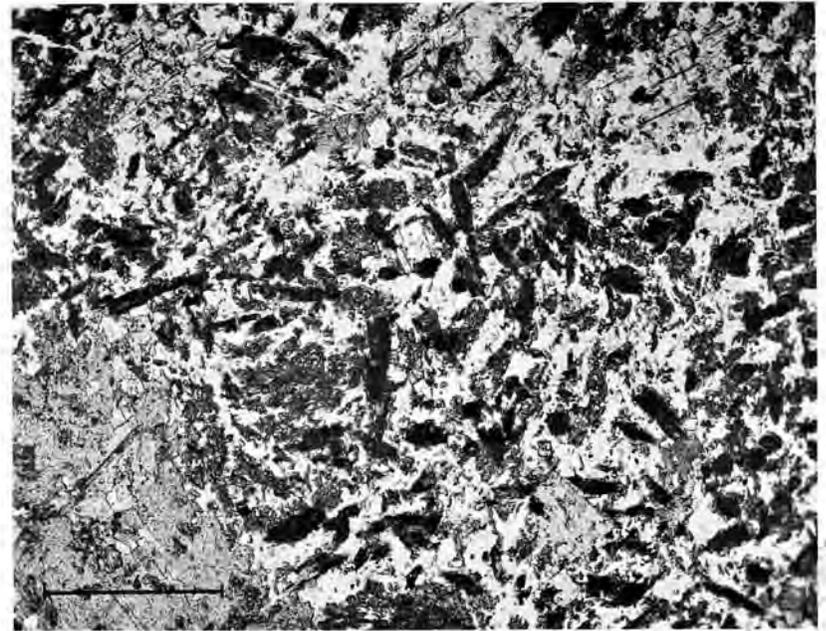


Abb. 1.

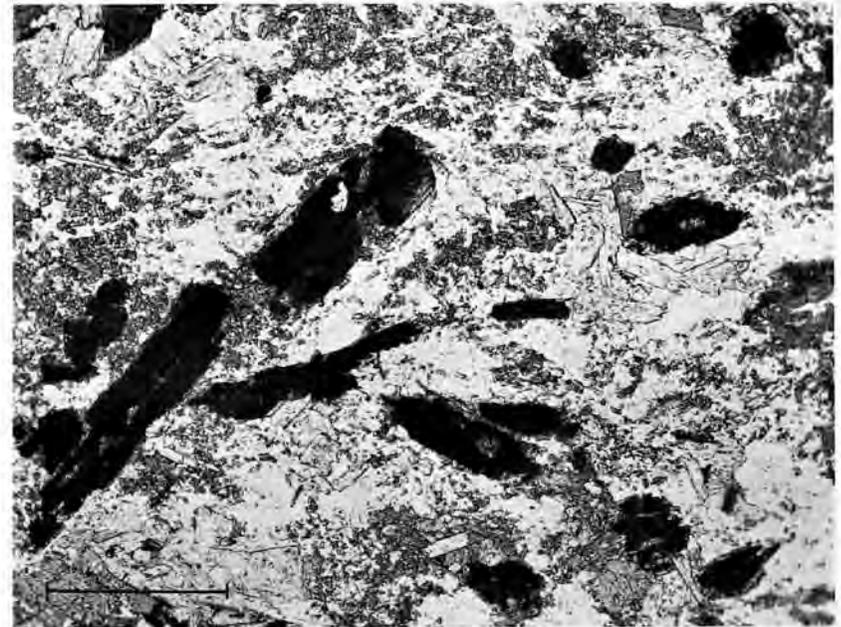


Abb. 2.

Sämtliche Aufnahmen sind im gleichen Maßstabe, 24fach linear vergrößert (der Strich links unten entspricht einem Millimeter), im nichtpolarisierten Licht. Aufnahmen Optische Werke C. Reichert, Wien.

(Aufnahmen mit Reichert Universalmikroskop „Mel“)

Erklärung zu Tafel VIII

- Abb. 3. Dünnschliff S 467. Ganggestein vom Fundpunkte C. mit beginnendem Parallelgefüge. Es überwiegt bereits die durchsichtige sekundäre Hornblende, die nur mehr kleine Restkerne des undurchsichtigen primären Minerals enthält.
- Abb. 4. Dünnschliff S 466 von der gleichen Stelle. Stärker geschiefert, außerdem etwas biotitreicher, trotzdem lichter. Deutliches Parallelgefüge, dessen Träger die sekundären Hornblendens (mit unbedeutenden Resten von primären), die Zoisitleisten und Biotitblättchen sind.

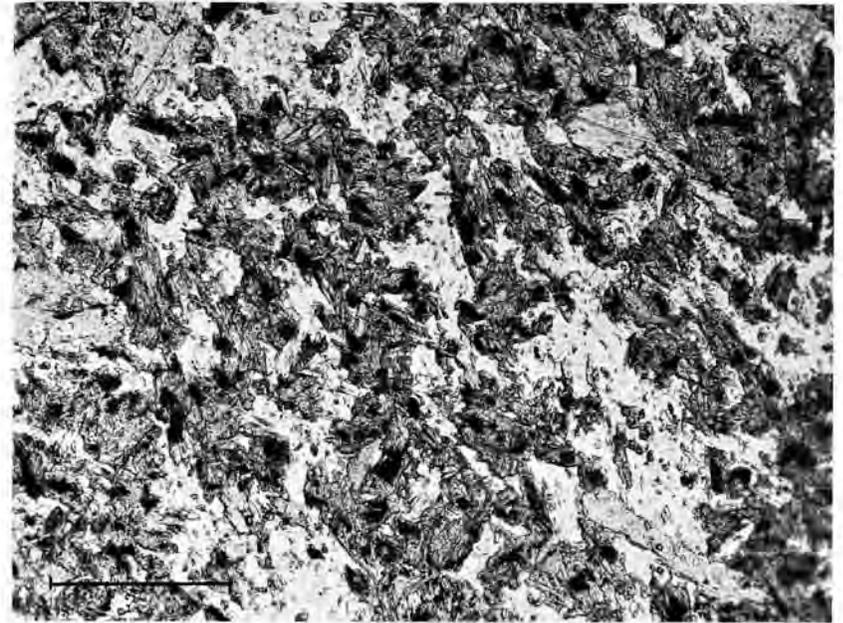


Abb. 3.

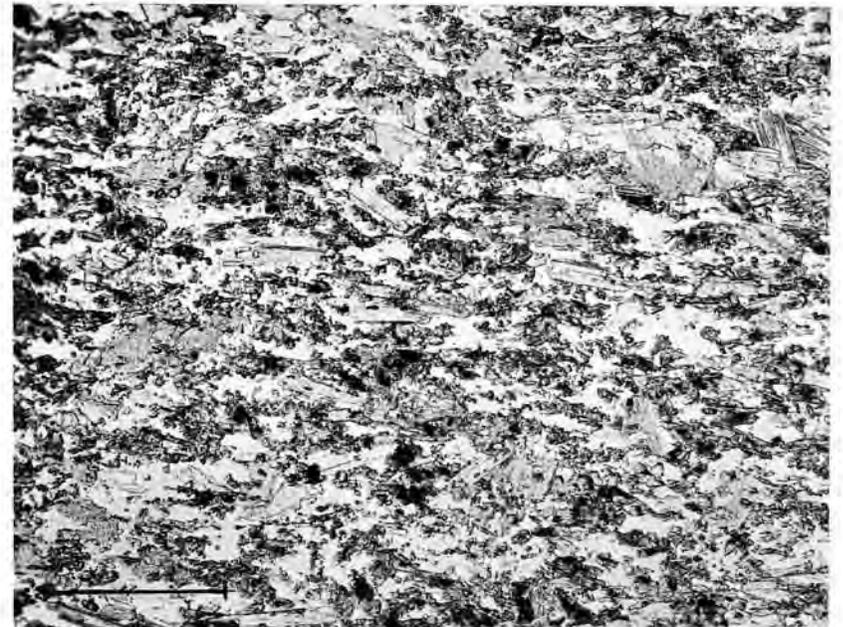


Abb. 4.

(Aufnahmen mit Reichert Universalmikroskop „Mof“)

Sämtliche Aufnahmen sind im gleichen Maßstabe, 24fach linear vergrößert (der Strich links unten entspricht einem Millimeter), im nichtpolarisierten Licht. Aufnahmen Optische Werke C. Reichert, Wien

Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals (Tirol).

Von Wilhelm Hammer.

(Mit 9 Figuren.)

Durch die Untersuchungen Br. Sanders am Westende der Hohen Tauern und die Arbeiten Fr. Beckes im Zillertal ist die geologische und petrographische Beschaffenheit der nördlichen Randzone des Zentralgneises und der angrenzenden Schieferhülle in der Westhälfte der Zillertaleralpen eingehend klar gelegt worden; für die entsprechenden Bereiche im Oberpinzgau liegen außer den älteren Mitteilungen von F. Löwl (1)¹⁾ die neue Bearbeitung durch L. Kölbl (2) und ein Beitrag des Verfassers (3) vor. Das zwischen Maierhofen und dem Wildgerlostal gelegene Stück des Tauerneisrandes entbehrte aber bisher einer eingehenden Darstellung. Es finden sich in der Literatur darüber nur vereinzelte kurze Hinweise in den Schriften von K. Peters (4), G. Stache (5), Fr. Becke (6) und C. Diener (7) und dementsprechend enthalten auch die neueren Zusammenfassungen über die Geologie der Hohen Tauern, z. B. von R. Staub (8) und R. v. Klebelsberg (9), keine näheren Angaben über das Gebiet.

In der Manuskriptkarte des Spezialkartenblattes Hippach—Wildgerlostal i. M. 1:75.000 nach den Aufnahmen von G. Stache aus den Jahren 1870 und 1871 (und für das Wildgerlostal und östlich davon nach K. Peters 1854) ist die Zeichnung des Zentralgneisrandes noch recht unzulänglich (der Hangergneis fehlt z. B. u. a.). Besser in dieser Hinsicht ist die dem Excursionsführer für den Geologengongreß 1903 heergegebene kleine Übersichtskarte von Becke und Löwl.

Eine sehr sorgfältige und detaillierte Kartenaufnahme i. M. 1:25.000 hat Th. Ohnesorge im Auftrage der Geologischen Reichsanstalt in den Jahren 1910 und 1911 ausgeführt, welche aber unvollendet geblieben ist, insofern das Gebiet südlich des Hochstegenkalkes im Schwarzach- und Wimmertal nicht mehr kartiert ist, ebenso auch die rechte Flanke des Schönachtals südlich des Sehdlsitzhanges. Seine Karte enthält zum ersten Male eine genaue Einzeichnung der Gneisverbreitung am Kamme zwischen Schönach- und Wildgerlostal (vom Sehdlsitz nordwärts). Die Einsicht in diese Originalkarte hat mir die neue Untersuchung und Weiterführung gegen Süden wesentlich erleichtert. Leider liegt von Th. Ohnesorge kein erläuternder Text zu seiner Karte vor.

Meine Begehungen in den Jahren 1934—1936 betrafen hauptsächlich das Gebiet südlich der Zone der Porphyrmaterialschiefer Ohnesorges, mit Anschlußtouren im Zillergrund. Die Akademie der Wissenschaften in Wien hat meine Bereisung im Jahre 1935 durch eine Reisesubvention

¹⁾ Siehe Literaturverzeichnis Seite 300.

sehr gefördert, wofür ich auch an dieser Stelle meinen Dank zum Ausdruck bringen möchte.

Das Bergland zwischen dem Südrand des Quarzphyllites nördlich Gerlos und dem Zentralgneis wird von mehreren, OW bis ONO—WSW streichenden

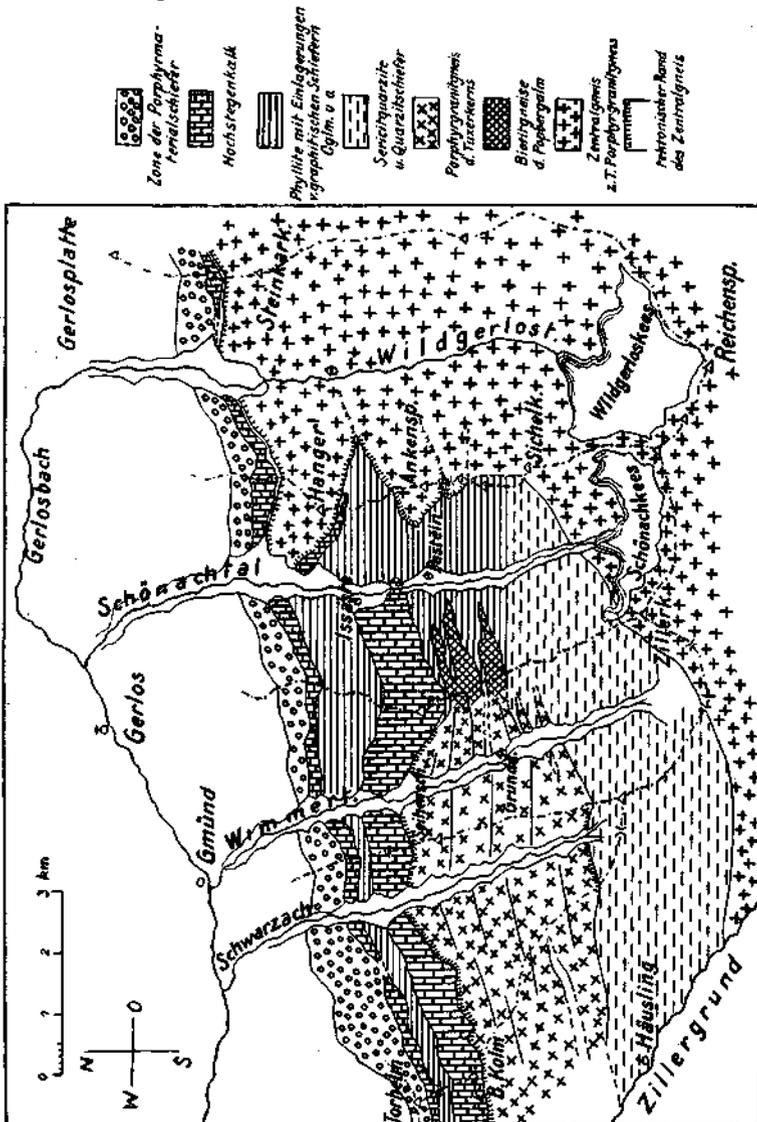


Fig. 1. Geologischer Übersichtsplan des südlichen Gerlosgebietes

Gesteinszonen aufgebaut, unter denen im Landschaftsbilde am meisten die Züge des hellanwitternden, wandbildenden Hochstegenkalks hervortreten. Wie unten näher ausgeführt wird, bezeichnen ihren Verlauf besonders die Berge: Brandberger Kolm—Schafkogel—Wechsel und Hauerspitze—Pfannkogel und die Orte Maierhofen im Westen und Krimml im Osten als

Endpunkte. Ebenso geschlossen und einheitlicher ist der im Norden, im Hangenden der Kalke liegende Zug der in diesem Gebiet von Th. Ohnesorge zuerst erkannten und kartenmäßig festgestellten „Porphyrmaterialschiefer“, von dessen Bestand ich mich 1935 wieder an mehreren Stellen überzeugen konnte. Er verläuft von Maierhofen, wo er an die Tuxergrauwacken anschließt, über Torhelmkamm, nördlich Roller, Braunellköpfe, Kamm zwischen Lahnerhöhe und Pfannkogel zum Farmbichl ober Krimml.¹⁾

Während die beiden genannten Gesteinszüge die Gerlostäler geradeaus in annähernd ONO-Richtung durchqueren, zeigt das südlich davon gelegene Gebiet nicht mehr eine solche regelmäßig gürtelförmige Verteilung der Gesteine, sondern ein keilförmiges Ineinandergreifen bei zum Teil meridionaler Gesamtabgrenzung der Gesteinsbereiche.

Der Zentralgneis, welcher im Westen von Maierhofen bis ins Wimmertal und dann wieder im Osten vom Schönachtal bis Krimml bis zur Südgrenze des Hochstegenkalks sich ausbreitet, weicht an der rechten Seite des Schönachtals bis zum Hintergrund des Tales zurück. Ebenso rückt die Grenze des Porphyrgnitgneises am Kamm zwischen Schönach- und Wimmertal gegen Süden bis ober die Wimmertalgrundalm zurück. Den Raum zwischen beiden Gneisrändern nehmen Phyllite und quarzitisches Schiefer der Unteren Schieferhülle ein, die mit dem Porphyrgnitgneis im Westen sich verzahnen, von dem Gneis im Osten z. T. tektonisch abgetrennt sind. Im Süden aber setzen sich die Schieferhüllengesteine über das oberste Wimmer- und Schwarzachtal in den Zillergund hinüber fort, den Porphyrgnitgneis von der Hauptmasse des Zentralgneises abtrennend.

Wie aus dem beigefügten Übersichtskärtchen ersichtlich ist, dringen die Randteile des Zentralgneises keilförmig von beiden Seiten in die Schieferhülle ein und lassen nur einen tief in den Gneiskörper eingreifenden Rest der Schieferhülle zwischen sich übrig. Das Streichen desselben ist gleich wie in den außerhalb dieser Schieferbucht gelegenen Zonen.

Der südlichste, mächtigste der Hochstegenkalkzüge endet im Schönachtal, indem er unter die Phyllite hinabsinkt, und nur der nördliche schwächere Zug setzt sich zusammenhängend bis Krimml fort.

Im nachfolgenden sollen nun die einzelnen Schichtgruppen und Gesteine und ihre Verbreitung näher beschrieben und dann der geologische Bau besprochen werden.

Untere Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone.

Die Schieferhülle²⁾ besteht hier teils aus tonerereichen Ablagerungen, teils aus sehr quarzreichen. Erstere breiten sich als Phyllite im Schönachtal

¹⁾ Die Ortsnamen und Höhenangaben sind hier und im folgenden der neuen Karte der Zillertaler Alpen 1:25.000, herausgegeben vom D. u. Ö. Alpenverein, entnommen.

²⁾ Verschiedene Autoren haben Einwendungen gegen die weitere Verwendung der Bezeichnung „Schieferhülle“ erhoben, ohne daß bisher aber ein befriedigender Ersatz geboten worden wäre. Solange Alter und Tektonik dieser Serien noch nicht besser sichergestellt sind als derzeit und deshalb eine enger umgrenzte Bezeichnung noch nicht auf allgemeine Verwendung rechnen kann, scheint es mir besser, die rein beschreibende Bezeichnung „Schieferhülle“ einstweilen beizubehalten, da sie in ihrer Bedeutung allgemein bekannt und im Schrifttum eingebürgert ist und keine Aussagen über noch unentschiedene Fragen enthält. Die Benennung *metascisti* und *parascisti* (Bianchi und Dal Piaz) besagt noch weniger als die bisher üblichen Bezeichnungen, die Staubschen Deckenbenennungen zu viel.

von der Lackenalm talaufwärts bis ober die Pasteinalm aus, letztere bilden eine vorwiegend aus Grauwacken und quarzitischen Schiefen bestehende Schichtfolge südlich der Phyllite, die bis in den Zillergrund sich erstreckt.

Die Phyllite sind grünlichgrau bis silberglänzend, je nach der Ausbildung der Serizithäute, welche die Flächen des dünnblättrigen Schiefers bedecken, während im Querbruch die dünnen, feinkörnigen Quarzfasern sichtbar werden. Die Ausbildung schwankt zwischen quarzarmen, sehr feinblättrigen glatten Phylliten, wie sie am Grat Gamsspitzl—Ankenspitze, am Katzenkopf südlich Hauerspitze u. a. O. anstehen, und quarzreicheren, mit kräftigen Quarzfasern, die dann nicht selten in Quarzlagenphyllite übergehen, z. B. beiderseits am Ausgang des Steinkars (Ankenspitze W.).

Als spätere tauernkristalline Bildung ist Eisenkarbonat (Ankerit und seine Umwandlungsprodukte) weit verbreitet in den Phylliten, gewöhnlich in etwa hanfkorngroßen, spätigen Körnern, mitunter auch größere. In dem Phyllit zwischen dem Hochstegenkalk und den Biotitgneisen am Kamm südlich der Hauerspitze treten kopfgroße Nester von derbem Quarz und großen Eisenkarbonatkristallen auf. Ankeritphyllite sind hauptsächlich im Gebiet zwischen Steinkar—Sichelkopf und Hauerspitze—Schwarzer Kogel verbreitet, nördlich davon, zwischen den beiden Kalkzügen, tritt er ganz zurück. Biotit tritt als Neubildung im Phyllit des Hüttenkars auf (siehe Abschnitt: Biotitgneis). Zwischen der oberen Schwarzachalm und dem Kolmjoch, wo der Phyllit zwischen den beiden Kalkzügen ausläuft, treten außer der Ankeritbildung auch primäre kalkige Lagen im Phyllit bis Muskowitglimmerschiefer auf.

Im inneren Popbergkar streicht ein Zug von schwarzen, lagenweise graphitisch abfärbenden Phylliten aus, begleitet von dichten, grauen Quarzitäben und von glimmerreichem Biotitparagneis und von gewöhnlichem Phyllit. Dieser schmale Schichtzug läßt sich von der Popbergalmhütte bis zum „Übergangl“ (bei P. 2532) verfolgen und setzt sich, nach dem Hangschutt zu schließen, auch auf der Wimmertalseite noch fort. Im obersten Teil des Inneren Popbergkars gesellen sich dazu auch lichtgraue grobkörnige Quarzite sowie Bänke, die nach ihrem Aussehen und Mineralbestand (Ortho- und Plagioklas, Quarz, Serizit, Biotit) als glimmerarmer Gneis erscheinen. Die Struktur läßt im Dünnschliff aber Zweifel aufkommen, ob nicht eine Feldspatkörner führende Grauwacke vorliegt. Quarz erscheint teils in feinkörnigen Fasern, teils in großen Körnern, ebenso der Feldspat. Der Serizit durchzieht in Fasern das Gestein, der Biotit tritt in wenigen großen Täfelchen auf, sehr ähnlich den neugebildeten Biotiten in der Granitnähe. Das Gestein ist auch kataklastisch. Im Felde legt die Vergesellschaftung mit grobem, lichthem Quarzit die Deutung als Grauwacke nahe.

Beiderseits wird die Zone von den Biotitgneisen, z. T. von deren klein-faltelig-lagigen Ausbildung eingeschlossen.

Schwarze graphitische Tonschiefer durchsetzen, nach reichlichen Rollstücken zu schließen, auch den Schwarzen Kopf an seiner Nordseite. Von der Westseite des Schwarzen Kopfs stammen Rollstücke von Granatphyllit, der auch Biotit (z. T. Querbiotite) führt.

Eine Zone von grobklastischem Sediment ist das nahe südlich des „Übergangl“ eingelagerte Konglomerat, worüber weiter unten berichtet wird.

Reichlich Gerölle führende metamorphe Grauwacken stehen „auf den Platten“ östlich des Schwarzen Kopfes und an diesem selbst an, in dem Übergangsbereich der Ankeritphyllite in die Quarzserizitschiefer. Sie führen z. T. nur rundliche, weiße Gerölle (Quarz und Albit?), teils Gerölle verschiedener Gesteinsart und Größe (schön geglättete Quarzkiesel, feinschichtige Quarzite, die auf S. 278 beschriebenen grauen, feinkörnigen Feldspatbiotitgesteine u. a.), beides Typen, wie sie in den Tuxergranwacken und am Pfitscherjoch vorkommen.

Im obersten Schönachtal gehen die Phyllite allmählig in die Reihe der Grauwacken und Quarzite über. Der Quarzgehalt nimmt zu, der Glimmer individualisiert sich zu größeren Muskowitschuppen, es entwickeln sich größere Quarzmuskowitschiefer, daneben stellen sich weiße, feinkörnige Quarzite mit silberigem Glimmerbelag ein. Gegen Westen werden die Phyllite von Porphygranitgneis verdrängt und erreichen nicht mehr die Sohle des Wimmertals oder nur in einzelnen schmalen Zwischenlagen, gegen Süden grenzt der Gneis unmittelbar an die Serizitquarzite.

Die quarzitische Schichtfolge breitet sich im Schönachtal vor der Gletscherzunge an beiden Talseiten aus und erreicht ihre größte Entfaltung im oberen Wimmertale, wo sie vom Nordende des Wimmersteinkars bis in die oberste Talmulde unter den Wimmerscharten reicht; im Schwarzachtal nimmt sie infolge der geringeren Süderstreckung des Tales nur das obere Ende desselben ein von ungefähr 2300 m der Talsohle bis auf das Höhenbergnieder. Die Schichtfolge tritt in bedeutender Mächtigkeit über den Hauptkamm in den Zillergund über, dessen Sohle sie zwischen Häusling und Höhenbergalm überschreitet. Ihr Streichen in ONO-Richtung (bei sehr steilem N-Fallen) leitet an der linken Talseite weiter zu der von Fr. Beeke (10) angegebenen Einschaltung von Glimmerschiefern in aplitisch entwickeltem Zentralgneis südlich der Ahornspitze. Beeke zählt als derselben Zone zugehörig bereits Glimmerschiefer zwischen Schönach- und Wimmertal auf.

Die quarzitishe Serie ist im ganzen gut kenntlich durch ihre sehr lichte Färbung, durch den Quarz als weit vorherrschendem Gemengteil und die bankige bis schieferige Absonderung, weist aber im einzelnen mancherlei Abarten auf.

Im Querbruch sind die Gesteine weiß oder lichtgrau, die glimmerbedeckten Schieferungsflächen meistens lichtapfelgrün oder silberglänzend weiß, im oberen Wimmertale finden sich auch blaßweinrote Quarzschiefertafeln. Der Glimmer erscheint auch im Dünnschliff noch blaßgrün gefärbt (|| der Spaltbarkeit nahezu farblos). Das Korn wechselt von sehr feinkörnig bis mittelkörnig.

Abgesehen von den Schwankungen im Glimmergehalt und in der Struktur (Quarzserizitschiefer, Serizitquarzite, Quarzgrauwacken) bringt der Eintritt von Feldspat in den Mineralbestand besondere Abarten mit sich in Form von Grauwackengneisen, die durch Metamorphose von Arkosen sich gebildet haben. Die Feldspate sind als mattweiße Körner schon dem freien Auge meist gut sichtbar; u. d. M. erweisen sie sich teils als Orthoklas, teils als Plagioklas, darunter auch Schachbrettalbite, von abgerundet rechteckiger Form, mit dem längeren Durchmesser in die Quarz- und Glimmerfasern augenartig eingeschlichtet oder auch schräg dazu gestellt, der Glimmergehalt ist gewöhnlich gering.

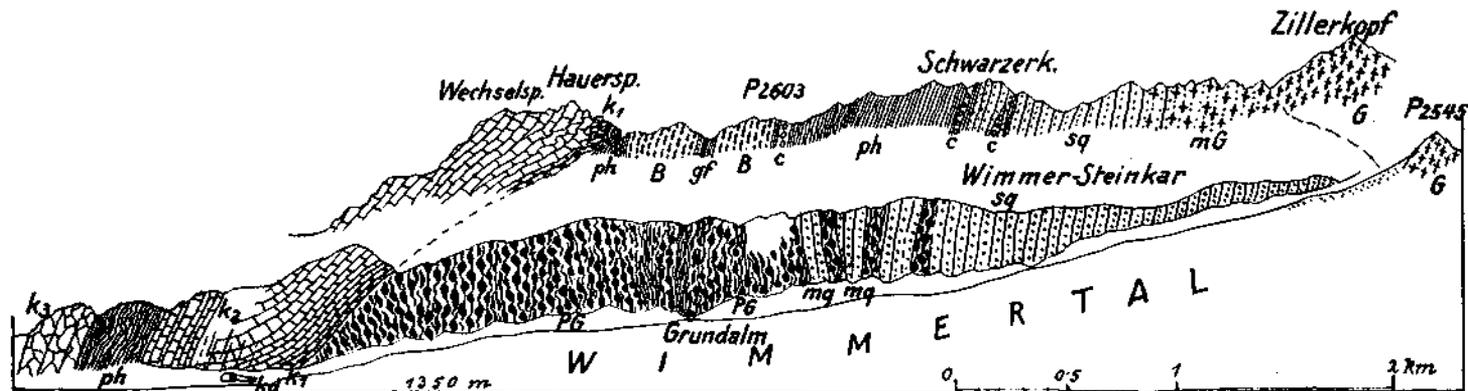


Fig. 2.

G = Granitgneis; *mG* = migmatischer Verband von *G* und *sq*–*mq*; *PG* = Porphyrgranitgneis mit Schieferzwischenlagen und Quetschzonen; *B* = Biotitgneis des Popberggebietes; *ph* = Phyllite; *c* = Konglomerate im Ankeritphyllit und in der Übergangzone von *ph* und *sq*; *gf* = Grafitischer Schiefer und Quarzit; *sq* = Serizitquarzite; *mq* = Muskovitquarzschiefer; *k*₁ = glimmerführende basale Kalke, und Kalkschiefer; *k*₂ = weißer dolomitischer Kalk; *k*₃ = graue, gebankte, bituminöse Kalke; *k*₃ = leichter, schwach geschichteter Kalk.

Im Wimmertal beobachtet man bereits in einzelnen Lagen der Grauwackengneise und der Serizitquarzschiefer einzeln größere dunkle Biotite, teils in der Schieferungsfläche liegend, seltener quergestellt. Im Schlift treten sie als große, wohlerhaltene, sehr dunkel gefärbte und stark pleochroitische Biotittafeln auffällig aus den kleiner körnigen, bzw. feinschuppigen Flasern des grünlichen Glimmers und der Quarze hervor.

Im Zillergrund vermehrt sich der neugebildete Biotit beträchtlich bis zur Ausbildung von biotitreichen Zweiglimmerschiefern. Der Biotitgehalt wechselt dabei lagenweise rasch, und auf wenige Meter Querschnitt kann man biotitfreie weiße Quarzschiefer oder Grauwackengneise, mit mehr oder weniger reichlich biotitführenden Lagen wechseln sehen. Gegen den Südrand der Zone hin treten größere biotitfreie Folgen von lichtgrünlichen Serizitquarzschiefern auf (zwischen Blirschenklamm, und Höhenbergbach) die wieder völlig gleich jenen im Wimmertal sind. Die stärkere Biotitbildung im nördlichen Teil kann auf die hier erfolgte Einschaltung feinkörniger Biotitorthogneise bei der Walfalm und der ober Egglofen sichtbaren stärkeren Durchmischung der Schiefer mit granitischem Material zurückgeführt werden.

Die Mächtigkeit der Serie ist im Zillergrund noch ungefähr die gleiche wie im Wimmertal.

Die oben beschriebenen phyllitischen und quarzischen Gesteinsarten sind aus den übrigen Teilen der westlichen Hoben Tauern als Bestandteile der Unteren Schieferhülle bekannt. Die ankeritführenden Schiefer (Spatschiefer) sind sowohl in den Greiner Schiefen als auch in Begleitung der Tuxer Grauwacken weitverbreitet. Ebenso beteiligen sich graphitische Schiefer und Konglomerate an diesen Formationen.

Weißer Quarzite, Quarzserizitschiefer, Grauwackengneise sind nach Sander (11) an der Tuxer Grauwackenzonen, also der Unteren Schieferhülle stark beteiligt. In der Zone der Porphyrmaterialschiefer als der Fortsetzung der Tuxer Grauwacken kommen ebenfalls weiße quarzische Schiefer z. B. am Farmbichel vor. Sander stellte bereits fest, daß gleichartige quarzische Gesteine auch als Basisschichten des Hochstegenkalks im Tuxer Gebiet sich vorfinden. Becke (6) hat eine mindestens 600 bis 700 m mächtige Folge von lichtgrünen Serizit- und Serizitalbitquarziten als Liegendes der Triaskalke der Gschößwand bei Maierhofen beschrieben. Der Gschößwandtrias entspricht östlich Maierhofen die Trias der Gerlossteinwand, welche sich bis Gmünd im Gerlostal fortsetzt und hier beiderseits von mächtigen Quarzserizitschiefern und Quarzgrauwacken umschlossen wird. In ihrem weiteren Verlauf auf dem Spezialkartenblatt Rattenberg hat Th. Ohnesorge sie als „Lichtgrüne Serizitgrauwacke mit Orthoklas- und Quarzkörnern“ und „Weiße Quarzkörnergauwacken“ eingetragen. In seiner 1929 (12) veröffentlichten stratigraphischen Gliederung stellt er sie über die Trias, er gibt aber auch in seiner dem Alter nach unter die Trias eingeordneten Gruppe von Tonschiefern und Kalktönschiefern weiße, grobe Quarzserizitschiefer als zugehörig an. Lithologisch entsprechen die Gesteine jedenfalls der quarzischen Serie im Schönachtal—Zillergrund, abgesehen von dem neugebildeten Biotit in letzterer Serie und ihrer vollständiger ausgeprägten Kristallisations-schieferung. Altersbeziehungen zur Trias lassen sich an ihr nicht feststellen, da Triaskalke in ihrem Bereich fehlen, der Hochstegenkalk ist durch eine Schubfläche von ihr getrennt.

Von den Ankeritphylliten sind die quarzitischen Schiefer weder durch eine tektonische Grenzfläche noch durch eine Ablagerungsdiskordanz getrennt, beide gehen ineinander über.

Das Nordostende der Habachzunge des Zentralgneises begleiten am Gehrkogel bei Bramberg weiße, feinkörnige Muskowitquarzite, welche mit der quarzitischen Serie der Gerlostäler sowohl hinsichtlich ihrer Lage am Gneisrand als auch petrographisch viel Ähnlichkeit besitzen (3). Glimmer ist im Gehrkogelquarzit im allgemeinen weniger enthalten, neben Muskowit kommt auch Biotit vor. Ein Teil der Gehrkogelquarzite ist feldspathaltig (Plagioklas, seltener Mikrokin). Diese Quarzite sind durch Übergänge — auch dem Streichen entlang — mit den paläozoischen Phylliten und Tonschiefern südlich der Salzach verbunden und demnach auch selbst als paläozoisch zu betrachten. Beide sind durch die in ihnen bei Bramberg eingeschlossenen Porphyroide an die Zone der Porphyrmaterialschiefer angeschlossen. Gesteinsähnlichkeit und geologische Position lassen für die Phyllit-Quarzit-Folge im Schönachtal—Zillergrundgebiet gleiches Alter für wahrscheinlich annehmen, trotz dem Fehlen der Porphyroide, es bleibt aber die Frage noch offen, ob man alle angeführten quarzitischen Serien einander im Alter gleichstellen kann oder ob es sich dabei um Wiederholung gleicher Gesteinsfazies in verschiedenen Altersstufen handelt.

Verband mit dem Zentralgneis.

In den weißen Quarzserizitschiefern an der rechten Seite des obersten Schönachtals, an der Felsstufe unter dem Keeskar stellen sich gegen ihren Südrand hin allmählig dünnflaserige Lagen mit Feldspatgehalt ein und weiterhin weiße, glimmerarme, aplitische feinkörnige Bänke mit runden Feldspatporphyroblasten (einschlußfrei, mit klaren Spaltflächen). Nur die Gleichrichtung der wenigen Glimmer gibt dem Gestein eine Paralleltexur. Aus ihm gehen ohne deutliche Abgrenzung feinkörnige, Biotit in sehr kleinen Schüppchen enthaltende Gneise hervor. In einzelnen dickeren Bänken erreichen die Feldspäte 1 cm Durchmesser. Gegen S folgen dann stark flaserige Granitgneise mit augenartig eingefaserten Feldspäten.

Die Felsköpfe im Keeskar, unter P. 2547, bestehen aus grobkörnigem Biotitgranit. Näher gegen den Gletscher hin zeigt der Zentralgneis wieder starke Schieferung und eingeschaltet darin biotit- und chloritreiche Schiefer, die wohl den im angrenzenden Wildgerlostal öfter vorkommenden Biotit-schieferzügen im Zentralgneis entsprechen.

In der Übergangszone Quarzitschiefer—Gneis treten häufig Nester und dicke Adern von Quarz auf.

Übereinstimmende Entwicklung der Grenzregion besteht auch an der linken Talseite nahe der Gletscherzunge. Es erscheinen zuerst kleine, runde Feldspatporphyroblasten (4 bis 6 mm) im Quarzmuskowitschiefer, dann folgen durch Übergänge verbunden feinkörnige aplitische Lagen ohne deutliche Porphyroblasten und gneisige feinkörnige Bänke, die neben Muskowit auch Biotit führen von durchschnittlich 0.5 cm Durchmesser. Dazwischen liegen wieder deutliche Quarzmuskowitschiefer. In einer gneisigen Bank wurde ein Einschluß von dichtem quarzitischem Gestein gefunden.

Es entwickeln sich in großer Mächtigkeit gneisartige Bänke, oft intensiv kleinfältelig, deren Zuordnung zum Zentralgneis oder zu den gefeldspateten Grauwacken kaum mehr zu entscheiden ist.

Die Grenzzone zieht vom oberen Ende der Trogwand des Tales und der Seitenmoräne zum Kamm nördlich des Zillerkopfs. Auch hier durchschwärmen sie und noch einen beträchtlichen Teil der Quarzmuskowitschiefer große Nester und Adern von Quarz. Die ganze Gesteinsfolge beiderseits des Tales liegt konkordant, Quergriffe der granitischen Gesteine wurden nicht beobachtet, wohl aber ist eine der Schieferung folgende aplitische Bänderung oftmals zu beobachten.

An der Mündung der Höhenbergklamm im Zillergrund steht zunächst dem Grauwackenrand feinkörniger Biotitgranitgneis an, ähnlich dem unter der Walflalm, weiter talein folgen sehr feinkörnige biotitreiche Gneise mit

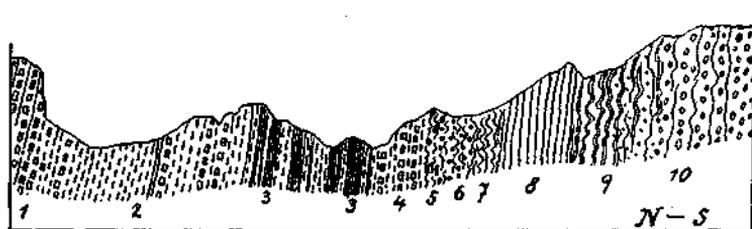


Fig. 3.

1 = Porphyrgranitgneis, 2 = feinkörniger Biotitgneis mit einzelnen porphyroblastischen Bänken (Feldspäte 0,5–1 cm), 3 = glimmerreiche, kleinschuppige Biotitschiefer, 4 = feinkörnige Biotitgneise, bankweise mit rechteckigen Feldspatporphyroblasten, 5 = dieselben Gneise stark verschiefert, 6 = daraus hervorgehend muskovitreiche Schiefer mit glasigen runden Quarzkörnern in den Glimmerfasern, übergehend in 7 = blätterige glimmerige Schiefer mit feinknotiger Oberfläche; 8 = weiße, dünn- tafelige Serizitquarzschiefer mit mehlfinen Quarzlagen; 9 = rostig anwitternde weiße Serizitphyllite, pyrithältig, übergehend in 10 = grobkörnige Serizitquarzgrauwacken, gut geschiefert und gefasert, grünlichweiß bis grau.

ausgeprägter Schiefer- und Lagenstruktur und erst bei der Sonnseiteggalm setzen grobkörnige etwas flaserige Granite ein, entsprechend jenen am Kamme Zillerkopf—Aukarscharte, mit schönen großen Biotiten und Feldspateinsprenglingen von mäßiger Größe und in geringer Menge oder auch ohne solche. Gegen Au hin und dortselbst enthält er oft basische Konkretionen und biotitreiche, hornblendeführende (?) Lagen, die zu einer losen Bänderung überleiten.

Der Kontakt der quarzischen Schichtgruppe mit dem Porphyrgranitgneis in ihrem Norden vollzieht sich im Wimmertal in ähnlicher Weise wie jener am Schönachkees in Gestalt einer mehrmaligen Wechsellagerung granitischer und sedimentärer Gesteinslagen, doch heben sich hier im allgemeinen die beiden Bereiche deutlicher voneinander ab, es besteht kein so allmählicher Übergang.

An der rechten Talseite des Wimmertals, von den Grundalmhütten tan einwärts steht zunächst ein längeres Stück weit der Porphyrgranitgneis an in dessen südlichem Teil ein Zug von biotitreichem, bräunlichem Zweiglimmerschiefer mit Lagen von feldspatreichem Biotitorthogneis sich einschaltet. Dann folgt bereits eine lichtgraue feldspathaltige Grauwacke, die gegen S in einen feinkörnigen Muskowitquarzschiefer übergeht.

Es folgen hierauf der Reihe nach: stark verschieferter Porphyrgnitgneis, Muskowitquarzschiefer, Granitgneis (quarzreich, stark verschiefert), Serizitquarzschiefer (silberglänzend weiß, dünnfaserig), feinkörniger Gneis (die Dünnschliffuntersuchung macht es aber wahrscheinlicher, daß es sich um ein metamorphes klastisches Sediment handelt. Man sieht gleichmäßige Kornfasern von Quarz und Plagioklas mit Serizitfasern wechseln und in diesem Grundgewebe, zumeist \parallel eingeschichtet hypidiomorphe größere Plagioklase.) Daran reiht sich die geschlossene große Folge der Quarzite und Grauwacken, am Nordrand strichweise etwas biotitführend.

Im Schwarzachtale grenzen Porphyrgnitgneis und Quarzserie ohne Übergang oder Wechsellagerung in der auf dem Profil Fig. 3 ersichtlichen Weise aneinander. Die starke Umformung der randlichen Gneise in diaphoritische, glimmerreiche Schiefer mit Quarzknötchen läßt auf tektonischen Charakter der Grenze schließen.

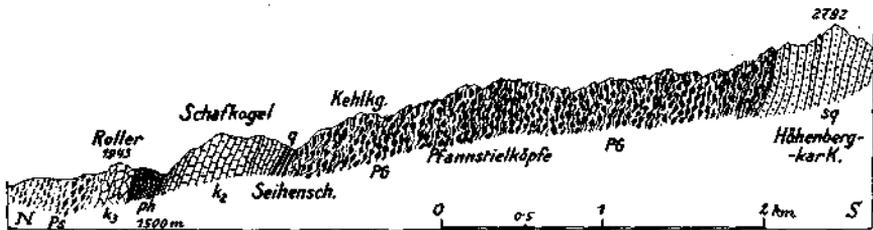


Fig. 4.

PG = Porphyrgnitgneis mit Schieferlagen und Querschonen; sq = Serizitquarzite; ph = Phyllit; q = Quarzite, in Wechsellagerung mit Kalk (siehe Fig. 5); k₂ = gebankte, graue, bituminösriechende Kalke; k₃ = schwach geschichteter lichter Kalk; Ps = Porphyroide und begleitende Schiefer (Porphyrmaterialschiefer).

Im Zillergrund steht an der rechten Bergflanke ober der Waltlalm der Biotitgranitgneis an, bei der Almhütte Muskowitquarzschiefer mit einzelnen Biotitfädelchen, die sich weiter bergah beträchtlich vermehren und so einen glimmerreichen Zweiglimmerschiefer ergeben. Beim Abstieg nach Häusling folgt die steil N-fallenden Schichtfolge ein feinkörniger, nur schwach parallel texturierter Biotitorthogneis, der sich nach Struktur und Mineralbestand deutlich von den Grauwackengneisen unterscheidet (Mineralbestand nach Dünnschliffbefund: Mikroklin in besonders großen, einschlußreichen Körnern, Albit oft in Gruppen kleiner Körner, Biotit in kleinen Schuppen verteilt, Serizit in Nestern). Unter Hochstein setzt dann die Hauptmasse der Quarzite in großer Mächtigkeit ein (Beschaffenheit siehe oben).

Steigt man von der Waltlalm über Egglofen gegen den Gamskogel hinauf, so trifft man über dem Granitgneis wieder auf eine Schieferzone. Sie zeigt deutliche Injektionserscheinung in Form schlieriger Vermischung von körnigem, granitisch-aplitischem Material mit Biotitschlieren, große Feldspäte von Einschlüssen durchzogen, alles ohne Kataklase mit unversehrten großen Biotiten; gegen N schließt sich eine breite aplitische Zone an, die im N an Porphyrgnitgneis grenzt.

Weiter gegen N, ober dem Saukopf, streichen neuerlich breite Züge biotitreicher Schiefer zwischen Porphyrgnitgneis aus, die sehr wahrscheinlich

Paraschiefer sind und ebenso wie der Gneis von schmalen Bewegungszonen mit starker Durchbewegung und Diaphtorese durchzogen werden.

In gleicher Weise schalten sich auch im Gneisprofil des Schwarzach- und des Wimmertales zwischen die deutlichen Porphyrgneise oftmals schieferige Gesteinszüge ein, welche zum Teil tektonische Umwandlungsformen des Orthogneises sind, zum Teil aber die Tracht von Paraschiefern mit später gebildetem Feldspat haben. Die Unterscheidung wird dadurch erschwert, daß strichweise auch letztere Schiefer von tektonischer Umprägung erfaßt wurden und im Endergebnis beider Vorgänge das Ausgangsgestein sich nicht mehr sicher erkennen läßt.

Bei den in diesen Gneisprofilen auch zu beobachtenden feinkörnigen, glimmerarmen Gneisen mit Albitporphyroblasten ist es ebenfalls unsicher, ob sie den Orthogneisen oder gefeldspateten Grauwacken zuzurechnen sind. Die Phyllite mit kleinen Feldspatäugen und Biotitfädelchen sind gefeldspatete Schiefer mit neugebildetem Biotit. Manche sehr feinkörnige, quarzitisches aussehende Gesteinsbänke sind Mylonite.

Bemerkenswert und häufig ist ein Gesteinstypus, der in einem feinflaserigen, phyllitischen Grundgewebe Einsprenglinge von Feldspat (0.5 bis 2 cm lang) eingeschlossen enthält. Die von den vielen Einsprenglingen immer wieder unterbrochenen Phyllitlagen sind mit grüngrauen Serizithäuten überzogen, in die aber auch viel Biotit eingesprengt ist; im Querbruch trennen sehr dünne, graue Quarzfasern die Serizitlagen und glänzen nicht selten große, dunkle Querbiotite auf. Die Feldspäte sind in langprismatischen Kristallen gut erhalten, welche zum Teil Karlsbader Zwillingbildung an den glänzenden Spaltflächen zeigen.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß die großen Porphyroblasten zumeist Mikrokline sind, Albit erreicht nur selten gleiche Größe und kommt oft eingeschlossen im Mikroclin vor. Außer ihm ist Quarz und Biotit an den zahlreichen Einschlüssen beteiligt, letzterer mitunter schon am Handstück sichtbar. Auch randlich sind manche Porphyroblasten stark mit ihrer Umgebung verwachsen. Die Erhaltung einer geregelten Anordnung der Einschlüsse ist aber kaum erkennbar.

Die Phyllitlagen schlingen sich nicht lidartig um die großen Feldspäte herum wie in den flaserigen Porphyrgneisen, sondern schneiden an ihnen ab. Im allgemeinen sind sie mit ihren Längsachsen nicht in s eingeregelt, doch dürfte eine Stellung subparallel zu s häufiger sein als quer dazu. Die ausgeprägte dünn-schieferige Struktur des Grundgewebes steht im Gegensatz zu der unregelmäßigen Stellung und gut ausgebildeten Kristallform der großen Feldspäte und ist wohl nur durch spätere Bildung derselben zu erklären durch eine vom Granitmagma ausgehende Zufuhr von Alkalien. Bei postkristalliner Deformation (in den Quetschzonen) sind sie von verflasertem Porphyrgneis nicht mehr zu unterscheiden.

Dieser Gesteinstypus stimmt mit porphyroblastischen Injektionsgesteinen am Ostende der vorderen Sulzbachzunge, welche L. Kölbl (2) von der Wildalm bei Habach beschrieben hat, gut überein.

In den phyllitischen Gesteinen tritt die Feldspatneubildung deutlicher in Erscheinung und kommt wohl auch stärker zur Entwicklung als in den körnigen Quarzitschiefern und Grauwacken am Rand der Hauptzentralgneismasse. Ein quergreifendes Eindringen des Magmas fehlt in beiden

Fällen, an seiner Stelle erfolgte eine Durchtränkung mit magmatischen Stoffen entlang der Schieferungsfugen.

Die Metamorphose (Tauernkristallisation), welche den Zentralgneis umgewandelt hat, erfaßte auch die Gesteine der Kontaktzone und hat beide einander petrographisch angeglichen, so daß in bestimmten Fällen die Unterscheidung unsicher bleibt. Die Zunahme der Porphyroblastenbildung in den Hüllschiefern mit Annäherung an den Zentralgneis und die Zunahme des Biotits in gleicher Richtung sprechen dagegen, daß die Wechsellagerungen in der Grenzzone durch vorkristalline tektonische Vorgänge erzeugt wurden. Die primären Feldspatkörner in den Quarziten und Grauwacken haben klastische Umgrenzung und sind viel kleiner, megaskopisch meist kaum hervortretend. Die Grenzzone beiderseits des Schönachkees hat keine postkristalline Durchbewegung mehr erlitten, in den Injektionszonen des Porphyrgnitgneises ist eine solche nur strichweise erfolgt in den Quetschzonen.

Der Zentralgneis steht also im Gerlosgebiet mit der Unteren Schieferhülle im Intrusivverband und ist demnach jünger als diese.

Eine „unterste Schieferhülle“ im Sinne von F. Angel und F. Heritsch (13) läßt sich im Schönach- und Wimmertale nicht abtrennen von der übrigen Schieferhülle und ebenso nicht die von A. Bianchi und G. B. Dal Piaz (14) aufgestellte Gruppe der „metascisti“ von den der unteren Schieferhülle zugehörigen „parascisti“. Die magmatisch durchtränkte Grenzzone zwischen Gneis und Schieferhülle läßt sich hier nicht als „Altkristallin der zweiten und dritten Tiefenstufe“ (A. und H.) ansprechen, sondern ist eben nur die migmatitische Fazies der Phyllit-Quarzitserie, die mit dem Ausklingen der magmatischen Einwirkung ohne scharfe Grenze in die Quarzmuskowitschiefer usw. übergeht, wies es auch bei einer quergreifenden Durchhäderung der Fall wäre. Mit den metascisti ist die Grenzzone zwar der Gesteinsart nach generell verwandt — im einzelnen bestehen aber beträchtliche Verschiedenheiten —, für die von Dal Piaz den metascisti zugeschriebene Altersverschiedenheit gegenüber den parascisti fehlt jedoch bei der Schichtfolge im Schönachtal jeglicher Anhaltspunkt. Eine stratigraphische Grenze zwischen jener Kontaktzone und dem übrigen Teile der Quarzit-Phyllitserie ist nicht zu beobachten, es herrscht allmählicher Übergang in der konkordanten Schichtfolge; die nächste tektonische Grenze liegt erst an der Basis des untersten Hochstegenkalkzuges. Falls sich diese, wie im tektonischen Teil näher besprochen wird (S. 290), vom Ende dieses Kalkzuges im Schönachtal noch weiter gegen Osten durch die Phyllite zur Steinkarsharte fortsetzt, so trennt sie auf dieser Strecke nur mehr Teile der gleichen Phyllite voneinander, entspricht also auch nicht mehr einer Serien-, bzw. Altersgrenze im Sinne obiger Autoren, zudem ja schon die Phyllite südlich dieser Störungsfläche nicht mehr dem entsprechen, was die Autoren als „unterste Schieferhülle“, bzw. „metascisti“ beschreiben.

Die Biotitgneise der Popbergalm.

Besondere Verhältnisse, die eine eingehendere Darlegung notwendig machen, bestehen am Ostende des Porphyrgnitgneises, wo dieser zwischen Wimmer- und Schönachtal im Phyllit endet. Die in den unteren Steilhängen an der rechten Seite des Wimmertals breit entfalteten Porphyrgnitgneise erreichen gegen Osten nicht mehr die Kammhöhe gegen das Schönachtal. Der Grat zwischen der Hauerspitze und dem Schwarzenkopf

wird im südlichen Teile von den Ankeritphylliten und ihren Abarten eingenommen, im nördlichen Teil aber von einem biotitgneisartigen Gestein gebildet, welches im Streichen an die Stelle des Porphygranitgneises eintritt, während der Phyllit nur mehr in zwei schmalen Zügen den Grat erreicht. Auf der Schönachseite des Kammes keilen die „Biotitgneise“, wie sie im folgenden der Kürze halber genannt werden, in drei Lager geteilt im Phyllit aus: ein schmales kommt im Äußeren Popbergkar zum Ende, ein zweites bildet den Felsgrat (Sankopf) ober der Popbergalmhütte, welcher sich zum Kugelaten Hauer (P. 2610) fortsetzt, und das dritte baut den Hüttenkopf auf und erreicht südlich des „Übergangl“ den Grat.

Die Abgrenzung der beiden Gesteine ist unscharf: an der Grenze entwickelt sich sowohl im Phyllit (z. B. oberstes Hüttenkar) als auch im Biotitgneis (äußeres Hüttenkar u. a. O.) eine feinlagige Struktur, sehr dünne feinstkörnige weißliche Lagen wechseln mit glimmerreichen, d. h. im Phyllit mit grauen serizitischen Blättern, im Biotitgneis mit grünlich-chloritischen, biotitreichen Lagen, wobei oft auch gleichzeitig eine intensive Kleinfältelung (Zickzackknitterung) auftritt. Im oberen Teil des Hüttenkars stellen sich in Begleitung der (ankeritführenden) Lagenphyllite gefaserte, im Querbruch nahezu dichte, lichtgraue Bänke ein, die sehr große Ankerite, in geringer Menge Biotit und stellenweise lichtgrüne epidotische Schlieren enthalten. Die Verschieferungsflächen sind mit serizitischem oder chloritischem Belag überzogen, durch Vermehrung der (gut parallel geordneten) Biotittäfelchen gehen solche Bänke dann in die Biotitgneise über, denen oft wieder besonders biotitreiche, dünnschieferige, auf den Schieferungsflächen mit Biotitflasern und feinen Chloritschuppen überzogene Lagen eingeschaltet sind. Die Übergangszone Phyllit-Biotitgneis durchziehen Quarzadern bis zu 2 m Dicke. Auch die oben schon erwähnten Quarznester mit großen Eisenkarbonatkristallen im Phyllit südlich Katzenkopf liegen nahe dem Biotitgneisrand.

Im Gelände und am Handstück lassen sich zwei, durch Übergänge miteinander verbundene Abarten des Biotitgneises unterscheiden: die vorherrschende und am besten der Bezeichnung Biotitgneis entsprechende ist im ganzen lichter gefärbt und zeigt in einem sehr feinkörnigen bis fast dichten Grundgewebe von weißlicher, lichtgrauer oder blaßgrünlicher Färbung in reichlicher Menge dunkelbraune Biotittäfelchen, einzeln oder in Flecken gesammelt, gut parallel eingeordnet. Immer sind auch einzelne schräg oder quer zu s gestellte Biotite zu sehen. Der Hüttenkopf z. B. und der Saukopf sind aus diesem Typus aufgebaut.

Besonders biotitreiche, stark verschieferte Lagen nähern sich im Aussehen stark den Biotitschiefern im Zentralgneis des Wildgerlostals. Auch im Porphygranitgneis des Wimmertals und Schwarzachtals trifft man ähnliche biotitreiche Schiefer.

Die andere Abart ist bezeichnet durch die dunklere und stärker grüne Färbung, hervorgerufen durch reichlichen Gehalt an Horublende, die zusammen mit Biotit die nur unvollkommen entwickelten s-Flächen überstreut.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt weitere Verschiedenheiten in Zusammensetzung und Struktur der im Felde mehr einheitlich erscheinenden Biotitgneise.

Hinsichtlich der Struktur findet man u. d. M. einerseits solche mit mehr oder weniger deutlicher divergentstrahliger Struktur, andererseits solche die

granoblastisch struiert sind und eine mindestens durch die Lage der Biotite ausgedrückte Paralleltexur besitzen.

Die divergentstrahlige Struktur, welche der grünen Varietät zukommt, ist mit freiem Auge nicht erkenntlich. U. d. M. sieht man schmale Leistchen eines albitreichen Plagioklases in regellos verschränkter Anordnung, daneben auch einzelne Plagioklase von einsprenglingsartiger Größe (mit gefülltem Kern und klarer Randzone) und Mittelstufen zwischen beiden Größen. Ferner Quarz und als dunkle Gemengteile Biotit und Hornblende, gleich groß und gleichmäßig verteilt, letztere dunkelgrün, schwach pleochroitisch, langprismatisch; außerdem Zoisit und Epidot in reichlicher Menge als sekundäre Bildungen. Die dunklen Gemengteile zeigen Ansätze zu flaseriger Anordnung.

Die andere Strukturgruppe, den helleren Biotitgneisen in der Hauptsache entsprechend, zeigt u. d. M. ein sehr feinkörniges Grundgewebe, das in einer Abart von einem gleichmäßig feinkörnigen Gemenge von Feldspat und Quarz gebildet wird, in einer anderen Ausbildung außerdem blaßgrüne Hornblende in feinen, langen Nadeln und in reichlicher Menge Körner eines Minerals der Epidotgruppe enthält oder schließlich in einer dritten Abart von ausgeprägt parallel geschichteten Schüppchen von Chlorit durchzogen wird neben reichlichem Zoisit und Epidot. Bei allen sind in das Grundgewebe große Idioblasten von dunkel gefärbtem Biotit oder Gruppen von solchen in mehr oder weniger paralleler Stellung eingebettet, einzelne aber auch diagonal oder quer dazu. In der hornblendeführenden Abart sind vereinzelt auch ein paar größere Plagioklase, Nester größerer Quarzkörner und im Grundgewebe auch kleine Biotitschuppen zu sehen.

Die Biotitgneise wurden in den Schriffen mit einer Ausnahme alle frei von Kataklase befunden, immer sind die großen Biotite unversehrt von mechanischer Deformation und ohne Umwandlungserscheinungen und in der Regel ohne Einschlüsse. Von den kleingefalteten randlichen Lagen wurde kein Schliff angefertigt.

Als eine bemerkenswerte Besonderheit findet sich in dem Übergangsbereich Biotitgneis-Ankeritphyllit im Hüttenkar eine brecciös-konglomeratische Lage. Sie ist teils brecciös, teils konglomeratisch, wobei in letzterem Teile flachwellige, unregelmäßig umgrenzte Geschiebe mit glatter, oft glänzender, stellenweise schwach gestriemter Oberfläche, mit ihrer flachen Form in die Bindemasse eingeflasert und auch mit dieser verbogen erscheinen. Ihre Größe schwankt von Erbsengröße bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser. Im Handstück sieht man am frischen Bruch, daß die Geschiebe aus einer äußerst feinkörnigen grauen Gesteinsmasse bestehen ebenso wie die Bindemasse; beide entsprechen dem Grundgewebe der benachbarten Übergangsgesteine zwischen Phyllit und Biotitgneis. Die Bindemasse ist reichlich von feinglimmerigen serizitischen, auch biotithältigen Fläsern und Flecken durchzogen.

U. d. M. bestätigt sich die Übereinstimmung, u. zw. bestehen die Geschiebe aus einem teils divergentstrahligen, teils \pm || geschichteten Aggregat schmaler Plagioklasleistchen (mit kleiner maximaler Auslöschungsschiefe); darin stecken einzelne große — auch im Handstück sichtbare — Plagioklase gleicher Art, kleine Fetzen von Biotit in geringer Menge und viel feiner schwarzer Erzstaub. Die Bindemasse besitzt im wesentlichen gleichen Mineralbestand und ähnliche Struktur, ist aber grobkörniger und führt bedeutend mehr Biotit, wobei Biotit, Chlorit, Epidot einerseits, und die großen

Plagioklase anderseits sich oft gruppenweise zusammenscharen. Die großen Plagioklase in beiden Teilen des Gestein löschen undulös aus, andere Zeichen an Kataklasten fehlen.

Die petrographische Verwandtschaft der Geschiebe und der Binde- masse läßt zwei Deutungen zu: entweder als Tuffkonglomerat, bzw. fluviatile konglomeratische Umlagerung eines Ergußgesteins oder als metamorphe tektonische Breccien-, bzw. Konglomeratbildung innerhalb eines Eruptiv- gesteinslagers.

Am Ausgang des Hüttenkars, im Streichen des obigen Konglomerat- lagers, steht neben Biotitgneis ein feinkörniger Grauwackengneis an, der reichlich Muskowit und große weiße, oft stark gestreckte Feldspatkörner führt. U. d. M. sieht man in einem Flaserwerk von kleinen, oft in s platt- gedrückten Quarzen und Fasern von Serizit und Biotit große flache, rund- liche Quarze und abgerundet rechteckige Plagioklase eingebettet. Das ganze Gestein ist auch mäßig kataklasisch. Außer diesem primär klastischen Gestein aus der Konglomeratzone habe ich auch in einem Schriff aus einer dem Kon- glomerat benachbarten, besonders glimmerarmen Gesteinsbank Anzeichen primärklastischer Herkunft gefunden, sowohl in dem sehr feinkörnigen Quarzfeldspatgrundgewebe als auch in der geröllförmigen Rundung eines großen Plagioklases in demselben. Während das Grundgewebe in diesem Schriff kataklastisch ist, sind die Biotitporphyrblasten frei davon. Das Gestein enthält viel spätiges Karbonat (nach dem Feldbefund wahrscheinlich Ankerit) in Einzelkörnern und in Nestern, nicht selten zusammen mit den Biotiten, und reichlich Erzstaub.

Der Mineralbestand der Biotitgneise: Plagioklas, Biotit und Hornblende als Hauptgemengteile und Quarz, Epidot, Zoisit als Nebengemengteile verweist auf ein diabasisches oder dioritisches Ausgangsgestein, die mitunter vorhandene ophitische Struktur eher auf ersteres, doch sind auch von dioritischen Ge- steinen ähnliche Strukturen beschrieben worden.

In den Tauern können die als Floitite bezeichneten metamorphen Eruptiva von dioritisch-syenitischem Chemismus zum Vergleich herangezogen werden, unter denen zunächst der Flugkogelgneis im Gasteinertal nach der Beschrei- bung von L. Schurk (15) viel Ähnlichkeit besitzt, wenn er auch i. d. R. einen höheren Biotitgehalt als die Gerloser Biotitgneise zu besitzen scheint, ein Unterschied, der auch gegenüber den von Becke und Köhler (16) bear- beiteten gangförmigen Floititen besteht. Ebenso sind auch die Grünschiefer (Prasinite) der Hohen Tauern durch die Vorherrschaft der dunklen Gemeng- teile (Hornblende, Biotit, Chlorit) unterschieden von den Biotitgneisen. Unter den von mir (3) beschriebenen Biotitchloritschiefern im Habachtal finden sich einzelne besonders feldspatreiche, die wenigstens dem Mineralbestand nach näher stehen. Für eine Herleitung des Biotits aus Hornblende, wie sie Schurk für den Flugkogelgneis annimmt, habe ich in dem Gerloser Material keine Anhaltspunkte gefunden. Der Flugkogelgneis wird als eine in die untersten Lagen der Schieferhülle eingedrungene basische Randbildung des Zentralgneises angesehen. In diesem Sinne können auch die Popbergbiotit- gneise als randliche Differenziate des Porphyrgranitgneises betrachtet werden. Als Analogon dazu treten in den peripheren Lagengneisen des Tuxerkernes neben den Porphyrgneisen Biotitgneise und Biotitschiefer, sowie Amphibolite und Garbenschiefer auf.

Die starke Zunahme der Mächtigkeit der Biotitgneise auf der Popbergalm gegen Westen, also mit der Annäherung an den Porphyrgranitgneis spricht dagegen, daß es sich um Gänge von Floitit handelt, die nach der Intrusion gefördert wurden und hauptsächlich im Randgebiet der Intrusion zum Durchbruch gekommen wären, wie dies anderwärts bei solchen Gängen mehrfach beobachtet wurde. Das Eingreifen des granitischen Magmas in die Ankeritphyllite würde auch das schmale Auslaufen der Randfazies im Phyllit bedingen. Die sowohl im Biotitgneis wie im Phyllit im Grenzbereich beobachtete Kleinfältelung kann als Auswirkung des Intrusionsvorganges aufgefaßt werden.

Gegenüber der Möglichkeit, daß man die Biotitgneise, soweit sie Abkömmlinge von Eruptivgesteinen sind, als Vertreter der Grünschiefer der Tauern ansprechen und dementsprechend als Ergüsse oder deren Tuffe in den Phylliten erklären könnte, ist zu bedenken, daß die Schieferhülle der Gerlostaler südlich des Hochstegenkalks sonst völlig frei von solchen ist und Grünschiefer auch im übrigen Teil der Schieferhülle in der Gerlos sehr selten sind.¹⁾ Es wäre also wohl ein besonderer Zufall, wenn gerade am auskeilenden Ende des Porphyrgranitgneises sich Grünschiefer im Phyllit in solcher Mächtigkeit einstellen würden. Zudem bereitet die Gesteinsart des Biotitgneises, wie oben angedeutet, dieser Deutung Schwierigkeit.

Als ein Beleg für diese Deutung könnte das Konglomerat im Hüttenkar herangezogen werden, sofern man es nicht als rein tektonische Bildung betrachtet. Daß es heftige tektonische Beanspruchung durchgemacht hat, ist deutlich sichtbar an der Knetform der Gerölle, ihrer glatt gewetzten Oberfläche und der starken Verflaserung und Fältelung der Bindemasse. Dagegen ist u. d. M. im Feinbau nur wellige Auslöschung der großen Plagioklase und mitunter Verbiegung der großen Glimmer in der Bindemasse zu sehen, während im übrigen die divergentstrahlige Struktur und die wellige Fließformen bildende parallele Einordnung der unversehrten Feldspatleistchen und die dicken Bündel der Biotit- und Chloritfädelchen im Gegensatz zu dem megaskopischen Bild stehen und nur durch eine posttektonische oder die Tektonik bedeutend überdauernde Kristallisation verständlich sind. Die undulöse Auslöschung der großen Plagioklase kann von einer späteren schwächeren tektonischen Inanspruchnahme herrühren.

Das Konglomerat liegt, wie oben ausgeführt wurde, in einer schmalen Zone feinklastischer Gesteine als grobklastische Bank. An der Stelle, wo die klastische Zone in den Granitbereich eintritt, legt sie sich konkordant an die Randfazies an.

Eine rein tektonische Entstehung des Konglomerates ist nicht ausgeschlossen und müßte präkristallin erfolgt sein, also nicht gleichzeitig mit den Zerquetschungszonen im Granitgneis, doch spricht die Selbständigkeit der Geschiebe, ihre Lösbarkeit aus der Bindemasse mehr für eine sedimentäre Entstehung der Gerölle.

Die Gerölle im Konglomerate zeigen gegenüber dem Biotitgneis aber Unterschiede in der Struktur und im Mineralbestande, welche gegen ihre Ableitung von Biotitgneis sprechen. (Dem Gneis fehlt die feinleistenförmige

¹⁾ An der Ostseite des Schwarzen Kopfes habe ich ein paar Rollstücke von Grünschiefer gesehen, die wohl von einem kleinen Lager in den Wänden dieses Berges herkommen.

Ausbildung der Plagioklase in den Geröllen und ihre Regelung, der Gneis enthält viel mehr dunkle Bestandteile, führt Quarz, Epidot und Hornblende, welche dem Geröllgestein ganz bzw. zum großen Teile fehlen.)

In den Konglomeraten östlich des Schwarzen Kopfes („Auf den Platten“) finden sich Gerölle völlig gleicher Gesteinsart wie jene des Konglomerates im Hüttenkar, auch die Bindemasse jener Konglomerate ist sehr ähnlich. Kataklase fehlt in gleichem Ausmaße wie dort, die Gerölle sind z. T. schön gerundet und geglättet, die Verbiegung und Verflaserung tritt hier aber nicht auf.

Es wurden oben schon verschiedene Umstände aufgezählt, welche die Biotite in der klastischen Zone und in den randlichen Phylliten als Neubildungen erscheinen lassen (Querhiotite, Fehlen der Biotite im granitfernen Phyllit u. a.). Der steigende Gehalt an solchem Biotit verbindet die randlichen Teile mit dem Biotitgneis und leitet, durch Rekurrenzen abgestuft, allmählich zu den Biotitgneisen über, so daß eine Grenze zwischen Eruptivgestein und Sedimenten kaum mehr gezogen werden kann. Die Biotitisierung als Kontaktbildung bekräftigt die Auffassung der Biotitgneise als Randfazies, die im übrigen davon unabhängig ist, ob man das Konglomerat als sedimentogen oder tektonogen erklärt.

Zentralgneis.

Meine Untersuchungen im Gerlostale erstreckten sich im allgemeinen nur auf die randlichen Teile des Zentralgneises, ein tieferes Eindringen in das Massiv stand außerhalb des gewählten Zieles, weshalb hier nur randliche Teile desselben näher behandelt werden, hauptsächlich die in die Schieferhülle hineinragenden Gneiskeile zwischen Zillergund und Wildgerlostal.

Der nördlichste derselben, der Granitgneis des Hanger, zeigt in den besser erhaltenen Partien flaserige Struktur mit dunkelgrüngrauem, verschmiertem Glimmermaterial (Serizit, Biotit, Chlorit); die Feldspatfasern sind grobkörnig mit beginnender kataklastischer Zerbrechung, zeigen aber noch größere glänzende Spaltflächen. Quarz tritt im Handstück wenig hervor. Daneben kommen kleinkörnige, glimmerarme Abarten mit kleinen Biotitschuppen, ohne deutliche Paralleltexur und mit serizitbelegten Ablösungsflächen vor.

Diesen Typen gegenüber überwiegen die stärker mylonitisierten Formen.

Eine Mittelstufe (Osthang des Silberköpfls) weist noch einzelne sehr große Quarzkörner und viele in wechselndem Grade zerquetschte große Feldspate (bis zu 4 mm Größe) in einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und Feldspat auf, von grüngrauem Glimmermaterial ungleichmäßig durchsetzt. Im ganzen zeigen diese Granitgneise ein mehr oder weniger brecciöses Aussehen, Flaserung ist nur schwach entwickelt. Im Dünnschliff sieht man ein regelloses Gemenge von zerdrücktem Feldspat und Quarz, darunter einsprenglingsartig große, zerbrochene Mikrokline, Mikropertithe und Schachbrettalbit oft mit stark weniger Auslöschung. Teilweise bilden plattgepreßte Quarze und Feldspatkörner kurze Fasern, sonst ein unregelmäßiges, brecciöses Gemenge. Auch Verbiegungen feinverzwillingter Plagioklase sind zu sehen. Serizit und dunkelbraungrüne chloritische Substanz füllen schmale Klüfte oder sammeln sich in kurzen Fasern.

Bei weiter fortgeschrittener Zermahlung entwickeln sich daraus phyllitartige Gesteine, welche auf der Schieferungsfläche von feinrunzeligen oder

schuppigen Serizithäuten überzogen sind, im Querbruch mitunter kleine Körner von Quarz hervortreten lassen oder nur mehr eine dichte, feinflamellierte, graue Gesteinsmasse zeigen. Ein Schliff aus solchem Mylonitschiefer an der Basis des Hangergneises im Schönachtal zeigt u. d. M. ein feinstkörniges, schieferig geordnetes Gewebe von Serizit, Quarz und Feldspat. Ersterer bildet dicke Strähne oder dünne parallele Flaserlagen, welche Reste von flachlinsig zerdrücktem Kalifeldspat umschließen. In größeren Fasern ist zum Teil Plagioklas erkennbar, auch Quarz bildet stellenweise gröbere Körnerhaufen, sonst bilden beide ein äußerst feinkörniges Gemenge, das auch von feinen blaßgrünlichen Glimmerschüppchen durchsetzt wird; durch Zunahme der letzteren entwickeln sich Übergänge zu den Serizitsträhnen. Kalzit ist in einer Reihe größerer Körner \parallel s eingestreut.

Sowohl der Feldbefund als die Schliiffuntersuchung ergibt, daß der Hangergneis aus einem porphyrisch struirierten Granit hervorgegangen ist durch Metamorphose und heftige rupturale Umformung.

Am Südrand des Hangergneises, am unteren Rand der Felshänge im Schönachtal stehen unter den dunkelgrauen Phylloniten weiße, feinstlagige Mylonitschiefer an, mit silberigen Serizitbelagen auf den Blätterungsflächen und enger Knickfältelung; nach oben wechsellagern sie mit den grauen Phylloniten. Auf der Wildgerlosseite des Kammes, südlich des Ankenkares stehen im Liegenden des Hangergneises flaserige, lichtgraue bis grünliche serizitreiche Schiefer an, welche große (bis zu 1 cm Durchmesser) glasige, flachgedrückte Quarze augenartig von den Fasern umschlossen enthalten. Die weißen Serizitmylonite fehlen hier. Am Rand gegen die im Süden folgende Hochstegenkalklage liegen Phyllite mit kleinen, weißen Feldspatkörnern im Querbruch, die sich nicht deutlich von dem obigen Quarzflaserschiefer abgrenzen lassen, aber eher schon zu den Grauwackenschiefern zu stellen sind.

Die Gneismasse der Ankenspitze besteht ebenso wie der Hanger aus Porphyrgneis, der aber im allgemeinen weniger stark postkristallin deformiert ist als der Hangergneis. Er ist im inneren Teil hauptsächlich ein paralleltexturierter bis flaseriger, ziemlich glimmerarmer Porphyrgneis. Die randlichen Teile sind aber nachkristallin stark verformt und mylonitisiert.

Im Steinkar treten gegen den Westrand hin brecciöse Gneise auf — ähnlich jenen am Silberköpfl —, welche im Querbruch eckige und rundliche Feldspäte (von 2 bis 3 mm Durchmesser) in dem schwach lagigen und von Glimmerzügen schütter durchsetzten Gestein hervortreten lassen. U. d. M. zeigt eine Probe ähnliche Bilder wie der oben beschriebene Mylonit vom Hanger (Ostseite), doch sind neben dicken Serizitfasern auch Biotite sowohl in lockeren Schnüren als auch eingeschlossen in den Serizitsträhnen und mit ihnen in enge Fältchen verbogen vorhanden. Die Glimmerfasern umfließen lidartig große Feldspäte, auch in den sehr feinkörnigen Quarzfeldspatkornfasern stecken große perthitische, wellig auslöschende Kalifeldspäte und auch Plagioklase.

Unmittelbar am Rand gegen die Phyllite steht weißlicher, dickflaserig verkneter, glimmerarmer Muskowitgneis an, eine ursprünglich aplitische Randfazies des Granits andeutend.

In der gleichen Richtung weist die Ausbildung des Ankenspitze-gneises an seinem Nordrand im Ankenhochkar und ober dem Sonntaghalsl (P. 2435).

Der Gneis ist am Rande weiß oder lichtgrau, hochgradig kataklastisch, glimmerarm (Muskowit) und quarzreich, wobei infolge der stärkeren Zertrümmerung des Feldspats die Quarze besonders heraustreten. Gegen innen geht er bald in deutlichen, aber immer noch stark kataklastischen Porphyrgneis über.

Im ganzen hebt sich der Gneisrand von dem angrenzenden Phyllit deutlich ab, im Kleinen ist aber die Grenze verwischt durch die tektonischen Einwirkungen auf beide Gesteine, zum Teil auch durch Verquarzung. Der Phyllit weist keine Anzeichen einer magmatischen Kontaktwirkung auf, beachtenswert ist aber, daß ober dem Sonntagshals im Phyllit Platten von weißem Quarzerzitphyllit (im Querbruch sehr feinkörnigen), welcher jenem an der Hangerbasis im Schönachtal gleicht und vielleicht Abkömmling aplitischer Lagergänge ist, liegen.

Die heftig gefalteten Lagenphyllite, welche nördlich vom Ausgange des Steinkars an den Gneis angrenzen, werden mehrfach von dicken, weißen Quarzadern durchzogen.

Der durch die Schieferinschübe an den Steinkarscharten abgetrennte südliche Teil der Ankenstanzmasse, welcher den Gerlosturm aufbaut, zeigt deutlich den Charakter eines flaserigen Porphyrgneises: sehr viel flachtafelige Kalifeldspäte (oft Karlsbader Zwillinge) mit bis zu 2 cm Längsquerchnitt liegen eingefasert und meist auch linsig zerdrückt zwischen Körnerfasern von Quarz, Feldspat und feinschuppigem Glimmer (Biotit und Muskowit). Ganz übereinstimmende Flaserporphyrgneise stehen an den Felsköpfen im Schönach-Keeskar an.

Die tektonische Umformung des Hangergneises erlischt im Wildgerlostal, soweit ich bei einer Begehung in der Talsohle gesehen habe. Die Felsen am rechtsseitigen Rand des Finkaubodens bestehen aus einem grohkörnigen, nur schwach paralleltexturierten Biotitgranitgneis, der keine Spuren von Mylonitisierung trägt. An dem Talriegel unter der Drißlalm ist der Granitgneis zwar ausgeprägt kristallisationsschieferig, aber ohne freiaugig sichtbare postkristalline Deformation, wie sie dem Streichen gegen W folgend am Sedlkopf und auf der Ankenhöhe der Gneis sehr deutlich zeigt.

Am linken Talgehänge des Wildgerlostales stehen am Aufstieg zur Weißkaralm dunkle, glimmerreiche, gut geschieferte feinkörnige Gneise an, lagenweise mit feinperlgneisartiger Struktur und ähnlichen biotitreichen feinkörnigen Gneisen begegnet man bei der genannten Almhütte, die beide wohl schon den am Grat ober dem Weißkar und weiter südlich auftretenden Biotitschiefern nahestehen. Im allgemeinen bauen sich die linke Talflanke und die Seitenkämme bis gegen den Südrand des Mitterkars hin aus flaserigem Porphyrgneis auf, der sich über den Sichelkopf ins Schönacher Keeskar fortsetzt. Im südlichen Teil des Mitterkars werden die Feldspateinsprenglinge kleiner und schlechter ausgebildet — nehmen dabei aber stellenweise sehr an Zahl zu — und es ergibt sich so ein allmählicher Übergang in den recht gleichmäßig ausgebildeten paralleltexturierten bis flaserigen, mittelkörnigen Biotitgranitgneis, welcher den Hintergrund des Wildgerlostals bis zum Wildgerlossee einnimmt. An den Steinkarscharten im obersten Weißkar, im Mitterkar vom Ebenen Kees abwärts und am Stauriegel des Wildgerlossees sind dem Zentralgneis je 2 bis 3 gering mächtige aber ausgedehnte Lager von dunkelbraunen, feinschuppigen, tafelig brechenden Biotitschiefern

eingelagert. Sie gehen in feinkörnige biotitreiche Gneise über und werden auch von aplitischen Lagen begleitet.

Im Mitterkar beobachtete ich in ihnen schmale Quarzgänge mit engwelliger, vor der Metamorphose der Schiefer erfolgter Faltung. An der südlichen Steinkarscharte sieht man dagegen sehr deutlich einen Aplitgang nachkristallin den Biotitschiefer quer durchdringen begleitet von Neubildung von Feldspat im umgebenden Schiefer, so daß dieser in einen von Feldspatporphyroblasten durchsetzten Biotitgneis umgewandelt ist.

Die Biotitschiefer entsprechen petrographisch und geologisch gut den von Br. Sander (11) beschriebenen im Zentralgneis des Tuxerkammes.

Der nördliche Zentralgneis im Wimmer- und Schwarzachtal ist, wie schon angegeben, größtenteils als Porphyrgranitgneis ausgebildet mit Einsprenglingen von Kalifeldspat von 2 bis 5 cm Länge — ausnahmsweise erreichen sie sogar 1 dm Länge — in einem mittelkörnigen Grundgewebe, dessen Feldspate auch oft noch eigenförmig sind. Manche Teile zeigen nur eine unvollkommene Parallelrichtung der Biotite bei sonst unregelmäßigem Gefüge und regelloser Stellung der Einsprenglinge, häufiger sind sie mehr oder minder deutlich kristallisationsschieferig mit Einschlichtung der Einsprenglingsfeldspate in s, bis zu stark flaserigen Augen- und Flasergneisen. Neben den porphyroiden Typen kommen auch feinkörnige, biotitarmer Granitgneise ohne Einsprenglinge vor, in aplitische, muskowithältige Fazies übergehend. Als Seltenheit findet man Einschlüsse von Biotitschiefer in den Gneisen.

Am Nordrand, wo er vom Wimmertal bis ins Zillertal an Hochstegenkalk grenzt, ist er durchwegs postkristallin stark tektonisch durchgearbeitet und diaphoritisiert. Dabei werden Feldspateinsprenglinge zu kleinen Linsen verdrückt und verschwinden schließlich ganz, es bilden sich dicke Serizitlagen und Flasern aus bis endlich ein grünlichgrauer phyllitischer Schiefer vorliegt, in dem nur noch größere Quarzkörner im Querbruch aus dem feinstkörnigen und schuppigen Gestein sich herausheben.

Solche Phyllonite traf ich am Nordrand im Wimmertal und am Brandberger Kolm. Am Kamm zwischen Wimmer- und Schwarzachtal liegen an der Seihenscharte (siehe Profil Fig. 5) unter dem Hochstegenkalk und seinen basalen Quarziten feinschieferige Muskowitglimmerschiefer, die im Querbruch wieder die runden, glasigen Quarze zeigen, dort und da auch Feldspatreste. Diese Schiefer erreichen hier größere Mächtigkeit als sonst, indem sie sich bis zum Inneren Schafkogel (Kehlkogel, P. 2238) erstrecken. Bei P. 2204 werden sie reicher an Feldspat, auf dem Kehlkogel stehen aber wieder (megaskopisch) feldspatfreie Glimmerschiefer mit Quarzen an, die in manchen Lagen eher Grauwacken gleichen als Gneisphylloniten. Ich vermute, daß in diesem Profil Zwischenlagen von Gesteinen der unteren Schieferhülle, die lagenweise verfeldspatet waren, in die Tektonisierungszone miteinbezogen worden sind. Auch am Südhang des Brandbergerkolm beobachtet man noch einzelne Lagen von Muskowitglimmerschiefer, doch ist eine Zuordnung einzelner solcher Lagen zu echten Gneisphylloniten oder sedimentären Schiefeln kaum möglich.

Der phyllonitisierte Rand des Porphyrgranitgneises im Wimmertal und am Kolm ist nur einige Meter mächtig, dann tritt schon der Charakter der schieferigen Porphyrgranitgneise deutlicher in Erscheinung.

Die Quetschzonen im Inneren des Porphygranitgneises haben gleiche Phyllonite und Diaphtorite erzeugt, wie sie in der nördlichen Randzone auftreten.

Den phyllonitisierten Zonen am Rand und im Inneren entspricht in Beckes Profilen vom Eingang in den Zemmgrund (6, Excursionsführer) die „kataklastische und serizitisch geschieferte“ Randzone bei Hochstegen und die kataklastisch-schieferigen Zonen weiter taleinwärts im Gneis, den Porphygranitgneisen Wimmertal—Zillergrund die Porphygranitgneise des Grünberges (Tuxerkamm). Darauf folgt bei Becke im Süden die „Zone biotitreicher Gneise mit aplitischen Zwischenlagen und Einschaltung von Glimmerschiefern,“ letztere am Ahornspitz und „zwischen Schönach- und Wimmertal“. Er deutet sie als Reste von Schiefermulden im Gneis. Zu den von ihm erwähnten Spuren von Konglomeratschiefern in dieser Zone kann man nun auch die Konglomerate südlich der Pophergalm zählen. Diese in der Tiefe des Zemmtales schmale und nur aus biotitreichen Gneisen und Aplit zusammengesetzte Zone trennt nach Becke die Porphygranitgneise von der Hauptmasse der hellen Granitgneise seines „Tuxerkerns“. Letzterer entspricht dem Zentralgneis im obersten Wildgerlostal.

Durch die Einfügung der Biotitschiefer in den Zentralgneis im Wildgerlostal ergibt sich eine petrographische Parallele mit der Gneisfolge am Schrammacher im Tuxerkamm, welche nach Sanders Eigenschaften seiner B-Gneise und der A-Gneise in sich vereinigt. Eine typische Vertretung der B-Gneise Sanders fehlt im Gerlostal (Knollengneise, Garbenschiefer im Wechsel mit Porphy- und Aplitgneisen wurden in letzterem nicht angetroffen).

Auf der dem Excursionsführer von Becke und Löwl (6) beigegebenen Karte i. M. 1:500.000 ist die aplitische Gesteinszone mit Glimmerschiefer-einfaltungen von der Ahornspitze gegen NO weitergeführt über die Hintergründe der Gerlostäler als Randfazies der Zentralgneise. Ihrer Lage nach entspräche sie dem Zug der Quarzserizitschiefer usw., da der Zentralgneis auf dieser Strecke keine aplitische Randfazies oder mindestens keine so ausgedehnte hat. Nur der Gneiskeil des Hanger ist gesondert als „porphyrtiger Augengneis“ eingetragen. Auch das Auskeilen der Porphygranitgneise Grünberg—Maierhofen im Schönachtal ist bereits angedeutet. Da Becke die Aplit—Glimmerschieferzone gegen Westen bis zum Westrand der Gneise im Tuxertal weiterzeichnet, so erscheinen die Porphygranitgneise als völlig abgetrennter nördlicher Teil des „Tuxerkernes“, dessen Hauptteil südlich der Zone liegt, worauf weiter unten noch Bezug genommen werden wird.

Hochstegenkalk.

Der Kalkzug Brandbergerkolm—Schafkogel—Hauerspitze—Ißanger, der die östliche Fortsetzung des namengebenden Kalkes von Hochstegen bei Maierhofen ist, läßt folgende lithologische Gliederung erkennen:

1. Zunächst über dem Gneis, bzw. Phyllit liegen dünntafelige, seltener dickbankige gelbe oder gelblichweiße Kalke, deren Schichtflächen gewöhnlich mit feinen Muskowitschuppen fleckig überstreut sind. Sie sind mehr oder weniger kristallin, die Mächtigkeit ist gering. Am Kolm und im Wimmertal sind graue, schieferige Kalke ihnen beigegeben. An der Basis der Kalkwände, an der rechten Seite des Wimmertals liegt, durch eine Sebutt-

halde von der Hauptwand geschieden, am Rand des Talbodens gegenüber Zettach ein weißer, dichter, nur undeutlich dickgebänkter Dolomit. Fallstücke zeigen, daß er auch höher hinauf in die Kalkwände sich fortsetzt.

2. Den Hauptanteil des Kalkzuges nehmen dunkelgraue, seltener mittel- bis hellgraue, sehr feinkristalline bis dichte Kalke ein, abwechselnd dünn- tafelig und dickbankig; auch schwärzliche, dünn- tafelige Lagen mit Pyrit kommen im Wimmer- und am Kolm darin vor. Beim Anschlagen riecht er meist nach H_2S .

Die Gesamtmächtigkeit des Hochstegenkalkes beiderseits des Wimmer- tales beträgt annähernd 550 bis 650 m, am Brandbergerkolm etwa 400 bis 500 m.

Eine Ausnahme von dieser Gliederung stellt das Profil des Kammes zwischen Wimmer- und Schwarzachtal (Schafkogel) vor, insofern hier die

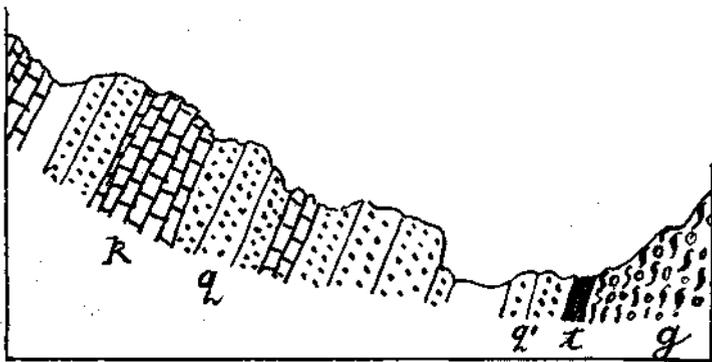


Fig. 5. Profil der Seihenscharte.

k = dunkelgrauer, zuckerkörniger Kalk, teils dünn- teils dickbankig; q = feinkörniger, massiger Quarzit, dickbankig; q' = gleicher Quarzit, stark eisenschüssig; t = schwarze, feinblättrige glänzende Tonschiefer; g = feingeschiefter Mnskovitglimmerschiefer, im Querbruch mit großen Quarzkörnern und wenigen Feldspateinsprenglingen, Schicht- flächen kleinknotig.

untere Gruppe fehlt, es setzen über dem Gneis (siehe Profil 5) gleich dunkel- graue, zuckerkörnige, dünn- und dickbankige Kalke, stellenweise mit H_2S - Geruch ein, weiter im Hangenden werden sie hellergrau und am Nordrand des Zuges stehen lichtgraue, dünn- tafelige Kalke mit gelblicher Anwitterung an.

Andererseits sind hier basale Schichtglieder vorhanden, welche in der übrigen Erstreckung des Kalkzuges nicht angetroffen wurden: wie aus Profil Fig. 5 ersichtlich, sind in die untersten Kalkbänke konkordant geringmächtige Lagen von Quarzit eingelagert, ohne Anzeichen einer tektonischen Ein- schiebung. Es sind graue, dichte Quarzite mit glimmerbedeckten Bankungs- flächen, übergehend in eine feinkörnige lichtgraue bis weißliche Abart mit parallel eingesprengtem Muskowit. Das unterste Lager ist stark eisenschüssig; als tiefstes folgt ein schwarzer feinblättriger, glänzender Tonschiefer über den phyllonitischen Glimmerschiefern (siehe S. 284).

Da sich der ganze Kalkzug vom Schafkogel nach beiden Seiten hin in voller Breite ununterbrochen in die von solchen Basisquarziten freien Schicht- profile fortsetzt, handelt es sich bei der Schafkogelentwicklung also entweder

um eine örtlich beschränkte Faziesabweichung, die durch das häufige Vorkommen solcher Basisquarzite der Kalke im Tuxertal, der Brennergegend u. a. O. als keineswegs ungewöhnlich erscheint, oder es sind hier die gelben glimmerhältigen Kalke und der weiße Dolomit tektonisch unterdrückt, bzw. bei jeder der Schichtreihen eines der basalen Glieder tektonisch ausgeschaltet. Eine tektonische Unterdrückung könnte in beiden Fällen an der Hauptstörungsfläche zwischen Gneis und Kalk eingetreten sein, höher im Profil, im Kalkzug selbst habe ich weitere Schubflächen nicht beobachtet.

Obige Zweigliederung kommt auch in Beckes Profil am Eingang in den Zemmgrund zum Ausdruck. Im Tuxergebiet entspricht Sanders rein petrographisch definiertem „Tuxermarmor“ das Hauptgestein der oberen Abteilung und die basalen gelben Kalke, seinem „Pfitscher Dolomit“, der nach Sander (17) über der tiefsten Tuxermarmorlage aufzutreten pflegt, der Gesteinsart nach die weißen dolomitischen Gesteine der unteren Abteilung.

In den Profilen von H. Dünner (18) und P. Bleser (19) von der Westseite des Tuxerkammes ist der Hochstegenkalk ebenfalls in eine untere geringmächtige Gruppe von gelblichen oder weißen kristallinen, glimmerhältigen, teilweise dolomitischen Kalken (als „normale Trias der Venedigerdecke“ bezeichnet) und in eine mächtige obere Masse von grauen, H_2S -haltigen Kalken („Hochstegen- oder Saxalmwandtrias“ genannt) gegliedert.

Beide sind aber auf einen großen Teil ihrer Erstreckung durch zwischen-geschaltete Quarzite, metamorphe Arkosen, Biotitschiefer und Disthenschiefer u. a. getrennt und werden von den Autoren deshalb als zwei verschiedenen tektonischen Schuppen der Venedigerdecke zugehörig und als äquivalente Fazies betrachtet. Es ließe sich aber diese Lagerung auch als eine tektonische Zerreißen und Verschuppung innerhalb einer und derselben stratigraphischen Schichtfolge deuten, die hauptsächlich an der Grenze der dünn-schieferigen Horizonte gegen die geschlossene Masse des oberen Hochstegenkalkes erfolgt ist, oft aber auch die untere Abteilung noch mehrfach verschuppt und zu Wiederholungen ihrer Schichtglieder geführt hat. Die weißen, feinkörnigen Dolomite, welche die beiden Autoren Sanders Pfitscherdolomit gleichstellen, liegen nach ihren Profilen über der „Hochstegentrias“ und werden als Trias einer höheren Decke (Glocknerdecke) angesprochen. Der Pfitscherdolomit Sanders liegt aber nicht wie Dünner schreibt „über der Tuxermarmorlage“, sondern pflegt nach Sander „über der tiefsten Tuxermarmorlage“ aufzutreten, über ihm folgt also gegebenenfalls wieder Tuxermarmor.

Im Gerlosgebiet sind zwischen untere und obere Abteilung keine silitischen kristallinen Schiefer eingeschaltet, beide Abteilungen sind zu einer geschlossenen Folge durch Übergänge verbunden und bilden hier jedenfalls nicht zwei altersgleiche Fazies.

Über die Zurechnung des ganzen Hochstegenkalkes zur Trias bleibt mangels von Fossilien die Diskussion noch offen. Gesteinsanalogien allein sind bei metamorphen Kalken und Dolomiten der Zentralalpen dafür noch keine ausreichende Unterlage.

Den Hochstegenkalkzug Kolm—Hauerspitze begleitet nahe nördlich davon ein zweiter schmälere Kalkzug, der vom Sattel zwischen Brandbergkolm und Thorhelm über die Schwarzachalmen zum Roller, dann über Sauwand, Schöntalerkarl, Lärchkogel (nördlich Kirchspitze) ins Schönachtal

verläuft; an der rechten Seite des Schönachtals tritt zu beiden Seiten des Hangergneises je ein Kalklager auf. Der nördliche, der die Fortsetzung des obigen bildet, zieht über den Pfannkogel zum Finkauboden im Wildgerlostal und findet sein Ende in dem öfter genannten Kalk des Steinkarkogel-Nordgrates, der bis Krimml reicht.

Soweit meine Beobachtungen reichen, besitzt dieser beträchtlich weniger mächtige Kalkzug auch eine einfachere und abweichende Gesteinsbeschaffenheit als der südliche Hauptzug. Am Roller, Sauwand und Westseite des Pfannkogels, herrscht ein lichtgrauer bis mittelgrauer, selten dunkelgrauer (Silberköpfl) dichter Kalk, der meistens ungeschichtet oder undeutlich gebankt ist. An der Sauwand ist er weißaderig genetzt.

Der Kalk an der Südseite des Hangergneises hat dagegen eine dem südlichen Hauptzug entsprechende Gesteinsfolge: unten gelblichweiße, gelb

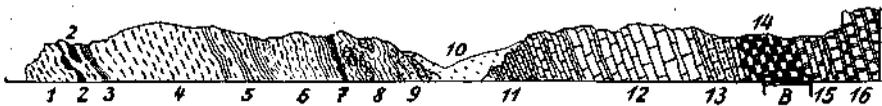


Fig. 6. Straßenprofil an der rechten Flanke des Schönbergerbach-Grabens.

1 = weiße Quarzgrauwacken; 2 = Grünschiefer; 3 = schwarze Tonschiefer; 4 = weiße und grünliche Quarzgrauwacken (wie bei Gmünd) im oberen Teil mit Zwischenlagen von gelblichen und grünlichen serizitischen Tonschiefern (5); 6 = weiße Quarzite und weiße und graue quarzitisches und serizitische Schiefer; 7 = schwarze, blätterige, feinschichtige, graphitische Tonschiefer; 8 = dunkle, graue, rostige Tonschiefer mit vielen Quarznestern; 9 = grünliche, sandige, feinfaltige, phyllitische Tonschiefer mit quarzitischen Bänken; 10 = Schutthalde; 11 = sehr lichtgrauer bis weißer, dünn tafeliger dolomitischer Kalk, teilweise mit feinen Glimmerbäutchen oder tonigen Überzügen auf den Tafelflächen; 12 = graue, dichte Kalke, gut gebankt, etwas muschelig brechend, dazwischen auch dünn tafelige hellere Lagen; 13 = weißer, dickbankiger dolomitischer Kalk; 14 = dunkelgrauer bis schwarzer, etwas toniger, dichter Kalk und dunkle, weißaderige dünne Bänke; 15 = hellere graue Kalke; 16 = weißer oder gelblichweißer, porzellanartig dichter dolomitischer Kalk, tafelig bis dickbankig, flachmuschelig brechend, Kanten durchscheinend; B = Brückenkopf.

anwitternde Kalkbänke mit Glimmerbelag, begleitet von lichtgrauen bis weißen Bänken, nach oben zu folgen gebankte, graue, etwas nach H_2S riechende Kalke, dünn tafelige dichte Kalke oder zuckerkörnige, dunkelgraue, plattige; H_2S -hältige Kalke.

Beachtenswerte Ähnlichkeiten mit manchen Gesteinsarten des Hochstegenkalkes weist der Kalkzug auf, welcher von der Gerlossteinwand gegen Gmünd sich erstreckt und schon seit langem auf Grund von Fossilfunden an der Rethlwand zur Trias gerechnet wird (Zone der Krimmler Trias).

Der in den letzten Jahren erfolgte Neubau der Fahrstraße ins Gerlostal hat im Einschnitt des Schönbergerbaches und auch östlich davon gute neue Aufschlüsse in demselben eröffnet, von denen die an der rechten Flanke des Schönbergergrabens im beistehenden Profil (Fig. 6) zum Vergleich wiedergegeben sind. Auch die linke Flanke des Grabens gibt für die Trias gute Anschnitte. Eine weitere Verfolgung dieser Kalkzone habe ich nicht vorgenommen.

Von der rechtsseitigen Grabenkante taleinwärts ist an der Straße ober Tölken zunächst eine gutgeschichtete Wechselfolge von Mehlsanden, Groh-

sand und Kiesen, und gröberem Schottern aufgeschlossen,¹⁾ dann kommen phyllitische Schiefer mit quarzitischen Zwischenlagen (entsprechen 9 des Profils) zum Anschnitt, hierauf vereinzelte kleine Aufragungen kalkiger Gesteine. Beim Beginn der zusammenhängenden Aufschlüsse steht der weiße porzellanartig dichte Kalk (16) des Profils an, der dort und da von linienweise angeordneten, winzigen Pyritkriställchen durchzogen ist. Die daran schließenden hohen, steinbruchartig gestalteten Felsanschnitte bestehen aus grauem und weißem ungeschichtetem kristallinen Kalk, der von Gleitflächenschiefern durchsetzt ist, die gleichsinnig mit dem Gehänge, aber z. T. flacher als dieses verlaufen. Diese Kalke bilden das Hangende des Straßenprofils und überqueren den Schönbergergraben nach Ohnesorges Originalkarte etwa 100 m über der Straße. Seinem ONO-Verlauf entsprechend überschneidet er den Gerlosbach in spitzem Winkel und die Straße schneidet nach einer kurzen, aufschlußlosen Strecke östlich des Kalkes die große Masse der Serizit-Quarzgrauwacken von Gmünd an, in denen sie bis Gmünd verbleibt.

Wie aus dem Text zu Profil, Fig. 6, ersichtlich ist, sind mehrere charakteristische Gesteinsarten des Wimmertaler Hochstegenkalks in der Gerlostrias vertreten, so besonders die weißen, dichten dolomitischen Kalke. Die gelben basalen Glimmerkalke sind im Straßenprofil nicht zu sehen. Die Reihenfolge und Mächtigkeit der Gesteinsarten ist auch eine andere. Tuxermarmor als Begleiter sicherer Trias hat bereits B. Sander von den Tarnalern, Lizumer Kalkwand, Schöbersp., Mauls angegeben und auf die große Ähnlichkeit von Pfitscherdolomit mit dem Dolomit des Tribulaun und der Telfer Weißen hingewiesen.

Aber auch der durch einen Fossilfund als altpaläozoisch (Heritsch, 20) bestimmte und von Ohnesorge (12) zum Hochstegenkalk gezogene Kalk von Veitlehen im Oberpinzgau zeigt eine Gliederung in einen geringmächtigen weißen kristallinen Kalk und einen mächtigen grauen bis dunkelgrauen, feinkörnigen bis dichten, nach H_2S riechenden Kalk, ein Beispiel dafür, wie wenig ausschlaggebend solche von Fazies und Metamorphose abhängige Gesteinsanalysen für die Altersbestimmung sind.

Tektonik.

In dem hier behandelten Gebiete bildet die gesamte Schichtfolge vom Zentralgneis — diesen inbegriffen — bis zur Zone der Porphyrmaterialschiefer eine annähernd gleich gelagerte Schichtmasse von mehreren Kilometern Mächtigkeit, deren Streichen wenig von der OW-Richtung abweicht, mit sehr steilem Nordfallen (von wenigen Ausnahmen abgesehen). Soweit ich bei einzelnen Übersichtstouren gesehen habe, herrscht solche Lagerung auch bis zum Gerlosbach und darüber hinaus gegen N. Eine derartige Gleichschichtung der Gesteinsserien ist ja über weite Bereiche der Tauernschieferhülle verbreitet und kann wegen der vielenorts zu beobachtenden Faltungen

¹⁾ Die recht gut gerollten Geschiebe stammen aus dem Gerlostale: sehr viel Quarzite und Kalke, Quarzkiesel, wenig Gneis, sehr selten Grünschiefer. Die Ablagerung gehört wohl zu dem interglazialen Gerlosschotter, den Bobeck (Jahrb. 1935, S. 185) weiter talaus bei Mühlegg angibt, wenn auch an der Straße bei Tölken keine Blockmoräne darauf liegt. Der Straßenaufschluß ist z. T. beim Bau wieder zerstört worden.

und Überschiebungen nicht als einfache Altersschichtreihe angesehen werden, ist als ein Stoß von in mehrmaligen Gehirgsbewegungen umgeformten und tektonisch in ihrer Lagerung geregelten Serien zu betrachten, wobei sowohl durch die Durchbewegung als auch infolge der den ganzen Stoß gleichzeitig (wenn auch nicht gleichstark) erfassenden Metamorphose die Grenzen und Unterschiede der Serien stark verwischt worden sind.

Deutliche tektonische Grenzen sind im Südteil der Gerlostäler angezeigt an der Basis des südlichen Hochstegenkalkzuges und entlang den Umrissen des Hanger- und Ankenspitzenneises.

Die Tektonisierung und Diaphtorese, welche der Zentralgneis an der Grenze gegen den Hochstegenkalk von Hochstegen bis ins Schönachtal aufweist, bezeichnen den Verlauf einer großen Störungsfläche, an welcher nach Intrusion und Tauernkristallisation, vielleicht auch schon während letzterer beginnend, tektonische Bewegungen erfolgt sind. Sander gibt bereits aus dem Tuxerkamm, im Elskar, das Bild einer tektonischen Diskordanz zwischen Gneis und der Hochstegenlage. Becke berichtet, daß Gneis und Hochstegenkalk am Ostende des Tuxerkammes zwar gleich streichen, aber verschieden steil N fallen; eine Divergenz im Fallen ist auch am Brandbergerkolm zu bemerken. Sehr deutlich tritt aber eine tektonische Diskordanz zwischen beiden an der Westflanke der Hauerspitze in Erscheinung (siehe Profil, Fig. 2). Die Gneise fallen unter dem südlichen Kalkrand sehr steil gegen S ein, gehen weiter taleinwärts in seigere Stellung und schließlich in das regionale steile N-Fallen über (ein steiles S-Fallen der Gneise ist auch südlich des Kolm an den Rachenwänden zu beobachten). Die Kalke dagegen fallen durchwegs nach N ab. Im Schönachtal fallen Phyllit und Kalk gleich steil gegen N ein.

Die Kalke sind an der Schubfläche am Grat südlich der Hauerspitze in den untersten Lagen stark und eng gefaltet, soweit ich am Fuß der Wand sah, mit steil N fallenden Achsen. Im tieferen Wimmertalgehänge ist keine derartige Beanspruchung mehr zu sehen.

Der Kalkzug endet an der Talstufe zwischen Iß- und Pasteinalm im Schönachtal, die Phyllite südlich und nördlich des Kalkes schließen sich an der rechten Talflanke zusammen zu einer einheitlichen Folge, welche von der Pasteinalm bis zum Sonntagskar gleiche Lagerung besitzt: ein wenig um OW pendelndes Streichen und sehr steiles N-Fallen; die Ankeritführung klingt gegen Schlafbühl hin allmählich aus. An der Talstufe mißt man 40° Ostfallen der Fältelungsachsen des Kalks.

Innerhalb einer solchen Phyllitfolge kann sich der Verlauf einer Störungsfläche, wenn sie dem Verflachen des Phyllits folgt, der Beobachtung entziehen, zudem der kritische Bereich unter dem Ausgang des Steinkars stark mit Glazialschutt überdeckt und dicht bewachsen ist. Im Steinkar stehen sich Ankeritphyllit an der linken Seite und Zentralgneis an der rechten gegenüber, getrennt durch die Schutthalden des Kars.

Deutliche Zeichen einer Störungszone finden sich aber am Kamm zwischen Ankenspitze und Gerlosturm. Zwischen den beiden Steinkarscharten (P. 2618 und 2586) ist der Granitgneis außerordentlich stark verschiefert bis zur Umwandlung in phyllitische Schiefer mit kleinen Feldspatangen und Quarzfasern oder zu feinstblättrigen Serizitlagenphylliten. Auch die hier im Zentralgneis eingelagerten Biotitschiefer sind z. T. noch in diese Phyllonitisierung

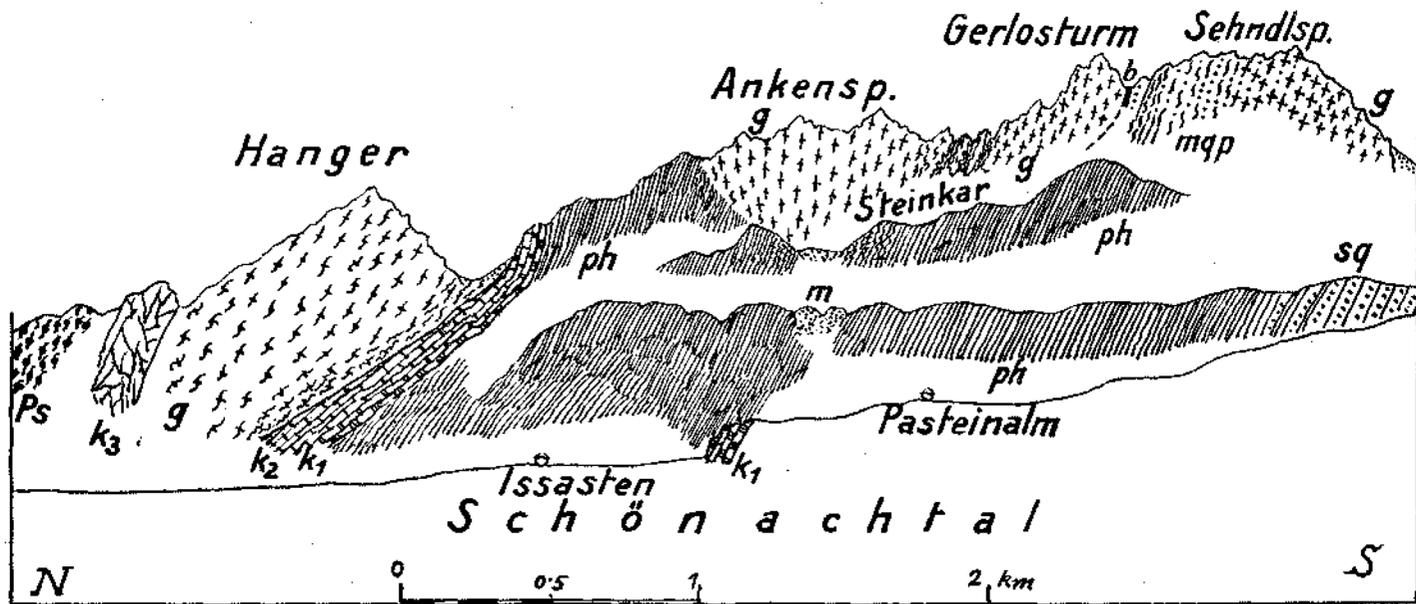


Fig. 7.

280 *g* = Granitgneis (Porphygranitgneis); *mqp* = dunkle Phyllite und Quarzite, aplitisch gebändert, z. T. gefeldspatet; *b* = Biotitschiefer; *ph* = Phyllite, im südlichen Teil ankeritführend, *sq* = Serizitquarzite etc.; *k₁* = glimmerhältige basale Kalklagen; *k₂* = gebankte grane Kalke; *k₃* = schwach geschichtete, lichte Kalke; *Ps* = Porphyrmaterialschiefer (Porphyroide und begleitende Schiefer); *m* = Moräne.

mit einbezogen. Es treten aber außerdem quarzitische Phyllite mit Ankeritgehalt zwischen den Phylloniten auf, begleitet von Muskowitphylliten und weichen, feinblättrigen, grüngrauen Phylliten gleicher Art wie jene am Kamm südlich der Hauerspitze unter dem Hochstegenkalk, also Gesteine der unteren Schieferhülle, die hier als schmale Blätter zwischen die Gneisphyllonite hineingequetscht sind (Profil, Fig. 8). Die Einschaltung der Biotitschiefer mag als Schwächezone die Auslösung der Bewegung an dieser Stelle begünstigt haben.

Lebhafter Gesteinswechsel, intensive Kleinfaltung und große Quarzausscheidungen kennzeichnen die Störungszone.

Die oben angeführten (S. 283) stark verschieferten glimmerreichen Gneise, z. T. mit kleinaugiger Struktur, bei der Weißkaralm und am Weg von ihr

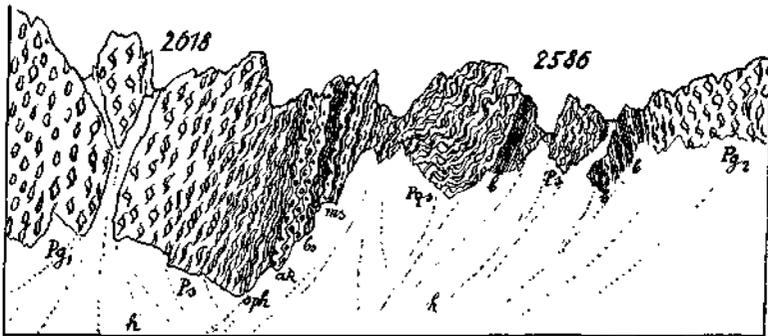


Fig. 8. Profilansicht der Steinkarscharten.

Pg_1 = Porphygranitgneis d. Ankenspitze; Pg_2 = Porphygranitgneis d. Gerlosturms; Fs = sehr stark verflaserter und verschieferte Pg ; Pgs = intensiv verschieferte und gefällte Pg , in Quarzillaserschiefer und Lagenphyllite übergehend; b = Biotitschiefer, teilweise mit Aplit durchhärdet und gefeldspatet; sph = Serizitphyllite; ms = Muskowitphyllite; ak = quarzitische Phyllite, ankerithaltig, und weiche, grüngraue, feinblättrige Phyllite; h = Schutthalde.

ins Wildgerlostal, stehen vielleicht in Beziehung zu der Störungszone der Steinkarscharten.

Die Störungszone trennt den Ankenspitze Gneis von jenem des Gerlosturms. Da die Sohle des Steinkars die tektonische Abgrenzung beider von den Phylliten bildet, kann man die Steinkarschartenstörung ebensogut als Abspaltung dieser tektonischen Grenze betrachten wie als Fortsetzung der Hochstegenkalklinie.

Wählt man letztere Deutung, so tritt die Hochstegenkalklinie also in den Zentralgneis ein und klingt in ihm aus, oder es besteht ein Zusammenhang mit dem Schieferkeil bei der Söllental im Vorderen Krimmlertal und dadurch mit der Zerspaltung des Zentralgneises in die nördliche und südliche Sulzbachzone oder mit den von Löwl beschriebenen Quetschzonen von Zentralgneis bei den Krimmler Wasserfällen (6, Excursionsführer und Bericht über die Excursion IX im Comptes rendu des Wiener Congresses) Fig. 9.

Der nördliche Hochstegenkalkzug wird durch Phyllite, die manchmal auch quarzreicher werden und in Muskowitquarzschiefer übergehen, von dem südlichen Zug getrennt. Am Westende zwischen Kolm und Thorhelm

werden sie zum Teil kalkhältig und entwickeln sich geringmächtige Kalkphyllite in ihnen. Ihre Mächtigkeit ist im Schwarzachtal gering und erhöht sich gegen Westen bis sie durch das Zusammentreffen mit den Phylliten des oberen Schönachtales an der rechten Talseite zu so großer Mächtigkeit anschwellen.

Gegen Norden grenzt der nördliche Kalkzug an die Zone der Porphyrmaterialschiefer, welche zusammenhängend vom Thorhelm über alle Querkämme bis Krimml zu verfolgen sind und durch ihre teils porphyroklastischen, teils porphyroiden Gesteinstypen gut gekennzeichnet sind.

Die steile Nordneigung der Kalke des südlichen Kalkzuges geht in der Tiefe des Wimmertals in flache Lagerung über (siehe Profil S. 2), wie am Fuße der rechtsseitigen Wände zu sehen ist. Die flachliegenden Bänke werden von einer steil N fallenden Transversalschieferung durchsetzt. Der Verflachung entspricht auch das Auftreten des weißen, dolomitischen Kalkes am Talbodenrand unter den Wänden der dunkelgrauen Kalke. Die flache Lagerung derselben wird aber gegen N unvermittelt wieder durch steiles N-Fallen ersetzt.

In ähnlicher Weise verflacht sich die Lagerung in der Tiefe des Schönachtales in den Wänden ober dem IBanger, dabei zeigt sich flachwellige Faltung, stellenweise auch kleine liegende Falten.

Die Verflachungen legen den Gedanken nahe, sie als Ansatz einer Muldenumbiegung zu deuten, mit dem nördlichen Kalkzug als Gegenflügel. Dieser zeigt im ganzen durchwegs steiles N-Fallen; der Mangel einer deutlichen Schichtung großer Teile desselben läßt aber die Lagerung im einzelnen schwer erkennen. Am Fuß der Söckelwand am rechten Schönachtalhang sieht man ein steiles S-Fallen, an dieser Talseite komplizieren sich aber die Verhältnisse durch das Auftreten eines weiteren Kalkzuges an der Südseite des Hangergneises und diesen selbst. Jeder Zusammenfassung als Schenkel einer Mulde steht hinderlich die Verschiedenheit der Gesteinsart und auch das Fehlen der basalen Schichten im nördlichen Kalklager gegenüber. Bei Annahme einer Mulde mußte man jedenfalls den nördlichen Kalkzug wieder durch eine Schubfläche gegen die Porphyrmaterialschiefer abgegrenzt sich vorstellen, da an ihrer Stelle im Gegenflügel die Phyllite anstehen.

Der Kalkzug südlich des Hangergneises kann auf Grund der Übereinstimmung in der Gesteinsart als tektonische Wiederholung des Hauerspitzkalkzuges aufgefaßt werden, als abgetrennte kleine Teilschuppe, die an der Randstörung des Gneises zutage kommt. Von einem zugehörigen Muldenschkel kann man kaum sprechen, da er östlich der Schönach liegt und an der Talsohle endet, während der Hauerspitzkalkzug sich westlich der Schönach hefindet und auch an der Talsohle endet, auf jeder Talseite also nur ein Schenkel der gedachten Mulde läge. Vor allem steht der Muldenkombination aber entgegen, daß in beiden angenommenen Schenkeln der Mulde die Schichtfolge gleichgerichtet ist, statt im Nordschenkel verkehrt.

Daß an einer der Talsohle folgenden Querverwerfung ein Teil des Hauerspitzkalkzuges um ungefähr 1 km nach Norden verschoben worden wäre an die Flanke des Hanger, läßt sich nicht annehmen, weil gleich nördlich davon der Kalkzug Lärchkogel—Pfannkogel und die Porphyrmaterialschiefer ohne Querverschub das Tal übersetzen. Das untere Ende des südlichen Hangerkalkes nähert sich bei der Lackenalm auf 300 bis 400 m dem gegenüberliegenden

Lärchkogel—Pfannkogelkalk, die beiderseitigen Schuttkegel und die Anschwemmungen der Talsohle verhüllen den Zwischenraum.

Zwischen Hangergneis und südlichem Kalkzug steht im Sonntags- und Ankenhochkar noch eine schmale Phyllitlage (phyllitische Grauwacke) an. Das Kalklager verschmälert sich gegen den Kamm hin und östlich davon immer mehr und endet auf der Schwelle des Ankenhochkars. Es besteht zuletzt nur noch aus gelblichem, glimmerhältigem Kalk von wenigen Metern Mächtigkeit, der seiger steht und heftig gefaltet ist. Etwa 20 m östlich des letzten Kalkaufschlusses breitet sich der Gneismylonit in welliger Fältelung — im ganzen steil N-fallend — bis zu dem südlich des Kalkes folgenden Phyllit aus, der sehr steil unter den Gneis einfällt.

Die oben beschriebene Mylonitisierung des Hanger- und Ankenspitzengneises, besonders an ihren Rändern, zeigt schon an, daß die Gneise nicht mehr im ursprünglichen Verband mit den umgebenden Schichten stehen welche nicht in gleicher Weise tektonisch verformt sind. Im ganzen genommen fallen am Hanger Gneis und Kalk gleich steil nach N ein und streichen OW bis WNW. Der Kontakt ist größtenteils durch Schutt und Vegetation verdeckt, gut an der Südwestseite des Hanger im Schönachtal zu sehen. Man sieht dort am unteren Ende der Steilhänge den Gneismylonit und den Kalk konkordant aneinanderliegen, der dünntafelige Kalk ist randlich in geringem Ausmaße mit den serizitischen Mylonitschiefern verknetet, zeigt sonst aber keine Verformung. Das Streichen beider Gesteine ist gegen OSO gedreht, weshalb auf Profil, Fig. 7, das N-Fallen infolge des schrägen Schnittes zu flach erseheint.

Die oben erwähnte Einschaltung von Phyllit zwischen Gneis und Kalk am Kamm und östlich davon sowie das Übergreifen des Gneismylonits über Phyllit und Kalk am Ostende des Kalkes läßt die in der Taltiefe beobachtete Konkordanz nur als örtliche Anpassung erscheinen.

Deutlicher noch sprechen die Lagerungsverhältnisse am Westrand des Ankenspitzengneises für Diskordanz zwischen Gneis und Schieferhülle. Zwischen dem Steinkar und dem Sonntagshals (P. 2433) verläuft die Gneisgrenze NS bis NNO, die Phyllite streichen aber OW, der Gneis ONO. Am Hals fallen die Phyllite sehr steil N, der Gneis am benachbarten Ankenspitzenhang steil S. An der nördlichen Seite des Steinkars stoßen Phyllit und Gneis mit senkrechter Grenzfläche aneinander, die Phyllite sind am Ausgang des Kares und nördlich davon heftig gefaltet. Im oberen Steinkar stehen Phyllit der linken und Gneis an der rechten Karseite einander mit annähernd gleichem Streichen und Fallen gegenüber (Gneis teilweise steil S fallend). Die Karmulde und Gesteinsgrenze verläuft NNW. Die beiden Gesteine grenzen also diskordant aneinander, nur die eingequetschten Phyllithlätter zwischen den Steinkarsarten stecken konkordant im Gneis.

In den Phylliten am Südrand und Westrand des Steinkars, ober der Pasteinschäferhütte und am Fuß der Sehdlspitzenwesthänge im obersten Schönachtale beobachtet man Ostfallen der B-Achsen. Auch südlich der Popbergalm (Plattenriedl) ist dies noch zu beobachten. Unterhalb der Gletscherzunge sind beiderseits der Talsohle auch horizontale Achsen anzutreffen.

An der Scharte südlich des Gerlosturms überschreitet die Gneisgrenze wieder den Kamm und verläuft dann unter dem Firn des Ebenen Kees in meridionaler Richtung bis zum Westgrat (zwischen P. 2900 und 2864) des

Sichelkopfes. Die östliche Umrandung des Kees besteht aus Porphyrgneis mit Biotitschieferlagen. Am Westrand folgen südlich der feinkörnigen randlichen Gneisbänke in der Scharte südlich des Gerlosturmes Lagen von Biotitschiefer und dann eine Folge von glatten, schwärzlichen, biotithaltigen Phylliten und grüngrauen feinkörnigen Schiefen, die mit quarzitischen Bänken wechsellagern und von aplitischen Bändern durchzogen werden. Häufig sind weiße Quarzlinien mit Nestern von Ankerit und Chlorit. Weiter südwärts schalten sich mit zunehmender Zahl stark gefeldspatete Lagen ein. Bei P. 2864 beginnt eine geschlossene Masse von granitgneisartigen feldspatreichen Bänken, die von den stark gefeldspateten Grauwacken kaum zu unterscheiden sind und zum Granitgneis des Sichelkopfes überleiten.

Die phyllitisch-quarzitische Serie zeigt starke Kleinfaltung, deren Achsen ebenso mit 30—50° gegen Osten, also unter den Gneis einfallen, wie jene des Phyllits im Steinkar.

Die Beschaffenheit der Gneise und die tektonischen Grenzbeziehungen lassen demnach erkennen, daß die Gneise vom Steinkar nordwärts weder im ursprünglichen Intrusionsverband mit dem Phyllit stehen noch auch in den Phyllit eingefaltet sind, sondern daß Schubflächen beide trennen.

Die Bewegungsflächen fallen beiderseits des Hangergneises steil gegen N ein, ebenso am Nordrand des Ankenspitzengneises. Auch die Grenzfläche an der Westseite der Ankenspitze und im Steinkar muß stark geneigt sein, weil sonst die Phyllite in den Karen der Wildgerlosseite des Kammes wieder zum Vorschein kommen müßten; am Ausgang des Steinkars sieht man sie, wie oben angeführt, senkrecht stehen, doch kann es sich um eine örtliche Aufbiegung oder nachträgliche Steilstellung handeln.

Südlich des Ebenen Kees steht am Kamm Sehdlspitzen-Sichelkopf der Gneis im Primärverband mit der Schieferhülle. Es ist daher anzunehmen, daß die Schubfläche sich von der Gerlosturmscharte nicht nach Süden fortsetzt, sondern gegen Osten in den Gneis eintritt und entlang seiner Schieferung, vielleicht Biotitschieferlagen folgend verläuft, übereinstimmend mit dem Auslaufen des Schieferzwickels auf der Ankenalm. Ob man die Bewegung an den Grenzflächen sich meridional oder ostwestlich abgelaufen vorstellt, so wird man doch in beiden Fällen in den Gneis eindringende Bewegungsfugen annehmen müssen, die den bewegten Teil des Gneises von dem im Primärverband verbliebenen trennen.

So wie die Neigung der Bewegungsbahn an der Ankenspitze als gegen Osten absteigend angenommen werden kann, so weist anderseits das Auslaufen des Hangergneises im Schönachtal ohne Fortsetzung an der linken Talseite auf ein Emporstiegen seiner Unterfläche gegen Westen. Dieses Ostabsinken der Gneismassen steht im Einklang mit dem Untertauchen des Hochstegenkalks bei der Isalm unter die Phyllite der rechten Schönachtalseite. An dem Kalk und den Porphyrmaterialschiefen nördlich des Hanger ist kein analoges Verhalten festzustellen und das gleiche dürfte auch für die weiter nördlich folgenden Bauelemente gelten. Ich kenne letzteres Gebiet zwar selbst nicht genau genug, um dies näher begründen zu können, aber auch aus der sehr detaillierten Originalkarte Ohnesorges (i. M. 1:25.000) läßt sich kein solches Absteigen der Bauelemente gegen Osten entnehmen. Es scheint sich also dieses Verhalten auf den Bereich der Gneisungen zu beschränken.

und kann mit ihm in der Weise in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden, daß der Einschub der Gneise in die Schieferhülle ein Niederdrücken der umgebenden Schiefer zur Folge hatte.

Es wurde schon in dem Vorbericht im Akademischen Anzeiger (21) auf die Ähnlichkeit der Gesamtgestaltung des Gneisrandes im Schönachtal mit jenem im Oberpinzgau hingewiesen, nur sind die Ausmaße sehr verschieden große. Die Gneiszunge des Hanger reicht von der Spitze des Phyllitkeils zwischen ihr und dem Ankenspitzgneis aus gemessen rund 2 km in die Schieferhülle hinein, der Ankenspitzgneislappen wenig über 1 km. Dagegen sind nach der Kartenzeichnung von L. Kölbl (2 a) die Sulzbachungen je 8 bis 10 km, die Habachzunge etwa 12 km lang (siehe Fig. 9). Der Schieferzwickel zwischen letzterer und der südlichen Sulzbachung erstreckt sich über die Sulzbachtäler bis zur Söllentalalm im Krimmlertal, wie Löwl (.) zuerst festgestellt hat (1), jener zwischen den beiden Sulzbachungen bis an die Westflanke des Obersulzbachtals. Außerdem sind hier auch die starken Quetschzonen bei den Krimmler Wasserfällen in Betracht zu ziehen als Spuren von Bewegungsflächen.

Es liegt daher der Gedanke nahe, die von beiden Seiten in die Gneismasse eindringenden Schieferkeile und Bewegungsspuren miteinander in Verbindung zu bringen. Aber es fehlen dazu noch beträchtliche Verbindungsstrecken, deren tatsächlicher Bestand erst durch eingehende Untersuchungen in den Bergkämmen beiderseits des unteren Krimmlertales zu erweisen ist.

Zugunsten einer derartigen Loslösung von Randteilen der Zentralgneismasse spräche die von Fr. Becke (6) angegebene Abgliederung des Nordteiles der Tuxer Gneise (Porphyrranitgneis) von dem übrigen Massiv durch eine durchgehende Zone von Apliten und darin eingeschlossenen Glimmerschiefern.

Allerdings stehen nach den Beobachtungen Kölbls die Pinzgauer Gneisungen im Intrusionsverband mit den Schiefern, im Gegensatz zu den Gneiskeilen im Schönachtale. Es sprechen aber die Verhältnisse dafür, daß bei letzteren die tektonische Ablösung am Intrusionsrand oder nahe demselben eingetreten ist und andererseits konnte ich am Nordende der Habachzunge (3) beobachten, daß auch im Pinzgau tektonische Bewegungen am Intrusionsrand vorgekommen sind. Für die Habachzunge hat übrigens bereits Löwl (1), allerdings mit anderer tektonischer Auffassung, die „klastische Beschaffenheit“ des Granitgneisrandes festgestellt. Auch in der Aplitzone am Westende des Schieferzwickels auf der Söllentalalm im Krimmlertal treten nach Löwl blättrige, serizitische Aplite als „wahre Quetschzonen“ auf.

Unter obigen Voraussetzungen kann also die nach den angegebenen Anhaltspunkten umgrenzte Gerlos-Pinzgauer Zentralgneismasse ebenso wie der Tuxer Porphyrranitgneis als ein Teil des Tauerngranitmagmas bei der Intrusion ein mehr oder weniger selbständiges randliches Lager gebildet haben, welches bei der Gebirgsbildung losgetrennt und gegen die Hüllschiefer verschoben wurde, wobei die Bewegungsflächen teils dem Intrusionsrand folgten, teils in die Schieferhülle eingriffen und so den magmatischen Durchdringungshof im Zusammenhang mit dem Intrusionskörper beließen.

Eine andere Analogie zwischen den Gneisungen in der Gerlos und im Oberpinzgau bietet die orographische Lage der Zungenenden. Die Habachzunge endet nahe dem Kämme zwischen Habach- und Hollersbachtal (Gehr-

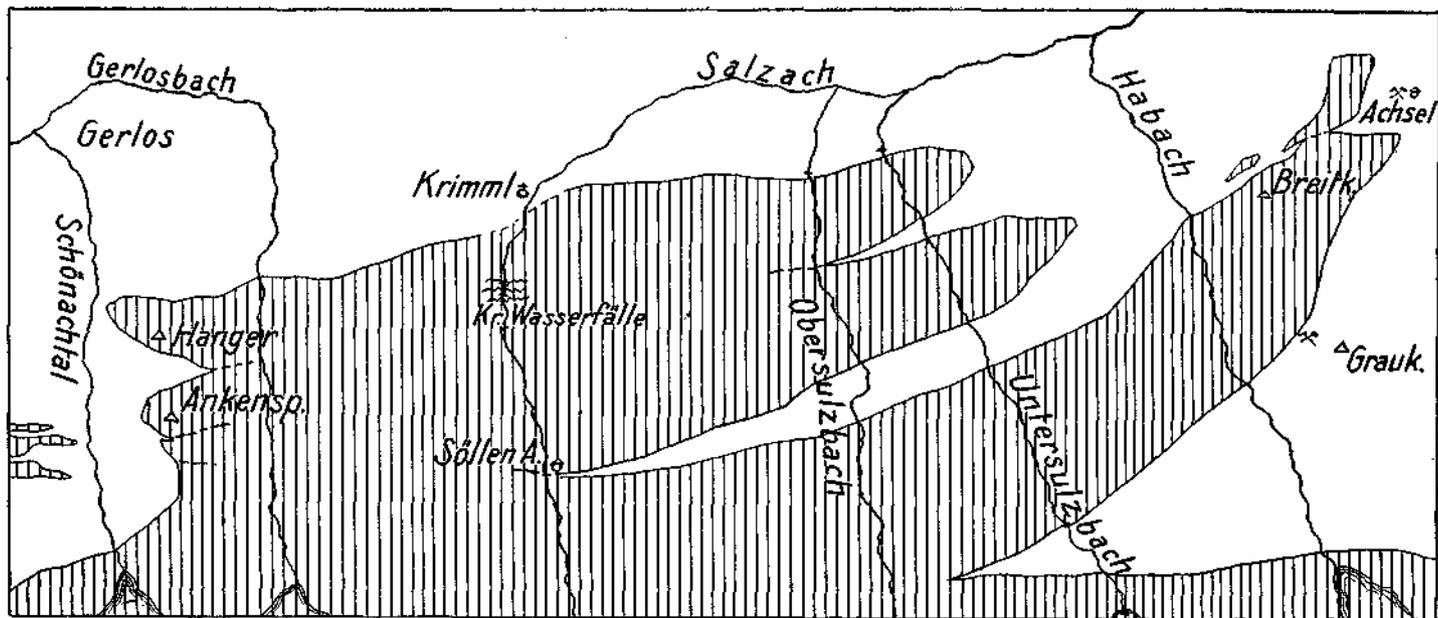


Fig. 9.

alm 1717 *m*, Gruberalm 1461 *m*), während sie im Habachtal bis unter die Talsohle sich senkt. Die nördliche Sulzbachzunge endet auf der Wildalm (zwischen 1600 und 1700 *m*), die südliche (nach Kölbl) auf dem Kamm zwischen Habach- und Untersulzbachtal (Hochschuß, 2580 *m*), gegen Westen reichen sie bereits im Untersulzbachtal bis unter die Talsohle. Die Endigungen der platten- oder linsenförmigen Zungen setzen also jedenfalls sehr steil zur Tiefe, da sie sonst in den steil eingeschnittenen, östlich von ihnen gelegenen Tälern weiter hinab zutage anstehen müßten und anderseits würde sonst in den westlich angrenzenden Tälern der Schiefer in der Talsohle aufbrechen. Einen Anhaltspunkt für die Bestimmung der Neigungsrichtung, wie sie der Hochstegenkalk im Schönachtal bietet, fehlt im Pinzgau, doch läßt sich aus Analogie schließen, daß die Gneisenden in letzterem Gebiet nach Westen absinken, so daß also beiderseits die Enden der Gneiszungen nach außen steil ansteigen.

Bei der tektonischen Deutung solcher randlich gelagerter abgesonderter Granitgneiskörper wäre außer obenstehender Erklärung die Zurückführung auf Überfaltung in Form von Tauchdecken, wie sie Sander im Kriekar im Tuxertal beobachtet hat (22) oder als große Überfaltungsdecken, wie sie L. Kober (23) in den östlichen Hohen Tauern annimmt, in Überlegung zu ziehen. Näher der obigen Auffassung als einer un stetigen Deformation läge eine Deutung als Schubshollen, die vom Hauptgneiskörper abgetrennt und verfrachtet wurden, etwa in der Weise, wie A. Winkler (24) im Sonnblickmassiv die Neubau- und Knappenhausgneise als abgeschürfte, nach N verfrachtete und in die Hüllschiefer eingewickelte Randteile auffaßt, schließlich auch als Reste großer Schuh- und Gleitdecken.

Mulden- oder Sattelumbiegungen als Belege einer Faltenbildung habe ich in den Zentralgneisen des Gerlostals nicht gesehen; die den Ankenspitzengneis umgebenden Phyllite sind eine steilgestellte isoklinale Schichtfolge mit Diskordanz gegen den Gneis. Die Hindernisse, welche einer Zusammenfassung der den Hangergneis anschließenden Kalke zu einer Muldenform entgegenstehen, wurden bereits oben angegeben, die Lagerung des Kalkes an der Nordseite gibt nur eine unsichere Andeutung zur Konstruktion einer Synklinalen. Ebenso fehlt im Popberggebiet jeder Anhalt, die Biotitgneise als Einfaltungen im Phyllit zu erklären. Das gleiche gilt für die Oberpinzgauer Gneiszungen. Der von L. Kölbl beschriebene Eruptivkontakt mit Diskordanz der Schiefer gegen den Gneis im Hahachtale ober der Maieralm schließt eine Faltenkonstruktion aus, ebensowenig weisen die Lagerungsverhältnisse am Nordende der Habachzunge und an den Sulzbachzungen auf Entstehung durch Faltenbildung hin.

Gegen eine Herleitung aus weiter Ferne — als Falten- oder Schubdecken — spricht die Gleichheit der Gneise im abgetrennten Teil und im Stammteil. Der Porphyrgneis der Ankenspitze ist in ganz gleicher Ausbildung noch im Mitterkar, also südlich der vermutlichen Trennungsfuge anstehend und geht erst südlich, bzw. östlich des Sichelkopfs allmählich in den nicht porphyrischen Granitgneis über. Die Mylonitisierung des Gneises nimmt vom Hanger südwärts allmählich ab bis zum Verschwinden im oberen Wildgerlostal.

Dagegen bestehen zwischen den Gneisen an der rechten Seite des Schönachtals und dem Porphyrgneis im Wimmertal und Schwarzachtal Unter-

schiede in der Größe und Ausbildung der Einsprenglinge, in dem Vorkommen von Injektionsschiefern mit Feldspatporphyroblasten, die an der äußern rechten Schönachtalseite fehlen, und auch in der Durchbewegung: die mehr gleichmäßige, durchgehende Mylonitisierung der Hanger- und Ankerspitzen Gneise gegenüber den gesonderten Quetschzonen in sonst unversehrtem Porphyrogramitgneis im Wimmertal. Vor allem unterscheidet sie die Verschiedenheit des Verbandes mit den Hüllschiefern. Beide Gneismassen können deshalb nicht als durch Erosion einer verbindenden Aufwölbung oder einer Höherückung an Störungsflächen getrennte Teile derselben Gneismasse betrachtet werden.

Der Primärverband der Gneise mit den Hüllschiefern auf der Wildalm u. a. O. und die Ablösungen am Intrusionsrand an anderen Stellen wären insofern vereinbar mit einem Transport als Schubmasse, als die derart mit dem Gneis verbundenen Schieferhüllenteile mittransportiert sein können. Wie andernorts ausgeführt wurde (3), hat wahrscheinlich die ganze Nordgrenze des Gneises vom Schönachtal bis zum Habachtal als Bewegungsfläche gedient.¹⁾ Gegen Süden wäre eine tektonische Abgrenzung durch die Kalkrandlinie Hauerspitze—Steinkarscharte und ihre angenommene Fortsetzung gegeben. Es müßte aber nicht nur letztere erst bestätigt, sondern auch in den Sulzbachtälern eine Fortsetzung dafür gefunden werden; der Südrand der Habachzunge kommt dafür keinesfalls in Betracht. Im Schönachtale spricht aber auch bei Bestand der Fortsetzung der Schubfläche über die Steinkarscharten die völlige Übereinstimmung der ankeritführenden Phyllite beiderseits dieser angenommenen Schubbahn gegen eine Herleitung des nördlichen Teiles aus weiter Ferne.

Nach allem dem erscheint die Annahme einer Nahverschiebung eines randlichen Teiles der Intrusivmasse als die wahrscheinlichere.

Wenn man versucht, die von H. Dünner (18) und P. Bleser (19) im Anschluß an das Staubsche Deckenschema am Tauernwestende verwendete Gliederung auf das Gerlosgebiet zu übertragen, kämen die Gneiskeile und die zwischen ihnen liegenden Phyllite und Quarzite zur „Venedigerdecke“, wobei die Paraschiefer schwächer metamorphe Äquivalente der „älteren und jüngeren Casannaschiefer“ ohiger Autoren darstellen würden.²⁾ Eine Teilung

¹⁾ Im Jahrbuch 1935 (3) nahm ich auf Grund der ersten Begehungen an, daß die Kalkrandstörung Mairhofen—Kolm—Hauerspitze sich nach Krimml und darüber hinaus unmittelbar fortsetze.

Bei weiterer Untersuchung ergab sich, daß die schon von Diener und Löwl beschriebene Störung zwischen Hochstegenkalk und Gneis von Krimml sich entlang dem nördlichen der beiden Hochstegenkalkzüge fortsetzt und erst westlich des Kolm auf den südlichen Kalkzug, bzw. die südliche Kalkrandstörungsfläche trifft. Gegen Osten tritt sie vermutlich nach Überschreiten der Sulzbachtäler in den Phyllit aus. Auf der Wildalm sind zwar auch noch die Injektionsgesteine strichweise para- bis postkristallin deformiert (Streckung und Verschieferung), im wesentlichen ist aber der Primärkontakt noch erhalten, Schiefer und Gneis bei der Hauptbewegungsphase nicht voneinander ganz getrennt worden, wie dies am Ende der Habachzunge und am Hanger und Ankerspitze der Fall ist.

²⁾ Die Anwendung des Namens Casannaschiefer kann nur zum Vergleich mit den Westalpen dienen, im übrigen wäre seine Einführung in die Ostalpengeologie alles eher denn eine Verbesserung oder Präzisierung der in den Ostalpen bestehenden stratigraphischen Nomenklatur.

des darüberfolgenden Hochstegenkalkes in zwei Lagen verschiedener Fazies, bzw. tektonische Schuppen durch Quarzite usw., fehlt hier ebenso wie in Hochstegen. Der zweite Hochstegenkalkzug in der Gerlos entspricht seiner Gesteinsart nach nicht der Trias der „Glocknerdecke“, die als vorwiegend dolomitisch geschildert wird. Die Zone der Porphyrmaterialschiefer entspricht petrographisch einem Teile dessen, was Bleser und Dünner als „vortriadische Gesteine“ oder „Kristallin“ der Glocknerdecke beschreiben, nämlich ihren Arkosegneisen und verwandten Typen. Demnach würden, wenigstens ihrer Lage nach, erst die verschiedenen Kalkschollen an den Gerloskämmen nördlich der Zone der Porphyrmaterialschiefer der „Trias der Glocknerdecke“ entsprechen. Da diese Gebiete außerhalb meines Arbeitsfeldes liegen, für eine Rekonstruktion des regionalen Aufbaues aber die Einbeziehung des ganzen Bereiches bis zum Quarzphyllit notwendig ist, entfällt hier ein weiteres Eingehen darauf.

Die im obigen beschriebenen Bewegungsflächen am Hochstegenkalk, an den Gneiskeilen und ihre vermuteten Fortsetzungen im Zentralgneis würden also nach der Schule R. Staubs Dislokationen innerhalb der „Venedigerdecke“ sein, was ja mit dem oben vertretenen örtlich begrenzten Ausmaße der Verschiebungen bis zu gewissem Grade in Einklang stünde. Ob die wahrscheinlich vorhandene Schubfläche am Nordrand des zweiten Hochstegenkalkzuges aber einen weiterreichenden regionalen Charakter im Sinne des Staubschen Deckenschemas besitzt, wird allerdings erst zu erweisen sein, doch ist die Frage auch unabhängig von der Gültigkeit des genannten oder eines anderen Deckenschemas von Wichtigkeit für die Auflösung der Tektonik am Tauernnordrand.

Literaturhinweise.

1. F. Löwl, Jahrb. d. G. R. A. 1894, S. 515 u. f.
2. L. Kölbl, Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 141 Bd., S. 40.
3. L. Kölbl, Geol. Rundschau 1935, Heft 1 u. 2.
4. W. Hammer, Jahrb. d. G. B. A. 1935, 85. Bd., S. 1.
5. K. Peters, Jahrb. d. G. R. A. 1854, S. 787.
6. G. Stache, Verh. d. G. R. A. 1870, S. 216.
7. Fr. Becke, Akad. Anzeiger, Wien 1897 u. 1898.
8. Fr. Becke u. Löwl, Führer zu den Excursionen des IX. internationalen Geologencongresses Wien 1903, Erk. VIII u. IX.
9. C. Diener, Jahrb. d. G. R. A. 1900, S. 386.
10. R. Staub, Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 52. Lieferung, 1924.
11. R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, Verlag Bornträger, Leipzig 1935.
12. Fr. Becke, Anzeiger d. Ak. d. Wiss. in Wien 1898.
13. Br. Sander, Denkschriften d. Ak. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 82. Bd., S. 257.
14. Br. Sander, Jahrb. d. G. R. A. 1912, S. 219.
15. Br. Sander, Jahrb. d. G. R. A. 1920, S. 273.
16. Th. Ohnesorge, Anzeiger d. Ak. d. Wiss. in Wien, 1929, Nr. 17.
17. Fr. Angel u. Fr. Heritsch, Zentralblatt für Mineralogie etc. 1931, Abt. B, Nr. 10, S. 516.
18. A. Bianchi, Studi petrografici sul Alto Adige orientale ecc., Memorie Ist. geol. Univ. di Padova, Vol. X/4/5, Padova 1934.
19. G. B. Dal Piaz, Studi geologici sul Alto Adige orientale ecc., Ebenda.
20. L. Schurk, Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 33. Bd., Heft 1/2.
21. A. Köhler, Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 36. Bd., 1923.

17. Br. Sander, Schlerschriften, Veröffentlichungen zur Landeskunde von Südtirol, Innsbruck, Verlag Wagner, Nr. 16, 1929, S. 41, und Denkschriften d. Ak. d. Wiss. in Wien, 82. Bd.

18. H. Dünner, Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Dissert. 1934, Buchdruckerei Winterthur A. G.

19. P. Bleser, Bulletin de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Archives nouv. ser. 1934, 13. Bd.

20. Fr. Heritsch, Verhandl. d. G. B. A. 1919, S. 155.

21. W. Hammer, Anzeiger der Ak. d. Wiss. in Wien 1935, Nr. 23.

22. Br. Sander, Führer zu den geologischen Excursionen in Graubünden und den Hohen Tauern, herausgegeben von der Geolog. Vereinigung 1912, S. 40.

23. L. Kober, Denkschriften d. Ak. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 98. Bd., 1922.

24. A. Winkler, Jahrb. d. G. B. A., 76. Bd., 1926, S. 245 u. f.

Geologie der Frauenalpe bei Murau.

Von **Andreas Thurner**, Graz.

(Mit 8 Abbildungen und 1 Karte i. M. 1 : 25.000.)

Vorwort.

Die geologische Aufnahme der Frauenalpe ist ein Teil der geologischen Kartierung des Spezialkartenblattes Murau, die ich im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt Wien durchführe.

Um die Gliederung der mächtigen Diabase in einem kleineren Maßstab durchzuführen, entschloß ich mich, die Frauenalpe als Detailkarte im Maßstab 1 : 25.000 zu veröffentlichen. Dies ist freilich nur dadurch möglich geworden, daß Fürst Schwarzenberg durch die Gutsverwaltung Murau einen Druckkostenbeitrag gewährte.

Ich danke an dieser Stelle Fürst Schwarzenberg für die edle Spende. Ich danke jedoch auch Herrn Forstdirektor Ehrlich für seine Fürsprache und für die zahlreichen Begünstigungen, die ich in den Schwarzenberg'schen Revieren erhielt.

Mit Dank gedenke ich auch des Herrn Forstinspektors Dr. Ing. Wally, der mich auf manchen Begehungen begleitete und mir vielerlei Anregungen für die praktische Geologie gab.

Ferner danke ich auch Herrn Professor Angel für die Überprüfung der Gesteine.

I. Umgrenzung und Überblick über die Bauelemente.

Obwohl die Frauenalpe keine tektonische Einheit darstellt, sondern mit den Nachbargebieten geologisch durch die gleichen Schichtstöße verbunden ist, begrenzen doch auffallende Tiefenfurchen diesen Gebirgsstock.

So wird der Nordabfall zwischen Laßnitzbach und St. Lorenzen durch die Mur abgeschlossen. Im Westen bildet der Lorenzengraben die Grenze. Der Ackergraben und der Graben SO vom Trogsattel (zwischen Frauenalpe und Ackerhöhe) bilden im S auffallende Furchen. Der SO- und O-Abfall wird durch das Graninger- und Laßnitztal begrenzt.

An dem Aufbau der Frauenalpe beteiligen sich fünf verschiedene Schichtstöße.

1. Kristalline Gesteine bilden vom NW- bis zum SW-Abfall die Unterlage.

2. Grobkörnige Arkosen bis Quarzite — Teile des Paalerkonglomerates — bauen den Westabfall des Birkeleitkogels auf.

3. Gesteine der Murauer Phyllit-Kalkserie (Kalke, Phyllite und Kieselschiefer) setzen die untersten Nordabfälle zwischen Laßnitzbach und Brauerhube zusammen.

4. Gesteine der fraglichen Trias sind spärlich vorhanden: Dolomite bei Kaindorf; Rauchwacken an der Laßnitzstraße.

In Verbindung mit den Phylliten und Rauchwacken treten Quarzkeratophyre auf.

5. Den größten Raum der Frauenalpe nehmen Gesteine der Meta-diabasserie ein, deren unterer Teil aus phyllitischen Tonschiefern und Arkoseschiefern besteht und deren oberer Schichtstoß aus Metadiabasen und Tonschiefern zusammengesetzt ist.

II. Die Gesteine der Frauenalpe.

1. Die kristallinen Schiefer.

a) Diaphthoritische Biotit-Muskowitglimmerschiefer

bauen hauptsächlich die untersten NW- und W-Abfälle auf.

Sie bestehen aus Muskowit, Biotit, Chlorit und Quarz; untergeordnet treten Turmalin, Pyrit und graphitischer Staub auf. Granaten sind nicht in allen Typen enthalten.

Alle Abarten sind mehr oder minder diaphthoritisch; die Biotite und Granaten gehen in Chlorit über.

Im einzelnen treten kleine Abweichungen auf. Bei den diaphthoritischen Biotit-Muskowitglimmerschiefern ist noch deutlich Biotit vorhanden, der jedoch meist mehr oder minder chloritisiert ist. Die muskowitischen Partien treten im Verhältnis zum Biotit-Chlorit etwas zurück und sind meist mit graphitischem Staub bedeckt. Quarz tritt in unregelmäßigen größeren oder kleineren Körnerpartien auf.

Die postkristalline Durchbewegung ist in den zerrissenen, verbogenen und oft klein verschuppten Glimmermineralien zu erkennen.

Je nach dem Quarzgehalt könnte man quarzarme und quarzreiche Glimmerschiefer unterscheiden.

Vereinzelt treten Biotit-Muskowit-Granatglimmerschiefer auf. Die Biotite sowohl als auch die Granaten zeigen starke Chloritisierung. Die Granaten sind meist stark zertrümmert.

Beim Gehöft „Gratzer“ entwickeln sich die Biotit-Muskowitglimmerschiefer zu ausgesprochenen Diaphthoriten. Von den Biotiten sind nur mehr kleine Reste vorhanden, alles übrige ist in Chlorit übergegangen. Auch die Granaten, wenn solche vorhanden sind, zeigen ganze oder fast ganze Chloritisierung.

Schon im Handstück fallen diese stark diaphthoritischen Typen durch die grünliche Färbung auf und weisen phyllitisch aussehende Schichtflächen auf.

b) Die Biotitschiefergneise.

Sie bauen große Teile des W- und SW-Abfalles des Birkleitkogels auf und sind auch westlich der Ackerlhöhe häufig.

Der Mineralbestand ist gekennzeichnet durch Quarz, Feldspat (Albit), Biotit, Chlorit und Muskowit; untergeordnet sind Pyrit und Granat zu bemerken.

Durch Änderungen der Mengenverhältnisse und der Intensität der Durchbewegung entstanden mehrere Abarten, die jedoch alle deutliche Spuren von Diaphthorese und postkristalliner Durchbewegung zeigen.

An Abarten sind zu erwähnen:

Die Augen-Biotitschiefergneise.

Auf der Frauenalpe treten sie nur in kleinen Lagen auf, am Westabfall der Ackerhöhe bilden sie größere Mächtigkeiten.

Im Handstück sind die 2—6 mm großen Feldspatlinsen („Augen“) von schmalen Glimmerzügen umgeben.

U. d. M. Große Feldspatpartien, stark getrübt und serizitisiert, sind mit Quarzkörnern vergesellschaftet. Zerrissene kurze Biotitzüge spießen in Feldspat-Quarzlinsen, bzw. Lagen ein oder bilden an deren Ende eine verknitterte, in s ausgehende Haube. Kleine Muskowitblättchen begleiten meist die Biotite, die stellenweise chloritisiert sind. Kleine Granaten, meist stark zertrümmert, begünstigen die Nähe der Biotite. Erz und graphitischer Staub treten sehr zurück.

Die normalen Biotitschiefergneise.

Der Feldspatgehalt tritt zurück, Quarz und Glimmerminerale wiegen vor. Die Biotite sind stärker chloritisiert als bei den vorherigen Typen; auch Muskowit ist häufiger vorhanden als bei den Augen-Schiefergneisen. Graphitischer Staub begünstigt besonders die zusammengeballten Glimmerminerale. Granaten wie vorher.

Diese Typen leiten in quarzreiche und glimmerreiche über.

Die mylonitischen Biotitschiefergneise.

Sie sind im Handstück schwarzgrau und feinkörnig. Mit freiem Auge kann man keine Mineralien erkennen.

U. d. M. Dicht verschweißte Biotit-Chlorit-Muskowitzüge umschließen schützend zerbrochene Körner und Lagen von Quarz-Feldspat. Randlich sind die Glimmerzüge oft von Chlorit begleitet, sie zeigen die Schleifbahnen im s an.

Diese Biotitschiefergneise sind mit den von Heritsch¹⁾ beschriebenen Einachsgneisen und mit den Schiefergneisen von Bundschuh-Innerkrams²⁾ zu vergleichen.

e) Die Phyllonite am Birkleitkogel NW-Abfall.

Im Handstück sind dies phyllitisch aussehende schwarze bis schwarzgraue Gesteine mit Glimmerflecken auf den Schichtflächen. U. d. M. sind Serizit, Chlorit, Muskowit, Quarz und graphitischer Staub zu erkennen.

Die Muskowit- und Serizitzüge sind mit graphitischem Staub dicht belegt. Durchgehende, in s verlaufende Züge sind selten. Knäuel, in denen die Staubstreifen quer zum s stehen, kleine Falten, oft nur unvollständig entwickelt und Staunngen an Quarzkörperpartien zeigen intensive Durchbewegung an.

Die Quarze bilden linsige Körnerpartien und oft ein feinkörniges Haufwerk.

Die Chlorite sind fast frei von graphitischem Staub und zeigen vereinzelt braune Streifen, die an Biotit erinnern.

Es handelt sich um einen kohlenstoffführenden Glimmerschiefer, der intensiv durchbewegt und diaphthoritisch ist.

2. Die grobkörnigen Arkosen bis Quarzite

bilden am Westabfall des Birkleitkogels eine gegen W fallende Platte. Wie die Aufnahmen am Kreischberg ergeben haben, sind sie innig mit dem Paaler Konglomerat verbunden und sind als Basisschichten dieses Schichtstoßes aufzufassen.

Im Handstück fallen diese Gesteine sofort durch ihre weiße Farbe auf, seltener sehen sie grau aus. Mit freiem Auge sind sie als grobkörnige Quarzite anzusprechen.

¹⁾ Heritsch: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark 1924.

²⁾ Thurner: Geologie von Innerkrams 1927.

U. d. M. zeigen die weißen Typen ein serizitisches Grundgewebe, in dem zahlreiche deutlich gerundete größere und kleinere Quarzgeröllchen liegen; seltener sind gut erhaltene Feldspate zu sehen.

Bei stärkerer Vergrößerung sieht man deutlich, daß das serizitische Grundgewebe — das Zement zwischen den Quarzgeröllchen — nichts anderes ist als serizitisierter Feldspat.

Die Quarze zeigen auffallend starke undulöse Auslöschung, sind jedoch nur wenig zerbrochen.

Bei den grauen Typen ist das serizitische Grundgewebe bedeutend stärker vertreten. Die meist kleinen Quarzgeröllchen liegen wie Einsprenglinge in dem serizitischen Zement, das ebenfalls zum größten Teil aus Feldspaten hervorging. Manchmal fallen kleine Muskowitblättchen besonders auf.

Weil sie im W mit Paaler Konglomerat verbunden sind, dies jedoch als Oberkarbon angesehen wird, sind die Arkosen ebenfalls in dieses Zeitalter zu stellen.

3. Die Gesteine der Murauer Phyllit-Kalkserie.

a) Die Murauer Kalke,

vom Laßnitzbach bis zum Eisenbahntunnel, sind meist blaugraue, deutlich körnig und gut geschichtet. Stellenweise treten Bänderkalke und Glimmerkalke stärker hervor.

Die Schichtflächen zeigen oft serizitische Häute, die sich manchmal zu phyllitischen Lagen anhäufen.

An einzelnen Stellen sind die Spuren stärkerer Beanspruchung, Zertrümmerung, Harnische, Linsenbildung, zu beobachten.

Vereinzelt sind Quarzknuern linsig eingeschlossen. Eine Vererzung durch Pyrit ist ziemlich häufig.

b) Die Phyllite

des Murauer Phyllit-Kalk-Schichtstoßes sind als Kalkphyllite, Kohlenstoffphyllite, Serizitquarzphyllite und Chloritquarzphyllite entwickelt.

Die Kalkphyllite, grau, phyllitisch silberglänzend, zeigen dünne Kalklagen oder Linsen zwischen serizitischen Lagen, die mit graphitischem Staub belegt sind.

Die Kohlenstoffphyllite bestehen hauptsächlich aus serizitischen Lagen, die dicht mit Kohlenstaub belegt sind. Kleine Quarzkörner oder Quarzlagen und -linsen sind meist enthalten.

Gegen O (Puglhube—Laßnitzbach) nimmt der Kohlenstoffgehalt sichtlich ab, es entwickeln sich Serizitquarzphyllite, die aber auf der Karte nicht besonders ausgeschieden wurden.

Vereinzelt (z. B. Maulfleisch—östlicher Rücken) treten schwach kohlenstoffführende Chloritquarz- bis Chloritquarzkalkphyllite auf.

Östlich Maulfleisch sind mit den Phylliten Serizitquarzite verbunden.

c) Die Kieselschiefer

bilden das höchste Schichtglied der Phyllit-Kalkserie. Sie sind stark verfaltet und zerbrochen.

In der westlichen Fortsetzung dieses Zuges Maulfleisch—Maulfleischhube liegt das Vorkommen von Olach, wo Graptolithen gefunden wurden, wodurch das silurische Alter sichergestellt ist.¹⁾

¹⁾ Heritsch-Thurner: Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. V. 1932.

Wie ich schon an anderer Stelle gezeigt habe, ist der Schichtstoß Murauer Kalke, Phyllite und Kieselschiefer ein sedimentär zusammengehöriger Zyklus, den ich zur Gänze ins Silur stelle.

4. Gesteine der fraglichen Trias.

Bei Kaindorf treten weiße bis bläuliche Dolomite auf, die mit Tonschiefern verbunden sind. Sie wurden in meiner Arbeit „Die Stellung der fraglichen Trias nm Murau“ genau beschrieben.

Auch die schmalen Rauchwackenzüge am untersten Nordostabfall wurden dort besprochen.

In Verbindung mit den Rauchwacken und Phylliten treten schmale Züge von Quarzkeratophyr auf, die ebenfalls schon mehrmals beschrieben wurden.

5. Die Metadiabasserie

zerfällt in einen Arkoseschiefer- und in einen Metadiabasschichtstoß.

Der Arkoseschieferschichtstoß besteht aus Tonschiefern (meist schwach phyllitisch) und feinschichtigen Arkoseschiefern.

Der Metadiabasschichtstoß enthält verschiedene Metadiabasarten und wieder Tonschiefer.

Ich bespreche die wichtigsten Typen.

a) Die Tonschiefer

im Arkoseschieferschichtstoß.

Die grauen, schwach phyllitischen Tonschiefer sind etwas quarzitisch und zeigen deutliche Schichtung.

U. d. M. sind die tonigen Lagen, die kleine Quarzkörnchen enthalten, durch dünne, serizitische, mit Kohlenstaub belegte Schichtstreifen getrennt.

Die Übergangstypen zu den Arkoseschiefern zeigen Zunahme der Quarzkörner und Abnahme der tonigen Lagen.

Die über den Glimmerschiefern liegenden Typen sind stärker phyllitisch, die Schichtflächen sind verbogen und verwalzt und zeigen durch eingefaltete und linsenartig eingeschichtete Quarz- oder Arkoseschieferpartien deutlich die Spuren von Durchbewegung. Sie werden als mylonitische Tonschiefer bezeichnet.

b) Die feinschichtigen Arkoseschiefer.

Diese Gesteine sind im allgemeinen durch die graue bis grünliche Farbe, durch die feine Körnung und durch die deutliche Feinschichtung gekennzeichnet.

Alle Typen zeigen folgenden Mineralbestand: Serizit, Chlorit, Quarz, Feldspat und Erz.

Das mikroskopische Bild wird durch ein feinschuppiges serizitisches Gewebe, das auch Chloritschüppchen enthält, beherrscht. Die Schüppchenglimmer sind in deutlichen ebenflächigen oder flachwelligen Zügen angeordnet, zwischen denen Einzelkörner von Quarz und Feldspat in rundlicher oder kurz linsenförmiger Form liegen.

Vereinzelt erscheinen kleine Muskowitblättchen und Erzkörnchen.

Die Quarzkörner sind selten zerbrochen und zeigen auch geringe u. A. Sie sind deutlich in der Schichtung eingestellt und sind als winzige Geröllchen aufzufassen.

Die Feldspatkörner, oft mit Zwillingsstreifung, enthalten fast alle Einschlüsse von Serizit und stellen ebenfalls kleine Geröllchen dar.

Im Handstück lassen sich auf Grund der Farbe, Schichtflächenausbildung und Körnergröße eine Reihe von Abarten unterscheiden, die durch Übergänge verbunden sind und auch zu den Tonschiefern überleiten.

So wurden lichtgraugrüne, graukörnige, grau feinkörnige, dunkelgraue, dunkelgrau-tonige und gelblichgrüne sandige Arkoseschiefer unterschieden.

Diese Unterscheidung ist jedoch unter dem Mikroskop nicht durchzuführen. Die Unterschiede der einzelnen Typen werden nur durch geringfügigen Wechsel der Mengenverhältnisse von serizitischem Grundgewebe und Quarz-Feldspatkörnern hervorgerufen.

Nur die Bänderarkoseschiefer sind auch u. d. M. deutlich verschieden. Im Handstück sind 3—5 mm dicke Lagen von Arkoseschiefermaterial durch dünne, schwach phyllitisch aussehende Lagen getrennt.

U. d. M. erscheinen die dunklen Lagen als schmutziggrobraune serizitische Streifen, in denen vereinzelt Quarz- und Feldspatkörper liegen.

Die Arkoseschiefer sind ein sandig schlammiges Sediment, in dem kleine Geröllchen von Quarz und Feldspat liegen.

Tonschiefer und Arkoseschiefer gehören einem einheitlichen Zyklus an. Übergänge zu den Metadiabasen fehlen, doch besteht die Möglichkeit, daß die Quarz-Feldspatkörner als vulkanischer Staub in die sandig-schlammigen Massen eingedrungen sind.

Die Arkoseschiefer haben Ähnlichkeit mit den von Hammer beschriebenen feinschichtigen Arkoseschiefern in der Grauwackenzone des Paläntales.¹⁾

Über die Altersstellung jedoch lassen sich keine sicheren Angaben machen. Auf Grund der heutigen Stellung sind sie jünger als der Phyllit-Kalkschichtstoß. Da sie tektonisch die gleiche Lage einnehmen wie das Paalerkonglomerat, könnte man sie für Karbon halten. Sie würden dann als feinsandiges Sediment dem Grohsediment des Paaler Konglomerates gegenüberstehen. Das verbindende Glied stellen die grobkörnigen Arkosen und die Tonschiefer dar, die ebenfalls im Konglomerat des Kreischherges auftreten.

c) Die Metadiabase.

Diese grünen Gesteine bilden auf der Frauenalpe und auch in den benachbarten Gebieten (Stolzalpe, Karchauereck) den höchstgelegenen Schichtstoß.

Die Metadiabase sind in recht verschiedener Ausbildungsforn vorhanden, die teilweise auch auf der Karte zur Ausscheidung kamen.

Für die Aufnahme war ein Unterscheiden der Handstücke notwendig. Auf Grund eines sehr reichen Materials wurden folgende Typen unterschieden:

- | | |
|--|---|
| 1. gabbroide Metadiabase, | 7. dichte kalkige Metadiabase, |
| 2. körnige Metadiabase, | 8. dichte tonige Metadiabase, |
| 3. feldspatreiche körnige Metadiabase, | 9. phyllitische Metadiabase, |
| 4. feinkörnige Metadiabase, | 10. Fleckenmetadiabase, |
| 5. körnig, kalkige Metadiabase, | 11. Metadiabase mit rostigen Kalklagen, |
| 6. dichte Metadiabase, | 12. Bändermetadiabase. |

¹⁾ Hammer: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone vor Radmer bei Hieflau. Jb. 1931.

Die Typen 1—5 sind Abkömmlinge echter Ergußgesteine, während die Typen 6—12 von Tuffen abzuleiten sind, die zu den Tonschiefern (schlammige Absätze) überleiten.

In der folgenden Einzelbeschreibung will ich auf die von Angel¹⁾ aufgestellte Systematik Bezug nehmen.

1. Die gabbroiden Metadiabase.

Am Frauenalpengipfel bilden diese Gesteine eine etwa 50 Schritte lange Platte. Ein kleines Vorkommen liegt am Fahrweg zur Eckardalpe in 1090 m Höhe.

Im Handstück sind die leicht grünlichen Gesteine deutlich körnig. Lichte und etwas dunklere grüne Körner sind mit freiem Auge zu sehen.

U. d. M. In serizitisch-chloritischen Strähnen stecken gut erhaltene Augite; meist sind Schnitte nach dem seitlichen oder vorderen Pinakoid erhalten; doch fehlen auch Basisschnitte nicht. Die *c*-Achsen der Pyroxene sind nicht immer nach der Schichtung eingestellt. Zertrümmerte kleine Augite schwimmen in der serizitischen Grundmasse. Die serizitisch-chloritischen Strähne sind teilweise mit feinem Stanb belegt.

Nach Angel ist dieses Gestein als gabbroider Kern-Diabas (7 A I) aufzufassen.

2. Die körnigen Metadiabase.

Die wichtigsten Züge sind auf der Karte ausgeschieden. Im Handstück lassen sich drei Untergruppen aufstellen:

a) Körnige Metadiabase mit dunkelgrünen und weißen bis lichtgrünlichen Körnerpartien. (Feldspatreiche körnige Metadiabase.)

b) Körnige Metadiabase mit dunkelgrünen Körnerpartien, massig oder schwach geschichtet; mit den vorhergehenden meist untrennbar verbunden. Die körnigen Metadiabase sind weiter verbreitet als die feldspatreichen.

c) Feinkörnige Metadiabase mit dunkelgrünen kleinen Körnerpartien. Meist deutlich geschichtet. Sie leiten von den körnigen zu den dichten (tuffigen) Metadiabasen über und enthalten vielfach die von Ippen²⁾ aufgestellten Norzite.

Alle körnigen Metadiabase enthalten Feldspat, Chlorit und Erz; Epidot, Augit und Hornblendereste sind meist vorhanden.

Einige Schlißbeschreibungen.

a) Feldspatreiche körnige Metadiabase.

Mineralbestand: Feldspat (Oligoklas), Chlorit, Serizit, Epidot, Hornblendereste, Illmenit.

Die intersertal gestellten Feldspäte sind reich an Einschlüssen (Chlorit, Serizit, Epidot), kristallographische Umgrenzung oft erhalten, Feldspatbestimmungen selten durchführbar; meist handelt es sich um Oligoklas-Andesin.

Chlorit bildet entweder zwischen den Feldspatleisten breite Flächen oder kleine Schüppchen. Zahlreiche Epidotkörner begleiten meist die Chloritränder. Hornblendereste sind vereinzelt zu beobachten. Augit ist in fast allen Schlißen zu sehen.

Größere Illmenitkörner begleiten die Chlorite.

Diese Typen sind nach Angel am besten mit denen vom Hochlantsch zu vergleichen. (6 A IV.)

¹⁾ Angel: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Alpen. 1932.

²⁾ Ippen: Amphibolgesteine der Niedern Tauern. 1896.

b) Körnige Metadiabase.

Mineralbestand: Chlorit, Feldspat, Epidot, Hornblendereste, Augit, Illmenit, Apatit.

Chlorite in breiten Flächen und Schüppchen; sie zeigen eine undeutliche Schichtung an und wiegen vor. Zwischen den Chloriten schmale Leisten und Platten von Feldspat, meist intersertal und mit Einschlüssen (Chlorit, Serizit, Epidot). Meßbare Feldspatschnitte ergeben Oligoklas.

Vereinzelte sind Hornblendereste am Chlorit gebunden. Epidotkörner begleiten meist die Chloritränder, Augite sind selten. Illmenit in zahlreichen Körnern, oft gut kristallographisch erhalten.

Die Umwandlung dieser Typen ist etwas weiter vorgeschritten als bei den feldspatreichen; doch lassen sich beide Typen im Felde nicht abtrennen. Beide Typen bilden das ursprüngliche Ergußgestein.

Auf Grund der Angelschen Systematik gehören sie zur Gruppe der Diabasprophyllite. (6 A IV.)

c) Feinkörnige Metadiabase.

Im Handstück unterscheiden sie sich von den vorherigen Typen durch bedeutend kleinere Körnung und durch das Auftreten einer deutlichen Schichtung.

Mineralbestand: Chlorit, Serizit, Feldspat, Epidot, Augit (sehr selten), Kalkspat, Erz, Apatit.

Chloritfasern und Schüppchenzüge verlaufen deutlich in der Schichtung. Serizit-schüppchen gesellen sich oft dazu. Zwischen den Chloritstreifen Feldspatkörner mit Einschlüssen; die Körner sind bedeutend kleiner als bei den vorherigen Typen. Epidotkörner sind meist vorhanden, vereinzelte treten auch noch Augite auf. Kalkspatkörner sind oft im Feldspatgefüge enthalten.

Auch dieser Mineralbestand läßt die Diabasnatur noch deutlich erkennen. Da in den Lagen zwischen den Chloritstreifen oft auch feinste Körner von Feldspat und Quarz (?) auftreten, so nehme ich an, daß bereits feine Einstreuungen von Tuffmaterial vorhanden sind.

Sie gehören zur Gruppe 8 B III.

Aus den feinkörnigen Typen, in denen Feldspat zurücktritt und Kalkspat häufiger wird, entwickeln sich die Norzite, die jedoch im Felde als eigene Typen nicht auszuscheiden sind.

3. Die dichten Metadiabase.

Diese dunkel- bis lichtgrünen Gesteine sind deutlich geschiefert und lassen mit freiem Auge keine Mineralien erkennen. Sie entsprechen dem allgemeinen Begriff „Grünschiefer“. Es gibt darunter zahlreiche Abarten, die jedoch mehr im Handstück hervortreten als unter dem Mikroskop.

Am auffallendsten sind darunter die Fleckenmetadiabase, die auf den Schichtflächen dunkelgrüne glänzende Flecken zeigen, die unter dem Mikroskop als Chlorit erscheinen.

Auch die phyllitischen dichten Metadiabase, die hauptsächlich an der Basis auftreten, sind nur nach äußerlichem Aussehen bezeichnet, denn die Schichtflächen sind verbogen und phyllitisch glänzend.

Die anderen Typen, so die tonigen dichten Metadiabase und die seiden-glänzenden Metadiabase sind unter dem Mikroskop nicht abzugrenzen. Sie leiten zu den Tonschiefen über.

Einige dichte Metadiabase zeigen Beziehungen zu den Arkoseschiefen, sie schließen in einer feinen serizitischen chloritischen Grundmasse, die deutlich geschichtet ist, kleine Geröllchen von Quarz und Feldspat (?) ein.

Alle dichten Metadiabase bestehen überwiegend aus Chlorit, der in breiten Streifen oder in feinschuppigen Zügen auftritt und meist mit graphitischem Staub belegt ist.

Zwischen diesen Streifen erscheinen kleinere oder größere feinstkörnige Lagen oder Linsen von Quarz (?) und Feldspat. Eine genaue Unterscheidung

der Körner ist wegen der Kleinheit unmöglich. Epidotkörner sind fast in allen dichten Metadiabasen vorhanden. Vereinzelt treten auch Kalkspäte auf (Tuffige Norzite).

Auf Grund der Handstücke sind diese Typen als Chloritschiefer anzusprechen; da sie jedoch im Verbands mit den körnigen Metadiabasen stehen, also mit echtem Ergußmaterial, sind sie als Tuffformen anzusehen.

4. Die Metadiabase mit den rostigen Kalklagen.

wurden auf der Karte besonders ausgeschieden. Im Handstück sind dies dichte Metadiabase, die dünne (1—5 mm dicke) rostige Kalklagen enthalten.

U. d. M. sieht man breite chloritische Streifen, zwischen denen Kalkspatkörner, die von Eisenhydroxyd durchsetzt sind, erscheinen. Epidot und graphitischer Staub sind wie in den dichten Metadiabasen vorhanden.

Der Kalkspat ist hier nicht auf Umwandlung zurückzuführen, sondern auf Einschwemmung. In tuffiges Material wurde etwas Kalk abgesetzt. (Siehe kalkige Tonschiefer.)

5. Die Bändermetadiabase.

fallen äußerlich durch die dunkelgrünen und lichtgrünen bis weißen Lagen auf. Fast alle Typen sind kleingefältelt. Die Falten zeigen kein Vorherrschen einer Richtung, die Faltenschenkel sind oft verdickt. Zusammenhänge mit der Tektonik sind nicht zu erkennen. Sie sind wahrscheinlich durch subaquatische Rutschungen entstanden.

U. d. M. Zwischen dichten Chloritzügen liegen Lagen von feinkörnigen Partien, die wahrscheinlich aus Feldspat- und Quarzkörnern bestehen. Kleine Chloritschüppchen sind oft im Körnergefüge enthalten.

6. Die kataklastisch umgeschieferten Augengneise.

Im Handstück. Der Querbruch zeigt kurze schwarze Streifen, die etwas wellig verbogen sind und zwischen denen weißgraue bis lichtgraue linsenförmige Körnerpartien liegen. Der Hauptbruch ist uneben schwarz.

Diese Gesteine treten am SO-Abfall der Sautratte auf und sind zwischen dichten und körnigen Metadiabasen eingeschlichtet.

U. d. M. Der Mineralbestand zeigt Feldspat, Biotit und etwas Chlorit. Seltener und in geringeren Mengen treten Quarz und Kalkspat auf.

Das mikroskopische Bild zeigt große, wenig zertrümmerte Feldspäte (Perthite und Albite) und feinkörnige Partien von Feldspat, die von kleinblättrigen Biotitzügen unregelmäßig umgeben werden.

Man bekommt den Eindruck, daß diese Gesteine zwar stark zertrümmert und zerrieben wurden (feinkörnige Partien), daß sich aber die Feldspäte teilweise doch noch in dem Trümmerwerk und zwischen den Glimmerzügen erhalten konnten. Die Feldspatplatten stehen nicht immer im s.

In den feinkörnigen Partien, die auch die Spalten der großen Feldspäte füllen, sind zahlreiche Schüppchen von Biotit und Chlorit enthalten. Vereinzelt treten Kalkspat und Quarz auf. Je mehr feinkörnige Partien vorhanden sind, desto reicher ist die Durchsetzung mit den Schüppchen.

Die Biotite sind stets kleinblättrig, deutlich pleochroitisch und vereinzelt chloritisiert.

Es wurden 6 Schliffe untersucht. Die Unterschiede sind geringfügig. Meist handelt es sich nur um kleine Veränderungen der Mengenverhältnisse von Biotit, Feldspat und feinkörnigen Partien, sowie um verschiedene Grade der Zertrümmerung.

Herr Professor Angel hatte die Liebenswürdigkeit, diese Schliffe durchzusehen.

e) Die Tonschiefer im Metadiabasschichtstoß.

Sie treten in verschiedenen Stellungen auf:

1. Sie bilden ansehnliche Schichtpakete, wie z. B. in dem Profil Dechant-hube—Murauerhütte.

2. Sie treten in zahlreichen schmalen Lagen wechsellagernd mit den dichten Metadiabasen auf. Diese Pakete begleiten meist im Liegenden und Hangenden die mächtigen Tonschiefer.

3. Häufig sind schmale Einzellagen im dichten Metadiabas zu beobachten. Sie sind am Nordabfall und am Kamm Frauenalpe—Oberberg häufig zu sehen.

Im Handstück sind die Tonschiefer dicht grau und sehr gut geschiefert. U. d. M. ist die tonige Substanz mit graphitischem Staub belegt und vereinzelt treten kleine Partien von Quarzkörnern auf.

Fossilspuren fehlen vollständig.

Flach wellig verfaltete Typen und schwach phyllitische sind manchmal zu finden. Seltener treten dunkle, violette Tonschiefer auf, die u. d. M. durch stärkere graphitische Bestäubung zu unterscheiden sind.

Am Kamm Eckardalpe—Kote 1301 und bis Kote 1407 stehen kalkige Tonschiefer an. Diese enthalten weiße Kalklagen in allen Ausmaßen. Lagen von wenigen Millimetern Dicke bis zu einer Stärke von 3—4 m sind zu beobachten.

An anderen Typen seien noch die grünlichen Tonschiefer, die zu den dichten Metadiabasen überleiten, und die phyllitischen und seidenglänzenden Tonschiefer hervor-gehoben.

Die Tonschiefer im Metadiabasschichtstoß sind nicht immer leicht von denen im Arkoseschieferschichtstoß zu unterscheiden. Die Schiefer im Arkoseschieferschichtstoß sind etwas reicher an Quarzkörnern und haben fast stets glänzende bis schwach phyllitische Schichtflächen.

Zusammenfassung der Metadiabase.

Der Schichtstoß der Metadiabase enthält Erstarrungsmaterial, Tuffe und Tonschiefer. Das heißt also, daß Ergußgesteine zwischen Tuffen und Schlammströmen (Tonschiefer) abgelagert wurden. Die Tonschiefer und besonders die kalkigen Tonschiefer beweisen vor allem, daß es sich um untermeerische Ergüsse gehandelt hat.

III. Der Aufbau.

1. Hauptprofil:

St. Lorenzen—Kotschidalm—Frauenalpe. (Pr. Nr. 1.)

Dieses Profil zerfällt deutlich in drei Abschnitte. Der unterste Abfall bis 950 m Höhe besteht aus phyllitischen Glimmerschiefern; dann folgt bis 1820 m Höhe ein Schichtstoß aus Tonschiefern und feinschichtigen Arkoseschiefern. Der oberste Teil bis zum Frauenalmgipfel wird von Metadiabasen aufgebaut.

Die Glimmerschiefer, am Fahrweg zum Gehöft „Schaflinger“ gut aufgeschlossen, sind deutlich mit phyllitischen Schichtflächen versehen. Sie fallen durchschnittlich 20°—30° S bis SO. Die Hangendgrenze wird durch Schutt, der auf der 930-m-Verebnung liegt, verhüllt.

Knapp unter dem Gehöft „Schaflinger“ beginnt der Schichtstoß der Tonschiefer und Arkoseschiefer, der bis 1820 m reicht.

Zu unterst liegen graue, quarzitische Tonschiefer, die stellenweise schwach phyllitisch entwickelt sind und mit 15° – 20° S bis SO fallen. Die Felsen unter dem Gehöft zeigen Verfaltungen und Spuren starker Beanspruchung. Gleich südlich vom Gehöft entwickeln sich grünliche phyllitische Abarten, die als tonige Chloritphyllite anzusprechen sind. In 1130 m Höhe schalten sich Arkoseschiefer ein, die jedoch in 1200 m Höhe wieder mehr in tonige Lagen übergehen. Erst von 1215 m an überwiegen die reinen feinschichtigen Arkoseschiefer, nur vereinzelt treten noch Tonschiefer an. Von 1450 m bis 1580 m Höhe stehen gelblich-grünliche körnige Arkoseschiefer an, die ich sonst nirgends mehr gefunden habe.

In dieser Höhe liegen auch zahlreiche größere und kleinere Blöcke von weißen, grobkörnigen Arkosen bis Quarziten, wie sie am Birkeleitkogel, W-Abfall, auftreten. Die Lagerung ist infolge der schlechten Aufschlüsse nicht zu erkennen, sondern nur aus der Lagerung am Birkeleitkogel zu erschließen. Die Arkosen des Birkeleitkogels reichen weiter gegen Osten, wo sie gelegentlich unter den Arkoseschiefern auftauchen. (Abb. 1.)

Der gesamte Schichtstoß der Tonschiefer-Arkoseschiefer fällt zu unterst 10° – 20° S bis SO, weiter aufwärts, ungefähr von 1500 m an, herrscht NNO-, NO- bis O-Fallen.



Abb. 1. Detailprofil zwischen Kotschidlalm und Birkeleitkogel. 1 = grobkörnige Arkose, 2 = Arkoseschiefer.

In 1820 m Höhe, unmittelbar unter der Troghütte, liegen die Metadiabase darüber — es sind meist dichte und Fleckennetadiabase vorhanden; die 10° – 20° NNO fallen.

Am Frauentalmpfingel stehen gabbroide Metadiabase mit 15° NNO-Fallen an.

Der Südabfall bis zum Sattel zwischen Frauentalpe und Ackerlhöhe, Trogsattel genannt, besteht bis 1880 m aus Metadiabasen, darunter liegen mit 10° – 20° NNO-Fallen feinschichtige Arkoseschiefer.

Von 1720 m an verhüllt Schutt die anstehenden Aufschlüsse. Der Aufstieg zur Ackerlhöhe besteht aus Glimmerschiefern, die 40° – 45° NNW fallen.

Zwischen beiden Gesteinsgruppen ist eine Störung anzunehmen, die im SO-Graben über die Grafingeralm zum Grainingerbach verläuft.

Nebenprofile:

a) Westabfall von St. Lorenzen bis zur Mündung des Kotschidlbaehes.

Die Glimmerschiefer reichen im Lorenzengraben bis zur Säge und fallen 15° – 30° S. Sie sind stark durchbewegt, diaphthoritisch und besitzen phyllitische Schichtflächen.

Wo der Weg zum „Schaflinger“ emporführt, liegen mit 20° S-Fallen Pegmatite, die 60 Schritte mächtig sind.

Die über den Glimmerschiefern liegenden Tonschiefer sind graugrünlich und stellenweise schon als tonige Arkoseschiefer entwickelt. Sie reichen bis zum Beginn der Grabenenge (Tischkrei Zirngast), wo sie durch einen Bruch abgeschnitten werden (Zirngastbruch).

Der Abfall vom Gehöft „Gratzer“ besteht aus diaphthoritischen Glimmerschiefern, die mit 20° gegen S fallen. Auf der Ebenheit beim Gehöft „Gratzer“ stehen Kalkphyllite und Kohlenstoffphyllite an.

Die Glimmerschiefer reichen mit 20° SO-Fallen nicht ganz bis zum Kotschidlbach. Die Kalkphyllite hingegen setzen sich bis zu diesem Bach hin fort und stehen auch noch etwas weiter südlich davon mit 20° S-Fallen an.

Über diesem Schichtstoß liegen Arkoseschiefer, die nur vereinzelt tonige Lagen enthalten. Vom Gehöft „Gratzer“ aufwärts zur Kotschidlalm überwiegen SO—SOO-fallende Lagen, von 1550 m an stellt sich 15—20° NO-Fallen ein.

b) Der Westabfall des Birkleitkogels. (Pr. Nr. 12.)

Durch den im Kotschidlbach verlaufenden Bruch (Kotschidlbruch) werden die Arkoseschiefer abgeschnitten. Im Süden stehen diesem Schichtstoß phyllitische Glimmerschiefer, Phyllonite und Biotitschiefergneise gegenüber (20° S-Fallen).

Die Kalkphyllite, die nördlich und südlich von der Kotschidlbachmündung in gleicher Mächtigkeit erschlossen sind, werden jedoch vom Bruche nicht betroffen.

Glimmerschiefer, Phyllonite und Biotitschiefergneise zeigen deutliche Spuren von Durchbewegung. Die nördlich gelegenen Arkoseschiefer jedoch weisen nicht die geringste Spur auf.

Die Biotitgneise tauchen am SW-Abfall des Birkleitkogels mit 20° NW-Fallen wieder auf und sind mit denen des Nordabfalles zu einer Mulde zu verbinden. Die Glimmerschiefer kommen erst bedeutend südlicher gegen das Staudacherjoch mit N-Fallen zum Vorschein.

In dieser Biotitschiefergneis-Mulde liegen grobkörnige Arkosen bis Quarzite. Sie reichen vom Birkleitkogel lappenförmig über den Westabfall bis in den Lorenzengraben und setzen sich gegen W unter die Paalerkonglomerate fort.

Da sie durchschnittlich gegen W fallen — meßbare Aufschlüsse sind selten — liegen sie diskordant den Biotitschiefergneisen auf.

c) Der SW-Abfall der Frauenalpe zum Ackerlbach.

Die untersten Abfälle der Frauenalpe zum Ackerlbach bestehen aus Biotitschiefergneisen. Im Ackerlgraben wurden von unten nach oben folgende Fallrichtungen gemessen: 60° NNO, 70° N, 60° NNW, 50° NW, 35° NWW, 30° W.

Ungefähr in 1620 m Höhe legen sich die Arkoseschiefer mit 10—20° NW-Fallen darüber. Die obersten Lagen der Gneise sind mylonitisch entwickelt und fallen 30° NW. Die Auflagerung der Arkoseschiefer auf die Gneise ist direkt nicht zu beobachten, doch ist aus den verschiedenen Fallrichtungen auf eine schwache Diskordanz zu schließen.

In der ersten Mulde östlich vom Birkleitkogel zeigt ein Aufschluß, daß die grobkörnigen Arkosen bis Quarzite unter die Arkoseschiefer zu liegen kommen. (Pr. Nr. 12.)

Da auch weiter östlich von diesem Aufschluß noch Lesestücke von Arkosen zu sehen sind, so liegt die Vermutung nahe, daß sie noch weiter nach O reichen.

Der Ackerlbach ist keine Bruchzone, die Biotitschiefergneise sind nördlich und südlich vom Graben in gleicher Lagerung zu beobachten.

d) Die Profile östlich von St. Lorenzen.

Die phyllitischen Glimmerschiefer reichen bis Kaindorf. Die Rundhöcker westlich der Haltestelle bestehen noch aus diesem Gestein. Im östlichen Teil herrscht 25° SOO-Fallen, das gegen St. Lorenzen in SO-Fallen übergeht.

Die quarzitischen Tonschiefer sind unmittelbar über den Glimmerschiefern stark durchbewegt, sie sind verwalzt, zerdrückt und auf den Schichtflächen schwach phyllitisch. Im Graben westlich Kaindorf sind 20° SOO- und 50° O-fallende mylonitische Tonschiefer vorhanden.

Gegen aufwärts entwickeln sich normale Tonschiefer, die in Arkoseschiefer übergehen. Bis 1400 *m* ungefähr überwiegen OSO- bis S-fallende Lagen, weiter aufwärts stellen sich NO-fallende Schichten ein.

In dem Graben westlich Kaindorf ist die Wechsellagerung Tonschiefer—Arkoseschiefer besonders gut aufgeschlossen. Zu unterst liegen Tonschiefer, dann folgt eine Zone mit Wechsellagerung und Übergängen und ungefähr von 1200 *m* an findet man fast reine Arkoseschiefer.

Die Metadiabase beginnen zwischen 1200 *m* und 1300 *m* Höhe. Sie setzen sich aus dichten und Fleckenmetadiabasen zusammen. Es herrscht 25—35° NO—NOO-Fallen. Tonschiefer fehlen.

2. Hauptprofil:

Haltestelle Kaindorf—Schaffer—Frauenalpe-SO-Abfall.

Dieser Rücken, der durch zwei Bäche, die bei Kaindorf in die Mur münden, begrenzt wird, besteht zu unterst aus den Tonschiefern und Arkoseschiefern und von 1000 *m* bzw. 1150 *m* an aus Metadiabasen.

Die liegenden Tonschiefer sind wieder mylonitisch entwickelt und zeigen 20°—30° O- bis SO-Fallen. Auf der Ebenheit 930 *m*, nördlich vom Gehöft „Schaffer“, liegen Schotter. Die Tonschiefer darüber sind grau-quarzitisch und fallen 40° SSO. Manche Typen leiten schon zu den Arkoseschiefern über.

In 990 *m* Höhe (gegen den östlichen Hang zu) stellen sich die normalen Arkoseschiefer ein, die noch Tonschieferlagen mit 20° O-Fallen enthalten.

Von 1000 *m* Höhe an (Ostseite des Rückens) beginnen mit 30—40° NOO- bis O-Fallen die Metadiabase. Es liegen meist dichte und Fleckenmetadiabase vor. In 1300 *m* Höhe sind schmale Tonschieferlagen vorhanden. In 1360 *m* Höhe treten körnige Typen auf.

Über der Waldgrenze von 1810 *m* an beginnen wieder Lagen von schmalen Tonschiefern, die ungefähr bis 1970 *m* reichen. Es herrscht flaches 15° NNO-Fallen.

60 Schritte nördlich vom Gipfel bis zum Gipfel liegt eine flache, 15° NNO-fallende Platte von gabbroidem Metadiabas vor, welches Gestein durch die Körnigkeit und lichte Farbe sofort auffällt.

So wie in den benachbarten westlichen Profilen überwiegen bis 1400 *m* Höhe SO- bis O-fallende Lagen, die gegen aufwärts in NO—NNO-fallende übergehen.

Die Metadiabase reichen am SO-Abfall bis 1840 *m* Höhe, darunter liegen feinschichtige Arkoseschiefer, die bis in den Talboden zu verfolgen sind.

Am untersten Abfall sind zahlreiche Lagen von phyllitischem Tonschiefer enthalten. Die Arkoseschiefer sind bändrig entwickelt. Gegen aufwärts kommen immer mehr grünliche Typen zur Geltung. (Pr. Nr. 1.)

Auf der ersten Ebenheit, Kote 1513, liegt ein großer, 3—4 *m* hoher Block von dichtem Metadiabas, der jedoch nirgends hin eine Fortsetzung zeigt.

Zwischen den Arkoseschiefern und Metadiabasen sind keine Spuren besonderer Beanspruchung zu sehen.

Der ganze Schichtstoß des SO-Abfalles wird allgemein von 25°—30° NW-Fallen beherrscht. In den unteren Lagen wiegt NWW—W-Fallen vor, gegen aufwärts stellt sich NNW—N-Fallen ein.

Die Arkoseschiefer reichen bis zum Graben südöstlich vom Trogsattel. Südwestlich vom Graben stehen Glimmerschiefer an. Dieses unvermittelte Zusammenstoßen der beiden Schichtstöße macht die Annahme eines Bruches notwendig.

Dieser Bruch — Grafinger-Bruch genannt — findet jedoch westlich des Trogsattels im Ackerlbach keine Fortsetzung, vielmehr ist die Fortsetzung zwischen den Biotitschiefergneisen und den Arkoseschiefern anzunehmen.

Nebenprofile:

a) Unterster Abfall zwischen den beiden Kaindorf-Bächen, Kote 939. (Pr. Nr. 7.)

Der westliche Teil dieser Kuppe besteht aus Tonschiefern, der Ostabfall aus Dolomit.

Die Tonschiefer sind stark beansprucht. Sie sind mylonitisch entwickelt, verbogen und zerdrückt; sie enthalten grünliche, diabasartige Tonschieferlagen. Gegen den Westabfall herrscht 25° O-Fallen; gegen Osten stellt sich 50° NO—NOO- und 60° NOO-Fallen ein.

Die Dolomite des Ostabfalles sind weiß bis bläulich entwickelt. Gegen die Tonschiefer zu sind sie brecciös und schwach geschiefert. Sie fallen 60° gegen NOO. Als Ganzes betrachtet bilden sie ein bauchiges Gebilde, das von tektonischen Flächen umgeben ist.

Östlich vom Kaindorfgraben liegen dichte Metadiabase, die mit 35° gegen NOO fallen. Die Tonschiefer-Arkoseschiefer tauchen mit 70° NOO-Fallen in die Tiefe. Es handelt sich um eine flexurartige Absenkung gegen O, die gegen aufwärts erbscht (Kaindorfflexur).

Die Stellung des Dolomitklotzes hängt mit dieser Störung zusammen.

b) Die Kuppe nördlich der Haltestelle Kaindorf. (Pr. Nr. 8.)

Die Kuppe besteht im westlichen Teil aus dunkelgrauen und grünlichen Tonschiefern, im östlichen Teil aus bläulichen Dolomiten, die durch einen Steinbruch aufgeschlossen sind.¹⁾

Der Steinbruch zeigt in der Mitte einen dunkelblauen Dolomit, der stellenweise kleine Pyritkörnerchen enthält und dessen Klüfte durch weißen Dolomit ausgefüllt sind. Diese 6—7 m breite Partie wird auf der Südseite durch einen spiegelglatten Harnisch, der 80° SSW fällt, abgeschnitten. Daran schließt sich ein vollständig zerriebener, ockeriger, brecciöser Dolomit an, der das Reibungsprodukt darstellt. Gegen den Nordrand der Kuppe stellt sich bläulicher bis weißer Dolomit ein.

Die Tonschiefer auf der Westseite fallen auf der Murseite steil WSW, dann 80° NOO und am Weg zur Haltestelle 70° SW. Sie umhüllen durch diese Drehung teilweise den Dolomitklotz.

Die Grenze zwischen Dolomit und Tonschiefer ist eine deutliche Schubfläche. Am NW-Abfall zur Mur stecken in den steil stehenden Tonschiefern eine Reihe von Dolomitlinsen, die bis 20 cm breit sind.

Dieser Dolomit ist die Fortsetzung der vorher besprochenen von Kote 939.

¹⁾ Thurner: Die Stellung der fraglichen Trias um Murau. 1935.

3. Hauptprofil:

Kaindorf—Murauerhütte—Frauenalpe-SO-Abfall bis Kote 1106.

Dieser Hang wird bis zum Gipfel zur Gänze von der Metadiabasserie aufgebaut. Außer dichten Metadiabasen fallen drei Züge von körnigem Metadiabas und zahlreiche Tonschieferlagen auf.

Der 1. Hauptzug von körnigem Metadiabas reicht von 1220 *m* bis 1240 *m* Höhe und fällt 35° NOO.

Der 2. Hauptzug ist zweigeteilt; der untere von 1270 *m* bis 1290 *m* vereinigt sich etwas östlich von diesem Profil mit dem von 1320 *m* bis 1350 *m* Höhe (30—50° NOO-Fallen. Abb. 2.)

Der 3. Hauptzug von 1420 *m* bis 1490 *m* Höhe zeigt besonders massigen, in dicken Bänken auftretenden körnigen Metadiabas.

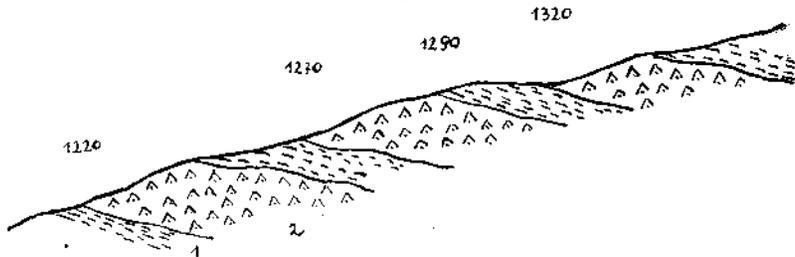


Abb. 2. Detailprofil zwischen Kaindorf—Murauerhütte. 1 = Tonschiefer; 2 = körniger Metadiabas.

Die Tonschiefer bilden Einzellagen und mächtigere Pakete, die im Hangenden und Liegenden durch Wechsellagerungen in dichte Metadiabase übergehen.

Auffallende Tonschieferpakete sind von 1160 *m* bis 1200 *m*; von 1240 *m* bis 1270 *m*; von 1350 *m* bis 1395 *m* und von 1540 *m* bis 1620 *m* Höhe. Einzellagen sind im untersten Abfall bis 1100 *m* und von 1760 *m* an häufig.

Bis 1400 *m* Höhe treten gegen O geneigte Schichten stärker hervor (30—50° SOO—NOO), gegen aufwärts überwiegen 20—30° NOO-fallende Platten. Im allgemeinen sind die Gesteine ebenflächig, nur von 1500 *m* an bis 1620 *m* sind zahlreiche wellenförmige Falten zu beobachten.

Der Südabfall zeigt bis 1750 *m* Höhe die Metadiabasserie. Außer dichten Metadiabasen sind Fleckenmetadiabase und Tonschieferlagen vorhanden. Darunter liegen feinschiebtige Arkoseschiefer.

Zwischen 1500 *m* und 1700 *m* Höhe fallen gefaltete Bänderarkoseschiefer besonders auf. Von 1590 *m* bis 1470 *m* treten ungefaltete Bänderarkoseschiefer stärker hervor.

Im allgemeinen herrscht NW-Fallen; zu unterst 20° NW-Fallen, ungefähr von 1650 *m* an 60° NNW-Fallen, das im Metadiabasseichtstoß in 30° bis 20° NNO-Fallen übergeht.

Nebenprofile:

a) Von der Murbiegung südlich Olach gegen S bis zur Murauer Hütte.

Auch dieser Schnitt verläuft ganz in der Metadiabasserie. Es sind drei Hauptlager von körnigem Metadiabas zu beobachten. Der 1. Hauptzug

liegt zwischen 1200 *m* und 1240 *m* Höhe und ist mit dem vom Hauptprofil zu verbinden. Der 2. Hauptzug ist zwischen 1270 *m* bis 1320 *m* Höhe und steht mit dem zweiteiligen im Hauptprofil in Verbindung. (1270—1290 und 1340—1350.) Der 3. Hauptzug von 1410 *m* bis 1480 *m* liegt dicklinsenförmig zwischen Tonschieferzügen. Zwei kleinere Lagen von körnigem Metadiabas sind in 1150 *m* und 1170 *m* Höhe zu finden.

Die Tonschieferlagen zeigen im Verhältnis zum Hauptprofil einige Änderungen. In der Bachschrunse östlich der Kote 1060 beginnt ein mächtiges Tonschieferpaket in 980 *m* Höhe und reicht, nur von wenigen Metadiabaslagen unterbrochen, bis 1100 *m* Höhe; hier herrscht zum Unterschied vom Hauptprofil 20—40° S-Fallen, das gegen W bzw. SW in SO—OO-Fallen übergeht.

Bis 1170 *m* Höhe überwiegen noch immer die Tonschiefer, doch sind schon bedeutend mehr Metadiabaslagen vorhanden als im unteren Paket. Es herrscht noch 20° S-Fallen. Auffallende Tonschieferpakete liegen über dem ersten körnigen Metadiabaszug, dann von 1270 *m* bis 1300 *m* und von 1380 *m* bis 1410 *m*.

b) Kammebegehung Oberberg—Frauenalpe.

Am Oberberg steht körniger Metadiabas mit 30° NNW-Fallen an — vom dichten Metadiabas ist er nicht scharf abzutrennen. Gegen W bis zum Sattel südlich der Frauenalpenhütte überwiegt dichter Metadiabas, aus dem schmale Tonschieferlagen undeutlich hervortreten.

Der folgende Steilaufstieg besteht aus ebenflächigen Tonschiefern, die von 1815 *m* bis 1830 *m* reichen und mit 10—15° gegen N bzw. NNW fallen. Dann folgt ein Schichtstoß von dichten bis tonigen Metadiabasen, deren Platten 10—20° gegen N fallen. Schmale Tonschieferlagen treten erst wieder von 1920 *m* an auf. Manche Lagen zeigen flache, wellige Faltung. Von 1970 *m* an bis zum Gipfel fehlen die Tonschiefer, schöne Platten von Fleckenmetadiabas fallen mit 10° NNO. 18 Schritte östlich vom Gipfel beginnt der gabbroide Metadiabas, der vom Gipfel 50 Schritte gegen N reicht und mit 15° gegen NNO fällt.

Am Nordabfall dieses Kammes ist die Ausscheidung der Tonschiefer wegen der schlechten Aufschlüsse schwer durchführbar; außerdem entstehen manchmal, weil der Hang oft gleich mit dem Fallen verläuft, eigenartige Schnittflächen, die jedoch auf der Karte in diesem Maßstab nicht zum Ausdruck kommen können.

4. Hauptprofil:

Mur—Kote 874—Maulfleisehube—Kote 1310—Murauerhütte

(Pr. Nr. 2 und 3.)

An dem Aufbau dieses Hanges beteiligen sich Teile des Murauer Phyllit-Kalkschichtstoßes und der Metadiabasserie.

Zu unterst liegen Kalkphyllite, die um die Kote 874 mit 50—70° SSW fallen. Südöstlich dieser Kote liegt am Waldrand ein kleiner Steinbruch im Kalkphyllit, der breite Kalklinsen enthält.

In dem Sattel südlich der Kote bedecken Schotter den Boden, die sich gegen W zur Mur hin ausbreiten.

Der weitere Steilaufstieg besteht hauptsächlich aus Kalkphylliten. Von 890 *m* an schalten sich dünnblättrige Kohlenstoffphyllite ein, die von 920 *m* an herrschend werden; es überwiegt 40–45° SW-Fallen.

Stellenweise sind starke Kleinfaltungen aufgeschlossen, deren Scheitel gegen O gerichtet, also mit der heutigen Tektonik nicht direkt in Beziehung zu bringen sind.

In 960 *m* Höhe, einer Ebenheit mit kleinen Rundhöckern, liegt über den Phylliten ein 15–20 *m* mächtiger Zug von Kieselschiefern, der 20–30° SW fällt. Sie sind stark verfaltet und zerklüftet, so daß sie kleinblättrig zerfallen.

Dieser Kieselschieferzug zieht gegen das Gehöft „Maulfleisch“ und setzt sich gegen W bis Olach fort (durch den Mureinschnitt unterbrochen), wo Graptolithen gefunden wurden.¹⁾

Darüber liegt die Metadiabasserie. Das Schichtpaket bis zur Maulfleischhube besteht aus dichtem Metadiabas und Fleckenmetadiabas, die in 970 *m* und 985 *m* Höhe 8–10 *m* mächtige Tonschieferlagen enthalten. Sie fallen 40–45° SSO. Die Hube steht auf Fleckenmetadiabas.

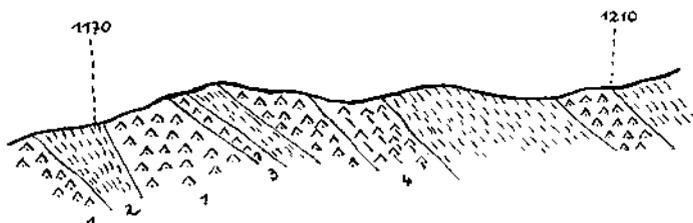


Abb. 3. Detailprofil zwischen Maulfleischhube und Murauerhütte. 1 = körniger Metadiabas. 2 = Tonschiefer. 3 = dichter Metadiabas. 4 = toniger Metadiabas.

Die flachen Rundhöcker südlich der Hube bestehen aus dichtem Metadiabas. Die folgende Mulde, eine Sumpfwiese, ist von Schottern bedeckt.

Der nun folgende Steilaufstieg zeigt wieder einen bunten Wechsel von dichtem Metadiabas, Fleckenmetadiabas, körnigem Metadiabas und Tonschiefern.

Ich greife einige Besonderheiten heraus.

Am auffallendsten sind die körnigen Metadiabase, die durch ihre dunkelgrüne Farbe und durch ihre Körnigkeit und Massigkeit hervortreten.

Es sind vor allem die Fortsetzungen der drei Hauptzüge vom 3. Hauptprofil vorhanden.

Der 1. Hauptzug ist zweigeteilt von 1190 *m* bis 1205 *m* und keilt gegen O aus.

Der 2. Hauptzug liegt zwischen 1260 *m* und 1270 *m* Höhe und keilt ebenfalls gegen W gleich aus. (Abb. 3.)

Der 3. Hauptzug, der eine dickbauchige Linse bildet, ist in diesem Profil von 1430 *m* bis 1450 *m* aufgeschlossen.

Neue Züge von körnigem Metadiabas treten von 1020 *m* bis 1060 *m* (fein körniger Metadiabas), von 1130 *m* bis 1150 *m* Höhe und von 1170 *m* bis 1180 *m* Höhe auf. Schmale Lagen sind auch über dem 3. Hauptzuge in 1575 *m* Höhe und 1550 *m* Höhe vorhanden.

Die Tonschiefer bilden bis 1195 *m* nur schmale Lagen im dichten Metadiabas. Besonders fallen die Lagen von 1060 *m*, 1090 *m*, 1120 *m*, 1160 *m*, 1185 *m* und 1195 *m* Höhe auf.

¹⁾ Heritsch-Thurner: Graptolithenfunde in der Murauer Phyllit-Kalkserie. 1932.

Mächtige Pakete von Tonschiefern sind von 1210 *m* bis 1240 *m*, von 1270 *m* bis 1300 *m*, von 1340 *m* bis 1430 *m* und von 1500 *m* bis 1620 *m* Höhe zu beobachten.

Überblickt man die Fallrichtungen von der Maulfleischhube bis zur Murauerhütte, so sieht man von 1000 *m* bis 1100 *m* meist 20° SSO—SO-Fallen; dann stellen sich bis 1150 *m* Höhe 20—30° S—SO-fallende Lagen ein. In 1170 *m*. Höhe (l. körniger Metadiabas) gibt es 70° SW, 20° SW bis 30° S fallende Schichten, bis 1300 *m* überwiegen wieder 30° SSO-Fallen. Von der Kote 1310 an aber herrscht nur mehr 15—25° N—NO-Fallen.

5. Hauptprofil:

Markierter Weg Murau—Frauenalpe.

Der unterste Abfall von der Mur bis zur ersten Ebenheit (Schlatting, 850 *m* Höhe) besteht aus Murauer Kalk. Der Steilaufstieg wird von Gesteinen der Metadiabasserie gebildet.

Die Murauer Kalke fallen zu unterst 30° SSW, die oberen Lagen jedoch 20° SW. Sie sind heftig durchbewegt, zerbrochen und teilweise linsig zerlegt.

Die Schlattingebenenheit ist mit Lokalschottern bedeckt.

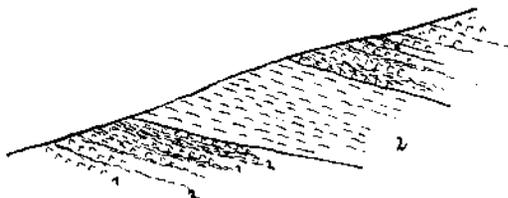


Abb. 4. Schema der Wechsellagerung zwischen dichtem Metadiabas (1) und Tonschiefer (2).

Der folgende Steilaufstieg und weiter hinauf bis zum Gipfel besteht vornehmlich aus dichten Metadiabasen, die zahlreiche Tonschieferlagen enthalten.

Bis 1100 *m* Höhe sind nur 6—8 Einzellagen von Tonschiefer (5—10 *m* mächtig) vorhanden. Dann folgt bis 1175 *m* eine deutliche Zunahme der Tonschieferpakete. Ein besonders auffallender Tonschieferschichtstoß liegt zwischen 1215 *m* und 1295 *m* Höhe. Der Übergang von den Metadiabasen in die Tonschiefer erfolgt durch Wechsellagerungen. Anfangs schalten sich nur dünne Lagen ein, die immer dicker und häufiger werden, bis schließlich der Tonschiefer allein vorliegt. Ebenso erfolgt der Übergang auch im Hangenden von den Tonschiefern in die Metadiabase. Abb. 4 zeigt schematisch die Wechsellagerung. In diesem Paket herrscht 30—40° SSW-Fallen.

Ein ähnlich zusammengesetztes Tonschieferpaket reicht von 1400 *m* bis zur Murauerhütte, in dem 30—40° NNO-Fallen herrscht.

15 *m* unter der Schutzhütte am Wege, 10—15 Schritte lang, ist ein blaugrauer Kalk mit 15—20° NW-Fallen im Metadiabas-Tonschieferschichtstoß eingelagert.

Von der Schutzhütte bis zur Ahn sind noch Tonschieferlagen vorhanden, die jedoch gegen aufwärts seltener werden.

Einzellagen von Tonschiefern treten dann erst wieder von 1760 *m* bis 1970 *m* Höhe auf.

In diesem Profil sind körnige Metadiabase selten. Nur in 1370 *m* Höhe treten körnige und feldspatreiche Typen stärker hervor.

Bis 1310 *m* Höhe herrscht im allgemeinen S-Fallen, dann aufwärts überwiegt flaches N—NNO-Fallen.

Nebenprofile:

a) Leonhardiberg—Maulfleisch. (Pr. Nr. 5.)

Südlich Murau, zwischen dem Eisenbahntunnel und dem Schlötterbach, erhebt sich eine vom Eise gerundete Kuppe, welche die Leonhardikirche und das alte Schloß Grünfels trägt. Die Kuppe ist durch die Schlattingmulde vom eigentlichen Frauenalpenhang getrennt.

Der östliche Teil besteht aus Murauerkalk, der stellenweise stark zerdrückt ist und Pyrit führt. Es herrscht durchschnittlich 20° SW—SSW-Fallen. Am Südabfall treten 30—50° SWS fallende Schichten auf. Auch der kleine Rundhöcker südlich der Leonhardikirche besteht aus Kalk, in dem ein fragliches Crinoidenstielglied gefunden wurde.

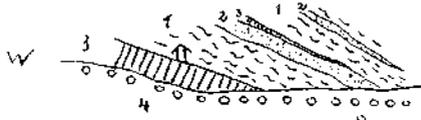


Abb. 5. Kartendarstellung der Schichten östlich Maulfleisch. 1 = Kohlenstoffphyllite, 2 = Serizitquarzite, 3 = Kieselschiefer, 4 = Verebnungsschotter.

Nördlich reicht der Kalk bis zur Mur und noch weiter bis zum Schwarzenberg'schen Schloß, wo 20° SW—SWS-Fallen herrscht.

Über den Kalken am Leonhardiberg liegen Phyllite. Die Grenze zwischen den beiden Gesteinen verläuft vom Westausgang des Eisenbahntunnels zur Kapelle zwischen Kirche und Schloß Grünfels bis zum Südabfall der Kuppe.

Zu unterst sind die Phyllite kalkhaltig (Kalkphyllite), gegen aufwärts entwickeln sich Kohlenstoffphyllite, die besonders am SW-Abfall reich an Kohlenstoff sind. Es treten 30—50° SW-fallende Lagen auf.

Südlich der Schlattingmulde steigt der Hang zum Gehöft „Maulfleisch“ auf. Hier liegen hauptsächlich Kohlenstoffphyllite vor, die in den oberen Lagen schwach kalkig und gelegentlich auch als Chloritkalkphyllit entwickelt sind. Sie fallen 50—60° SW.

Der kleine Rücken, der zum Gehöft Maulfleisch zieht (O—W-Rücken), besteht aus Kohlenstoffphyllit, der stellenweise etwas glimmerig aussieht und quarzitischer wird. Schmale Lagen von Serizitquarzit sind am Wege aufgeschlossen (Abb. 5).

Knapp östlich von Gehöft, unter dem Gartenzaun, beginnt Kieselschiefer, der zum Hause hinzieht und weiter über die flachen Kuppen gegen W zu verfolgen ist. Es ist dies der Zug, der im 3. Hauptprofil beschrieben wurde. Er ist stellenweise stark gefaltet.

Im allgemeinen herrscht in diesem Schichtpaket 40—50° SW-Fallen. Gegen W, zum Abfall, auf dem das Schwimmbad liegt, sind 30—40° SW-fallende Lagen zu beobachten.

b) Maulfleisch—Dechanthube.

Die Ebenheit Maulfleisch—Maulfleischhube und die Mulde gegen O bis zur Schlatting sind von Schottern bedeckt, folglich ist die Auflagerung der Metadiabase nicht aufgeschlossen.

Am Weg vom Maulfleisch zur Dechanthube sind im dichten Metadiabas zwei Tonschieferzüge auf 950 *m* Höhe (Waldrand südlich Maulfleisch) und auf 985 *m* Höhe aufgeschlossen. Hier herrscht 25—30° S-Fallen.

Die Rundhöcker auf der Ebenheit (1030-Dechanthube) bestehen aus dichtem Metadiabas.

6. Hauptprofil:

Schlöttergraben—Frauenalpenhütte—Oberberg.

In dem engen Graben von der Schlatting gegen S bis zur Bachtteilung stehen dichte Metadiabase mit 6—8 Tonschieferpaketen an. Manche Metadiabase sind intensiv gefaltet, jedoch oft so, daß die einzelnen Falten nicht parallel verlaufen, sondern disharmonisch. Außerdem sind oft Verdickungen nicht allein auf die Faltenscheitel beschränkt, sondern treten auch an den Schenkeln auf. Auch sind nur immer einzelne Lagen gefaltet.

Es herrscht meist 30—45° SSO-Fallen; in tektonisch stärker beanspruchten Zonen liegt vereinzelt auch 80° SW-Fallen vor und es treten hier glänzende Harnische auf.

Die Tonschiefer sind mit den westlichen Profilen in Verbindung zu bringen, die oberen Lagen jedoch nehmen gegen W an Mächtigkeit zu.

Im folgenden Steilhang bis zum Moosalnweg sind mächtigere Tonschieferpakete von 1130 *m* bis 1150 *m*, von 1170 *m* bis 1190 *m* und von 1230 *m* bis 1245 *m* vorhanden. Die Übergänge in dichten Metadiabas sind durch Wechsellagerungen gekennzeichnet. Von 1120 *m* an stellt sich 35° NO-Fallen ein.

Bis zum Moosalnweg über dem Schlag wiegen Metadiabase vor, die Tonschiefer werden seltener.

Die breite Mulde von der Moosaln aufwärts ist von Schutt bedeckt.

Unter der Frauenalpenhütte wiegen wieder dichte Metadiabase vor, die nur vereinzelt Tonschiefer enthalten. Gegen den Kamm zu — kleiner See auf der Kammebenheit — fallen einzelne Tonschieferzüge auf, die 20° NNW fallen. Der Tonschiefer gleich westlich vom See ist auffallend ebenflächig und gleichmäßig entwickelt.

7. Hauptprofil:

Mur beim Elektrizitätswerk—Eekardalpe—Kote 1523—Oberberg—Laßnitzau (Pr. Nr. 4 und 13.)

Der unterste Abfall von der Mur bis ungefähr 930 *m* Höhe besteht aus Gesteinen der Murauer Phyllit-Kalkserie. Dann setzen Gesteine der Metadiabasserie den Hang zusammen.

Der Murauerkalk, der aus Bänderkalk und Glimmerkalk besteht, reicht bis zur Ebenheit unmittelbar nördlich der Pughube. Bei der Murbrücke

herrscht 25° SSW-Fallen, weiter aufwärts 5—20° S-Fallen. Dünne phyllitische Lagen sind besonders bei 840 *m* Höhe zu beobachten.

Über den Kalken liegen schwarze bis grünliche Quarzphyllite, die weniger Kohlenstoff enthalten als die vom Leonhardiberg. Sie sind dünnblättrig, zähe und stark ausgewalzt.

Über der Pughube verdecken Schotter die anstehenden Aufschlüsse. In 950 *m* Höhe tritt ein großer Block Quarzkeratophyr hervor, der mit dem von der Laßnitzstraße S zu verbinden ist.

Der Steilaufstieg besteht aus dichtem Metadiabas, Fleckendiabas und Tonschieferlagen. In 1100 *m* Höhe, beim Fahrweg zur Eckardalpe, stellen sich Metadiabase mit rostigen Kalklagen ein. Die untersten Metadiabase zeigen 50° N-Fallen, weiter aufwärts herrscht 60° SO-Fallen, in 1100 *m* Höhe stellt sich 30° NW-Fallen ein, das bis zur Eckardalpe wieder in S-Fallen übergeht.

Über der Eckardalpe sind im dichten Metadiabas wieder einige Tonschieferlagen vorhanden.

Mit dem Steilaufstieg zur Kote 1301 beginnen die kalkigen Tonschiefer. Die untersten Aufschlüsse enthalten breite $\frac{1}{2}$ —1 *m* mächtige Kalklagen, die durch dünne tonige Zwischenschichten getrennt sind.

Diese Gesteine fallen wellenförmig 80—90° gegen N, das gegen aufwärts in 20—30° NW-Fallen bis 60° SW-Fallen übergeht. Von der Kote 1301 bis zum Sattel stellt sich 30—40° NNO-Fallen ein. Dieses ganze Schichtpaket zeigt deutlich unruhigen, welligen Faltenwurf.

Der Kalkgehalt nimmt hangaufwärts ab — es entwickeln sich kalkige Tonschiefer, die auch Lagen von kalkig tonigem Metadiabas enthalten.

Südlich vom Sattel (südlich Kote 1301) besteht der Steilaufstieg bis zur Kote 1407 fast durchwegs aus kalkigen Tonschiefern. Vom Sattel bis 1330 *m* Höhe überwiegen die Kalklagen, nur schmale Tonschieferbänder sind vorhanden.

Gegen O und W keilen die Kalklagen rasch in Tonschiefer aus. Es herrscht 80° SSW-Fallen, das jedoch gleich in 30—50° NNO-Fallen übergeht.

Stets fällt der wellige Faltenbau auf.

Knapp nördlich der Kote 1407 kommen im kalkigen Tonschiefer wieder zwei Größen Kalklagen zur Geltung. Auch diese Kalke keilen rasch gegen O und W aus. Sie fallen 55° NO.

Nun folgt bis zur Kote 1523 ein Schichtstoß, der vornehmlich aus dichten Metadiabasen aufgebaut ist. In 1430 *m* bis 1450 *m* Höhe treten körnige Metadiabase deutlich hervor (60° NO-Fallen), die von tonigen Lagen und tonigen Bändermetadiabasen unterlagert werden und wellig verfalt sind, während die dichten Metadiabase, die von 1480 *m* bis zur Kote 1523 anstehen, ebene Platten bilden, die 60—70° NO fallen. Die wellige Verfaltung hat also nur einzelne Schichtstöße erfaßt.

Von der Kote 1523 bis 1600 *m* überwiegen die Tonschiefer, die raschem Wechsel unterworfen sind.

Außer den grauen Tonschiefern kommen besonders auf der ersten und zweiten Kuppe südlich Kote 1523 grünliche Tonschiefer vor, die zu dichten Metadiabasen überleiten. Es herrscht in diesem Raume meist 60° NNO-Fallen.

Auf der zweiten Kuppe südlich der Kote 1523 liegen unter den Tonschiefern körnige Metadiabase, die bis zum Sattel südlich davon reichen. Es stellt sich 30° NNO-Fallen ein. (Abb. 6.)

Weiter aufwärts bis 1610 *m* überwiegen wellig verfaltete Tonschiefer, die meist 30° NNO fallen und weiter westlich am Wege Moosalpe—Frauenalpenhütte gut aufgeschlossen sind. Sie enthalten in 1600 *m* Höhe einen schmalen Zug von körnigem Metadiabas.

Bis zum Oberberg überwiegen dichter Metadiabas und Fleckendiabas. Vereinzelt treten noch Tonschieferlagen hervor, die auch von 1665 *m* Höhe an am Wege Moosalpe—Frauenalpe gut hervortreten. Unmittelbar nördlich vom Oberberg fallen körnige Metadiabase auf, die mit $20\text{--}30^\circ$ N—NNO fallen.

Am Südfall reicht die Metadiabasserie, die noch körnige Lagen enthält, bis 1580 *m* Höhe. Darunter liegen feinschichtige Arkoseschiefer, die mit $40\text{--}60^\circ$ NNO fallen. In 1400 *m* stellen sich Bänderarkoseschiefer ein, die 65° NNW bis 35° NW fallen.

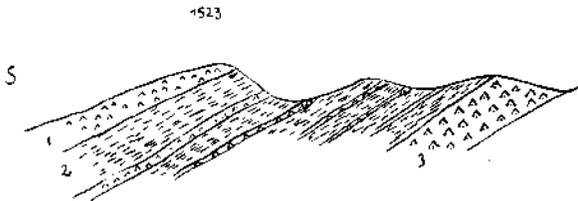


Abb. 6. Detailprofil vom Oberberger Kamm. 1 = dichter Metadiabas, 2 = Tonschiefer, 3 = körniger Metadiabas.

Unter 1300 *m* schalten sich tonig-phyllitische Lagen ein, wodurch die Bänderung bei den Arkoseschiefern noch deutlicher hervortritt.

Die Lagerung ist besonders dadurch beachtenswert, daß über dem S-fallenden Schichtstoß steileres NNO—NO-Fallen überwiegt. Die Schichten fallen steiler wie westlich vom Schlötterbach. Durch Vergleich der Profile im W und O vom Schlötterbach kommt man zu dem Schluß, daß im Schlötterbach eine schwache flexurartige Absenkung gegen NNO Raum gewinnt.

Die Lagerung wird jedoch erst dann vollständig klar, wenn man die Nord-, West- und Ostabfälle genauer betrachtet.

Nebenprofile:

a) Die Nordabfälle über der Murauer Phyllit-Kalkserie.

In der Gesteinszusammensetzung der Metadiabasserie herrscht wenig Abwechslung. Es liegen meist dichte Metadiabase vor, vereinzelt treten Fleckenmetadiabase auf. An der Basis sind oft schwach phyllitische Typen zu beobachten.

Unter der Eckardalpe sind nur 4—6 Tonschieferlagen vorhanden. Nur im östlichen Teil des Nordabfalles, am Weg Laßnitzstraße—Eckardalpe gut aufgeschlossen, sind zwischen 1000 *m* und 1900 *m* Höhe mächtige tonige Lagen vorhanden, die stellenweise phyllitisch entwickelt sind. Auf diesem Wege treten in 1095 *m* Höhe auch gabbroide Typen auf.

Östlich der Eckardalpe keilen zwei Lagen von Metadiabasen mit rostig kalkigen Lagen aus, die sich am NO-Abfall zu einem mächtigen Zug vereinigen.

Über der Eckardalpe, ungefähr von 1220 m Höhe an, beginnen die wellig gefalteten kalkigen Tonschiefer, die stellenweise breite Kalklagen enthalten und bis zur Kote 1407 reichen.

Die Lagerung zeigt einige Merkwürdigkeiten. Im allgemeinen herrscht bis zum Beginn der kalkigen Tonschiefer 30—40° S-fallen. Im westlichen Teil sind S—SSW-fallende Lagen häufig, am östlichen Nordabfall sind SSO-fallende Schichten zu beobachten. Außerdem treten in den Profilen östlich der Falllinie Puglhube—Eckardalpe auch N-fallende Schichten auf. So ist in ungefähr 980 m Höhe eine 50—60° N-fallende Zone vorhanden. Dann trifft man auf kurze Strecken um 1120 m N—NNW-fallende Schichten. Mit steilem Nordfallen beginnen auch die kalkigen Tonschiefer, die durch wellenförmigen Faltenwurf in S- und NO-Fallen übergehen.

Ebenso kann ich diesen Wechsel in der Fallrichtung in den unteren östlichen Abfällen mir nur durch einen Faltenbau erklären. Es liegen drei Mulden und drei Sättel vor, deren Scheitel jedoch nicht mehr erhalten sind. Da in den Profilen westlich vom Schlötterbach N-fallende Zonen fehlen, so herrscht hier entweder isoklinaler Faltenbau, der nicht

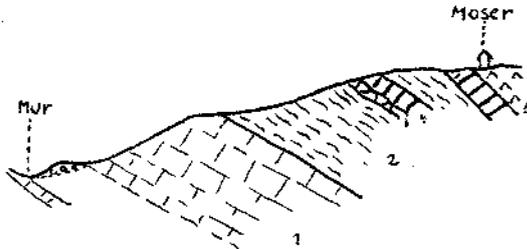


Abb. 7. Profil Mur—„Moser“. 1 = Murauer Kalk, 2 = Phyllite, 3 = Rauchwacke, 4 = Quarzkeratophyr, 5 = dichter Metadiabas.

mehr aufzulösen ist, oder es kam überhaupt zu keiner Faltenbildung. Die Metadiabase wurden dann als flaches Schichtpaket aufgehoben.

Auch am Westabfall Eckardalpe—Kote 1301 ist vom Faltenbau nichts zu sehen. Das S-Fallen geht in N-Fallen über.

b) Die Murauer Phyllit-Kalkserie zwischen Murau und Laßnitzbach.

Die untersten Nordabfälle zwischen Murau und Laßnitzbach bestehen aus Murauer Kalk, der vereinzelt dünne Lagen von Kalkphyllit enthält.

Die oberste Grenze der Kalke ist durch eine deutliche Ebenheit — Schlatting—Puglhube—850 m — gekennzeichnet. Die Kalke sind meist bläulich, stellenweise als Glimmerkalke und Bänderkalke entwickelt.

Kalkphyllite treten in der Mulde nördlich der Puglhube und am Ostabfall zum Laßnitzbach auf, wo sie intensiv verfaltet sind.

Dieser ganze Schichtstoß zeigt ziemlich gleichmäßiges 30—40° SSW-Fallen.

Betrachtet man den Kalkzug von der Stolzalmseite, so erhält man den Eindruck, daß es sich nicht um einen einheitlichen Zug handelt, sondern um Großlinsen, die durch phyllitische Lagen voneinander getrennt sind.

Über den Kalken liegen schwach-kohlenstoffführende Quarzphyllite. Die Kalkphyllite, die westlich vom Schlötterbach vorhanden sind, fehlen.

Vereinzelt, so im Profil Laßnitzbachmündung—Laßnitzstraße, dann nördlich vom Gehöft „Moser“ und unmittelbar östlich von der Puglhube an der Laßnitzstraße stecken in diesen Phylliten schmale Lagen von ockeriger Rauchwacke. (1—4 m mächtig. Abb. 7.)

Mit dem Beginn der großen 930-*m*-Ebenheit liegen über den Phylliten Quarzkeratophyre. Der bedeutendste Zug setzt den kleinen Kogel unmittelbar südlich Kote 933 zusammen, zieht gegen das Gehöft Moser und weiter, freilich eine kurze Strecke durch Schotter verhüllt, in den Laßnitzgraben, wo er sich weiter in die Berggruppe des Blasenkogels fortsetzt.¹⁾

Ein kleiner Zug (auf der Karte aus drucktechnischen Gründen nicht eingezeichnet) ist unmittelbar bei der Kote 933 im Phyllit mit 60° SSW-fallen aufgeschlossen (Pr. Nr. 6). Die gleiche Stellung nimmt ein Quarzkeratophyr nördlich des Gehöftes Moser, knapp unter der Ebenheit, ein.

Die Auflagerung der Metadiabasserie auf der Phyllit-Kalkserie ist nur an wenigen Stellen zu sehen.

Es herrscht vollständige Konkordanz. Die Berührungsfläche ist eine tektonische.

c) Die Ostahfälle. (Pr. Nr. 9, 10, 11.)

Die vom Kamm Eckardalpe—Kote 1301 bis 1523 gegen Osten zur Laßnitzstraße abfallenden Hänge bestehen durchwegs aus Gesteinen der Metadiabasserie.

Die Metadiabase mit den rostig-kalkigen Lagen sind im Abfall zum Weierhof von 990 *m* bis 1020 *m* und von 1070 *m* bis 1175 *m* mit 60—80° NW-Fallen aufgeschlossen.

Der obere Zug teilt sich gegen N in zwei Teile. Das Fallen verflacht bis 30° NW. Die tiefste Lage streicht über die Kote 1149 zum Eckardfahweg, der oberste Schichtstoß zieht etwas oberhalb der Eckardalpe hin.

Gegen S, zur Kote 1158 *m* erfolgt ebenfalls rasch eine Teilung; es keilen dichte Metadiabase ein, die südlich der Kote 1158 in Tonschiefer übergehen.

Wellige Verfaltungen sind häufig.

In dem Profil Weierhof—Karrenweg 1158 und weiter aufwärts herrscht meist 50—60° NW-Fallen; vereinzelt treten 80° NW fallende Lagen auf und es schalten sich 60—80° SSW fallende Schichten ein; woraus ebenfalls ein welliger Faltenbau zu konstruieren wäre.

Kleinere Züge von Metadiabas mit rostigen Kalken sind dann noch am Karrenweg Weierhof—Kote 1158 in 1010 *m* Höhe mit 80° NNW-Fallen und am Karrenweg Laßnitzstraße—Laßnitzau mit 50—60° NW-Fallen zu finden.

Der ganze Schichtstoß der Metadiabase und der Metadiabase mit den rostigen Lagen geht durch Wechsellagerungen in Tonschiefer über, die gegen S bzw. SW rasch an Mächtigkeit zunehmen und besonders am Abfall Kote 1523-Sautratte, bzw. in der südlich davon gelegenen Mulde einen ansehnlichen Schichtstoß bilden.

Im Bachbett südlich der Sautratte sind von 1300 *m* an bis zum Sattel südlich Kote 1523 fast nur wellig verfaltete Tonschiefer vorhanden; nur wenige dünne Metadiabaslagen treten von 1440 an etwas hervor. Zu unterst herrscht 50° N-Fallen, das gegen aufwärts in 40° NO-Falleu übergeht.

Ebenso zeigt der Kamm Sautratte—Kote 1523 von 1400 *m* an fast nur Tonschiefer, die 60° N- bis NNO-Fallen. Gegen die Kote 1523 *m* zu stellt sich 30° NNO-Fallen ein.

Auf der Sautratte, Kote 1360, und am Kamm gegen NW sind Wechsellagerungen von dichtem Metadiabas und Tonschiefer aufgeschlossen. Breitwellige Verfaltungen sind hier besonders deutlich zu beobachten.

¹⁾ Thurner: Neue Profile aus der Bergwelt um Murau. V. 1929.

Die Bändermetadiabase, meist intensiv klein gefältelt, sind fast nur auf die Ostabfälle beschränkt. Sie treten besonders in dem Abschnitt Laßnitzbrücke—Laßnitzstraße—Sautratte auf.

Am schönsten sind sie an der Laßnitzstraße unmittelbar nördlich der Brücke aufgeschlossen. In dem Bachbett nördlich der Laßnitzbrücke wurden drei Lagen festgestellt. (Laßnitzstraße bis 940 m; 1020 m; 1140 m.)

In der Streichungsrichtung gehen sie in tonige dichte Metadiabase über. Sie zeigen meist 60—70° NW-Fallen.

Die schön gefältelten Felsen an der Laßnitzstraße, ein Naturdenkmal, will ich zu Ehren des ersten Erforschers des Kartenblattes Murau Herr Hofrat Dr. Georg Geyer „Geologe Hofrat Dr. Georg Geyer-Felsen“ benennen.

Die Fältelung der Bändermetadiabase ist mit der heute vorliegenden Tektonik nicht in Verbindung zu bringen; denn die Bändermetadiabase sind nicht gleichmäßig gefältelt, sondern die Fältelung wechselt lagenweise. Ferner sind dazwischen oft ungefältelte Lagen von dichtem Metadiabas und Tonschiefer vorhanden und es gehen die gefältelten Lagen in ungefältelte aus.

Ich führe daher die Fältelungen auf untermeerische Rutschungen zurück. Das tonig tuffige Material wurde durch ruckartige Abrutschungen lagenweise kleingefältelt und nach der Verfestigung in die Gesamttektonik einbezogen.

Das merkwürdigste Schichtglied des Ostabfalles stellen die kataklastisch umgeschieferten Augengneise dar.

Sie treten am Ostabfall der Sautratte in sechs Zügen auf. Ein geringmächtiger Zug ist dann noch westlich vom Weierhof vorhanden.

Am leichtesten zugänglich sind die umgeschieferten Augengneise am Wege, der vom Bauern an der Laßnitzstraße in die Laßnitzau führt.

100 Schritt südlich einer Viehhütte (1030 m Höhe) steht ein 20 Schritt mächtiger Zug an, dem nach ungefähr 150—200 Schritt ein zweiter, 180 Schritt mächtiger folgt. Sie fallen 40° NW und sind durch Lagen von dichtem Metadiabas voneinander getrennt. Das massige Gestein ist stark zerklüftet.

Der mächtige Zug findet seine Fortsetzung in dem Steinbruch südlich der Laßnitzbrücke.

Undeutlicher aufgeschlossen sind die umgeschieferten Augengneise am Südostabfall der Sautratte. Am Karrenweg zur Sautratte fallen die Züge von 1180 m, 1200 m, 1240 m und 1280 m auf.

Ein fünfter Zug liegt knapp unter der Sautratte, erreicht jedoch nicht den östlich gelegenen Weg. (Pr. Nr. 9.)

Am Südostabfall der Sautratte ist der dritte Zug der mächtigste. (1250 m bis 1290 m.) Er fällt 80° NWW. Der Zug unter der Sautratte ist 15 m mächtig.

Der umgeschieferte Augengneis westlich vom Weierhof ist 30 m mächtig und fällt im nördlichen Teil 35° NNW und biegt gegen S mit 30° SSW ab.

Nördlich und westlich der Sautratte und am Wege Laßnitzstraße—Laßnitzau liegen, von Metadiabas umhüllt, 1—2 m mächtige Kalkblöcke, die als vom Untergrund mitgeschleppte Teile aufzufassen sind.

Nördlich der Sautratte, auf der Ebenheit von 1300 m sind drei 1—2 m mächtige Blöcke zu beobachten, die teilweise Metadiabasmaterial eingefaltet besitzen. Da sie deutlich mit den Metadiabasen in Verbindung stehen, kann es sich nicht um erratisches Material handeln.

Westlich der Sautrattenkote 1360 in 1470 m Höhe liegt im Tonschiefer eine 3 m mächtige Kalkscholle, die 80° gegen SO fällt. Die Umgrenzung ist schlecht aufgeschlossen, doch ist eine dickbauchige Linse wahrscheinlich.

Sehr schön aufgeschlossen sind hingegen zwei Kalkblöcke am Wege Laßnitzstraße—Laßnitzau. Sie sind knapp vor einer Viehhütte in dichten Metadiabas eingehüllt, so daß nur der oberste Teil herauschaut. Der eine hat einen Durchmesser von $\frac{1}{2} m$, der andere von $2 m$.

d) Die Südostabfälle des Kammes Oberberg—Kote 1523.

Die Abfälle gegen SO zwischen den Koten 1523 und 1600 werden von dichtem Metadiabas, Tonschiefern und körnigen Metadiabasen aufgebaut. Nur auf dem Rücken, der vom Gehöft „Pichler“ zur Kote 1541 zieht, fällt ein Zug feinschichtiger Arkoseschiefer besonders auf.

Dieses Profil wird genauer beschrieben (Abb. 8). Beim Gehöft „Pichler“, bis wohin der Schutt reicht, steht dichter Metadiabas an, der unmittelbar darüber tonige Lagen enthält. In den dichten Metadiabasen um $1200 m$ fallen Partien von feinkörnigem Metadiabas auf. Von $1280 m$ bis $1310 m$ folgen mit 40° NW-Fallen feinschichtige Arkoseschiefer, die aber nur eine rasch auskeilende Linse bilden und mit dem mächtigen Schichtstoß des

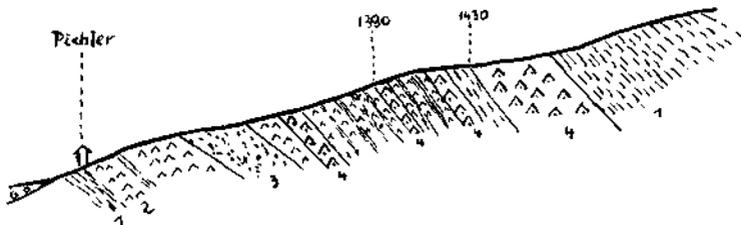


Abb. 8. Pichler—Oberbergkamm. 1 = Tonschiefer, 2 = dichter Metadiabas, 3 = Arkoseschiefer, 4 = körniger Metadiabas.

SSO-Abfalles nicht in Verbindung stehen. Darüber liegen dichte und körnige Metadiabase.

Die körnigen Metadiabase von $1390 m$ bis $1410 m$ sind durch Tonschieferlagen geteilt; es herrscht 60° NO-Fallen.

Der auffallendste Zug liegt auf der Ebenheit von $1430 m$ bis $1460 m$. Die körnigen, feldspatreichen Typen ziehen mit 60° NO-Fallen zum Oberbergkamm, gegen O keilen sie jedoch rasch aus.

Darüber folgt bis zum Kamm ein mächtiger Schichtstoß von Tonschiefern, der gegen die Sautratte hinzieht. Das 60° NO-Fallen geht gegen aufwärts in 30° NO-Fallen über.

Die Tonschiefer mit durchschnittlichem NO-Fallen beherrschen den oberen Teil dieser Abfälle. (Abb. 8.)

Die körnigen Metadiabase reichen bis zum Oberbergkamm.

Auf dem schmalen Rücken nordöstlich vom Gehöft „Kasniegl“ liegt im Tonschiefer eine $10 m$ mächtige Kalkscholle, die 60° NW fällt.

Westlich der Fallinie „Kasniegl“—Laßnitzau schalten sich in die Metadiabasserie Arkoseschiefer ein, die das auskeilende Ostende des mächtigen Schichtstoßes vom SSO-Abfall darstellen.

Die Aufschlüsse um das auskeilende Ende sind sehr schlecht; das wirkliche Ende ist nicht zu sehen. Nirgends, wo Aufschlüsse den Kontakt zwischen Arkoseschiefern und Metadiabasen zeigen, kann man Spuren besonderer Beanspruchung sehen. So wie weiter im W wird auch dieser Schichtstoß

von 40° NW—NWW-Fallen beherrscht, das gegen die einheitliche Metadiabasserie in N- bzw. gegen aufwärts in NO-Fallen übergeht.

Ich bin daher der Meinung — und ich wurde darin auch durch die Begehungen im Raume Preining—Kuchalpe bestärkt —, daß Arkoseschiefer und Metadiabasserie einem einheitlichen Entstehungszyklus angehören.

5. Die jüngeren Ablagerungen.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, sind Schotterablagerungen weit verbreitet. Längs der Mur und der meisten Seitenbäche sind Schotterterrassen, bzw. junge Flußaufschüttungen vorhanden. Über diesen liegen die Schuttkegel der kleineren Bäche, die durch die Lokalschotterführung auffallen. Auf den tiefer gelegenen Ebenheiten (850 m, 930 m) sind Verebnungsschotter zu beobachten.

In den breiten, flachen Mulden der Einzugsgebiete einiger Bäche bedecken Schutthalden den Fels.

Eine gut aufgeschlossene Moräne, die zahlreiche Blöcke von Paalerkonglomerat führt, liegt südöstlich der „Sautratte“. Zahlreiche kleine Einzelblöcke von erratischem Material findet man oft auf den Nordabfällen.

Die vielen Rundhöcker (Leonhardiberg, Frauenhain, Dechanthube usw.) sind ebenfalls Zeugen der Vereisung.

Über all diese jugendlichen Ablagerungen und über die Morphologie wird später in einer ein weiteres Gebiet umspannenden Arbeit berichtet.

6. Einige Bemerkungen zur Karte.

Die vielen Wechsellagerungen von Metadiabas und Tonschiefer können auf der Karte nicht genau dargestellt werden, sie wurden lediglich nur schematisch eingezeichnet.

IV. Tektonische Zusammenfassung.

1. Das Kristallin.

Die kristallinen Gesteine, diaphthorithische Glimmerschiefer, Biotitschiefergneise und Pegmatite bilden das tiefste Bauelement der Frauenalpe.

Die Glimmerschiefer setzen von Kaindorf über St. Lorenzen bis zur Säge im Lorenzengraben die untersten Abfälle zusammen. Die größte aufgeschlossene Mächtigkeit von 80 m liegt im Profil St. Lorenzen—Kotschidalm. (Pr. Nr. 1.)

Westlich von Kaindorf herrscht 25—30° SOO- bis SO-Fallen; gegen St. Lorenzen stellt sich 20° SO-Fallen ein; südlich St. Lorenzen wiegen 30—40° SSO fallende Lagen vor, die im Lorenzengraben in 20° S-Fallen übergehen. Daraus ersieht man, daß dieser Schichtstoß eine etwas gegen O geneigte Mulde bildet.

Südlich vom Bruch Zirngast-Gratzer (Zirngastbruch genannt) tauchen abermals Glimmerschiefer auf, die stellenweise besonders diaphthoritisch sind.

Der Westabfall beim Gehöft „Gratzer“ bis knapp zum Kotschidbruch besteht aus diesen Gesteinen. Meist herrscht 20° S-Fallen; in den oberen Lagen wiegt SO-Fallen vor.

Die darüberliegenden Kalkphyllite, ein schmales Band bildend, reichen bis etwas südlich vom Kotschidbach.

Längs des Kotschidlbaehes verläuft ein Bruch, Kotschidlbruch genannt. Er trennt die nördlich gelegenen Arkoseschiefer von den südlich davon vorhandenen kristallinen Schiefen.

Die Kalkphyllite an der Basis werden vom Bruche nicht mehr betroffen, denn die Aufschlüsse nördlich und südlich vom Bach sind ohne Störung zu verbinden.

Die kristallinen Gesteine südlich vom Kotschidlbruch bestehen aus Glimmerschiefern, Phylloniten und Biotit-Schiefergneisen.

Am NW-Abfall des Birkleitkogels wiegt S-Fallen vor; doch südlich der Kote 1023 und am SW-Abfall stellt sich N—NW-Fallen ein. Im Ackerlgraben treten zu unterst 50° — 70° NNW—NWW fallende Lagen hervor, die gegen den Frauenalpenabfall zu in 25° NW-Falleu übergehen.

Es entsteht dadurch eine deutliche flache Mulde mit einem Nord- und einem Südlügel.

Denkt man sich die darüberliegenden Gesteine (Arkosen, Arkoseschiefer und Metadiabase) abgehoben und vergegenwärtigt man sich körperlich die Gestaltung des Kristallins, so erhält man eine gegen W ansteigende Mulde. Der Nordschenkel schwenkt etwas gegen O, der Südschenkel gegen W ab.

Die Mulde jedoch hat einige Schönheitsfehler. Die Einheitlichkeit wird vor allem durch die Brüche (Zirngast- und Kotschidlbruch) gestört, wodurch N- und S-Flügel nicht ohne weiters zu verbinden sind. Ferner sind die Flügel nicht symmetrisch. Der Teil südlich vom Kotschidlbruch ist durch das Auftreten der Phyllonite und Schiefergneise, die als eine eigene untergeordnete Schubmasse aufzufassen sind, gekennzeichnet.

Das Kristallin der Frauenalpe ist nur ein Teil jener großen Mulde, welche das Murauer Paläozoikum umrahmt. Es setzt sich gegen W in die Nordabfälle des Kreischberges, gegen N in den Kramerkogel fort. Im Süden ist die Verbindung bis Ackerlhöhe—Staudacherjoch sichergestellt. Im O taucht das Kristallin bei Triebendorf wieder empor. Es entsteht dadurch eine unregelmäßig geformte schüsselförmige Mulde, auf die das Murauer Paläozoikum aufgeschoben wurde, das sich dieser Großkerbe anpaßte (Reliefüberschiebung).

Das Kristallin, wohl die Unterlage der Murauer Schubmasse, ist jedoch nicht autochthon, sondern selbst wieder als Schubmasse aufzufassen. Denn das Kristallin im S (Birkleitkogel-Ackerlhöhe-Staudacherjoch) vereinigt sich zu einem Zuge, der als Schubspan über die Phyllite und Arkoseschiefer der Langenalm und des Preining zu liegen kommt. Dieser kristalline Schubspan ist vom Paalgraben (Prankertiefe) über Kirbisch, Goldachnock, Staudacherjoch, Ackerlhöhe bis in den Sattel nördlich vom Preining zu verfolgen.

Im N ist das Kristallin durch die Marmore des Freiberges (westlich Schöder), die gegen Krakaudorf ziehen, vom Kristallin der Niederen Tauern abzutrennen. Die Abgrenzung weiter gegen W (Krakaudorf—Prebersee) ist noch nicht sichergestellt.

2. Die Murauer Phyllit-Kalkserie.

Die untersten Nordabfälle der Frauenalpe zwischen Laßnitzbach und der Brauerhube bestehen aus Gesteinen dieses Schichtstoßes.

Die Murauer Kalke reichen vom Laßnitzbach bis zum Eisenbahntunnel westlich Murau. Sie fallen meist SSW—SW.

Darüber liegen Kalkphyllite, Kohlenstoffphyllite und Kieselschiefer. Untergeordnet beteiligen sich Quarzphyllite, Serizitquarzite und Chlorit-quarzphyllite am Aufbau.

Diese Gesteine sind nur ein kleiner Teil des mächtigen Phyllit-Kalkschichtstoßes. Sie setzen sich gegen N und NW in die Stolzalpe¹⁾ und in den Kramerkogel fort und ziehen gegen O in die Nordabfälle des Blasenkogels.

Das Murtal zwischen St. Lorenzen und Triebendorf ist keine Störungslinie. Alle Schichten finden gegen N — nur durch die Erosionskerbe der Mur unterbrochen — ihre Fortsetzung.

Außer diesem geschlossenen Schichtbestand gehören zur Phyllit-Kalkserie noch die Kalkphyllite im Lorenzengraben (Gratzer-Kotschidlbach). Ob es sich hier um verschürfte oder abgequetschte Schubspäne handelt, ist nicht sicher zu entscheiden.

Mit der Phyllit-Kalkserie sind die Quarzkeratophyre eng verknüpft. Die kleinen Reste in der Nähe der Kote 933 und weiter östlich sind mit denen des Nordabfalles vom Blasenkogel zu verbinden und passen sehr gut mit den Stolzalpen-Vorkommen zusammen.

Schmale Rauchwackenzüge — wahrscheinlich Triasreste — nehmen die gleiche Stellung wie auf der Stolzalpe ein.

3. Die weißen Arkosen bis Quarzite.

Am Birkleitkogel-Westabfall hegen über den Schiefergneisen weiße Arkosen bis grobkörnige Quarzite. Östlich vom Birkleitkogel kommen sie unter die feinschichtigen Arkoseschiefer zu liegen.

Die Arkosen liegen mit W-Fallen bis diskordant auf der Mulde, die von den Schiefergneisen gebildet wird.

Wie die Aufnahme am Kreischberg ergeben hat, sind die Arkosen Bestandteile des Paaler Konglomerates. Sie kommen an zahlreichen Stellen (Kreischberg N-, W- und O-Abfall, Lorenzengraben Bachtteilung) nachgewiesen werden.

Ein O—W-Schnitt Birkleitkogel—Kreischberg zeigt deutlich, daß die Arkosen westlich vom Lorenzengraben sich fortsetzen und dort vom Konglomerat überlagert werden.

4. Die Metadiabasserie.

Zu diesem Schichtstoß gehören die schwach phyllitischen Tonschiefer, die feinschichtigen Arkoseschiefer und die Metadiabase wieder mit Tonschiefern.

Der Tonschiefer-Arkoseschiefer-Schichtstoß ist kein selbständiges tektonisches Stockwerk, denn zwischen den Metadiabasen und Arkoseschiefern ist keine Bewegungsfläche vorhanden. Ferner nehmen die oberen Lagen der Arkoseschiefer grünliche Färbung an, was auf Aufnahme von vulkanischem Material schließen läßt. (Wodurch ebenfalls eine gewisse Verbindung mit den Metadiabasen hergestellt wird.) Dann keilt der Arkoseschieferschichtstoß am SO-Abfall des Oberberges in den Metadiabasen aus.

Besonders deutlich wird der einheitliche Schichtstoß in den Bergen südlich der Frauenalpe (Lange Alm, Preining, Kuchalpe), wo tonige Phyllite, Arkoseschiefer und Diabase in Wechsellagerung auftreten.

¹⁾ Thurner: Zur Geologie der Stolzalpe. 1929.

a) Der Tonschiefer-Arkoseschiefer-Schichtstoß.

Dieser Schichtstoß beginnt im Graben südlich Kaindorf und zieht über die SW-, S- und SSO-Abfälle weiter, wo sie sich zu großer Mächtigkeit entwickeln. Am SO-Abfall des Oberberges keilen sie zwischen den Metadiabasen aus. Die Tonschiefer — meist schwach phyllitisch entwickelt — bilden mit den Arkoseschiefern einen sedimentären Zyklus. Sie gehen durch Wechselagerungen und allmähliche Materialänderung in die Arkoseschiefer über.

Die Tonschiefer kommen hauptsächlich zwischen Kaindorf und dem Lorenzengraben (Gehöft „Gratzer“) zu größerer Entwicklung. Die tiefsten Lagen, über den Glimmerschiefern, sind stärker phyllitisch als die übrigen und zeigen deutliche Spuren von Beanspruchung. Auf der Karte wurde diese Zone durch eine Wellenlinie gekennzeichnet.

Kleinere Tonschieferlagen treten dann noch im Liegenden des SO-Abfalles auf.

Die Arkoseschiefer zeigen zahlreiche kleine Abänderungen (petrographischer Teil, S. 307), die jedoch auf der Karte nicht dargestellt werden können.

Die Bänderarkoseschiefer sind besonders am SO-Abfall häufig. Die kleingefalteten Bänderarkoseschiefer sind mit der heutigen Tektonik nicht in Zusammenhang zu bringen. Sie begünstigen am SO-Abfall die Lage zwischen 1600 m und 1700 m Höhe.

Am SW-Abfall treten die Arkoseschiefer mit Schiefergneisen in Berührung. Auf Grund der Fallrichtungen (Schiefergneise 50—60° NW; Arkoseschiefer 35° NNW) schließe ich auf eine schwache Diskordanz. Die aufliegenden Arkoseschiefer zeigen keine Durchbewegungsspuren, wohl aber sind die obersten Lagen der Schiefergneise mylonitisiert.

Am S-Abfall, an der Grabenlinie Trogsattel—Grafingeralm—Graningerbach stoßen die Arkoseschiefer unvermittelt an die Glimmerschiefer der Ackerhöhe. Zur Erklärung dieser Lagerung ist die Abnahme eines Bruches (Grafingerbruch) notwendig.

Wie aus der Gesamtlagerung hervorgeht, liegt im unteren Talabschnitt ein deutlicher Bruch vor, der gegen aufwärts (Grafingeralm—Trogsattel) in eine flexurartige Absenkung überleitet und sich dann weiter in der diskordanten Schubfläche zwischen Schiefergneis und Arkoseschiefer gegen den Birkeleitkogel zu fortsetzt. Ob der Kotschidlbruch damit zusammenhängt, ist wahrscheinlich, aber nicht nachweisbar.

Um die körperliche Gestaltung dieses Schichtstoßes vor Augen zu führen, gebe ich einen Überblick über die Fallrichtungen.

Bei Kaindorf in der Nähe des Dolomitklotzes sind 50—60° NOO-fallende Tonschieferlagen zu beobachten. Gegen W folgt 25—35° O- bis SO-Fallen. Südlich St. Lorenzen stellt sich SO-Fallen ein. Am Westabfall herrscht zu unterst 20—30° S fallen, weiter aufwärts, nördlich vom Zirngastbruch, trifft man wieder SO-Fallen. Südlich von diesem Bruch, im Raume „Gratzer“—Kotschidlalm treten gegen O fallende Lagen stärker hervor.

Ungefähr von der Kotschidlalm bis zur Metadiabasgrenze ist flaches N- bis NO-Fallen häufig. Vom Birkeleitkogel zum Trogsattel stellen sich NNW fallende Lagen ein. Am SO-Abfall überwiegt das NW-Fallen.

Verbindet man nun alle Fallrichtungen, so erhält man eine halbschüsselförmige Form, die am NO-Ende gegen O absinkt und deren S-Rand gegen NW geneigt ist.

Es wäre gefehlt, auf Grund dieser Fallrichtungen eine bestimmte Schubrichtung abzuleiten. Die Tektonik dieses Schichtstoßes zeigt überall das Bestreben, die kristalline Unterlage auszufüllen und sich diesem Relief anzupassen.

Die Tektonik ist durch die Muldenform des Kristallins bestimmt.

Die verschiedenen Mächtigkeiten des Tonschiefer-Arkoseschiefer-Schichtstoßes hängen wahrscheinlich mit der Formung des Untergrundes zusammen. Wo das Kristallin am höchsten liegt — Trogsattel—Birkleitkogel — sind die Arkoseschiefer 130 m mächtig. Nördlich vom Grafingerbruch (Muldensteilabfall) stapeln sich die Sedimente bis 600 m Mächtigkeit auf. Ebenso erfolgte nördlich vom Kotschidlbruch eine Anhäufung.

Das bedeutet also ein Aufstapeln der Schichten in den Muldentiefen und ein Abgleiten von den hochgelegenen Muldenrändern. (Falten am NO-Abfall.) Daher fehlen die Tonschiefer im Raume Birkleitkogel—Trogsattel.

Diese Schichtverschiebungen sind vielleicht einmal genauer abzulesen, wenn die Richtungen der Kleinfältelungen in den Bänderarkoseschiefern, die wahrscheinlich damit zusammenhängen, auf größere Strecken hin gemessen werden.

An der Kaindorfer Flexur sind die Tonschiefer arg beansprucht, und es ist der Dolomitklotz, der als Triasrest angesehen wird, eingezwängt.

Der ganze Schichtstoß inklusive Metadiabase ist eine Schubmasse, die auf die kristalline Mulde aufgeschoben wurde. Darüber jedoch folgt eine ausführliche Besprechung bei den Metadiabasen.

Wie schon kurz erwähnt, haben die gleichen Arkoseschiefer und Tonschiefer, welche nur etwas phyllitisch sind, im Raume südöstlich der Frauenalpe am Preining, auf der Kuch- und Kuhalpe große Verbreitung. Diabaslagen gesellen sich dazu.

Ein N—S-Schnitt Frauenalpe—Preining zeigt die ungestörte Fortsetzung der Schichten gegen S.

Der Schichtstoß Tonschiefer-Arkoseschiefer mit Diabaslagen ist der sedimentäre Vorläufer der eigentlichen Diabasphase.

Die tonigen Phyllite und die Arkoseschiefer sind jedoch auch noch im Raume Prankertiefe—Prankerhöhe—Schwarmbrunn—Hirschtritt—Lange Alm mächtig entwickelt. Sie sind von der Frauenalpe durch den kristallinen Schubspan Prankertiefe—Preining getrennt. Östlich vom Preining bilden sie einen einheitlichen Zug.

b) Der Schichtstoß der Metadiabase.

Metadiabase und Tonschiefer bauen diesen Schichtstoß auf. Die vielen Gesteinsabarten lassen sich um dichte Metadiabase, Fleckenmetadiabase, körnige Metadiabase und Tonschiefer herum gruppieren.

Aus dieser Zusammensetzung ergibt sich, daß Metadiahasergüsse durch tuffiges und schlammiges Material unterbrochen wurden.

Überblickt man die Verteilung der körnigen Metadiabase, die ich als die eigentlichen Diahasergüsse auffasse, so fällt auf, daß sie im Verhältnis zu den dichten Metadiabasen (tuffiges Material) und Tonschiefern zurücktreten.

Die körnigen Metadiabase bilde vor allem im mittleren Teil im Raume Dechanthube—Mnauerhütte—Frauenalpenhütte—Oberberg-Kamm bis Eckardalpe auffallende, jedoch kurze Züge. Es liegen sowohl westlich als auch östlich vom Schlötterbach ungefähr fünf Lagen vor. Außer diesen Hauptvorkommen, die wahrscheinlich fünf Ergüssen entsprechen,

treten an vielen Stellen noch kleine, feinkörnige Metadiabase auf, die meist in dichte übergehen.

Am weitesten sind die dichten Metadiabase verbreitet, von denen die Fleckenmetadiabase und phyllitischen Metadiabase abzuleiten sind. Sie beherrschen fast ganz den westlichen und nördlichen Metadiabaserand und wiegen über der Waldgrenze vor.

Die Metadiabase mit den rostigen Kalklagen, also kalkig tuffige Lagen, sind hauptsächlich auf den Ostabfall Eckardalpe-1301 beschränkt.

Für die Gliederung des Metadiabasschichtstoßes sind die Tonschiefer wichtig.

Die meisten Tonschiefer sind grau oder violett gefärbt. Außer diesen leiten grünliche Typen zu den dichten Metadiabasen über.

Eine besondere Abart stellen die kalkigen Tonschiefer dar, die am Oberbergerkamm von 1240 m Höhe bis 1407 m auftreten.

Durch die Diabasergüsse wurde an einzelnen Stellen Material vom Untergrund mitgerissen. Um die Sautratte liegen Kalkblöcke, die im Metadiabas eingewickelt sind.

In der Nähe der Murauerhütte und am SO-Abfall unweit „Kasnieg“ sind Kalkschollen konkordant eingeschichtet.

Die umgeschieferten Augengneise am SO-Abfall der Sautratte, wo sie in fünf Lagen auftreten, sind wahrscheinlich Teile des Untergrundes.

Der Metadiabasschichtstoß, der höchstgelegene der Murauer Schubmasse, bildet eine mächtige Platte, die vom Laßnitzbach bis Kaindorf reicht, dann bis zur Troghütte hinaufzieht und an den SO-Abfällen gegen Laßnitzau hinabführt.

Sie liegt zwischen Laßnitzbach und Brauerhube mit tektonischem Verband auf der Phyllit-Kalkserie. Zwischen Kaindorf-Trogsattel und Laßnitzau liegen die Metadiabase auf den Arkoseschiefern. Wie schon erwähnt, sind die beiden Schichtstöße durch keine Bewegungsfläche voneinander getrennt.

Ich betrachte nun die Metadiabasplatte als körperliches Gebilde.

Am Westrand vom Kaindorfgraben bis zur Troghütte wiegen O fallende Lagen vor. (Zu nnterst SOO- bis SO-Fallen, oben NOO- bis NNO-Fallen.)

Die Ostrichtung beherrscht auch noch den Raum südlich Olach bis Kote 1060. Der Nordabfall westlich vom Schlötterbach ist bis ungefähr 1300 m Höhe durch Südfallen gekennzeichnet, weiter aufwärts stellt sich flaches N- bis NNO-Fallen ein.

Am Nordabfall östlich vom Schlötterbach herrscht bis zur Eckardalpe S-Fallen vor. Es treten jedoch auch N bis NO fallende Lagen, die auf einen Faltenwurf schließen lassen, auf. Von der Eckardalpe den Oberbergkamm aufwärts überwiegen NNO- bis NO-Fallrichtungen, die jedoch zum Unterschiede vom westlichen Nordabfall bedeutend steiler als die Hangneigung sind.

Dieser Unterschied in den Fallrichtungen im W und O des Schlötterbaches ist durch eine schwache flexurartige Absenkung gegen O zu erklären, die im Schlötterbach verlaufend, ungefähr bis 1600 m Höhe reicht. (Schlötterbach-Flexur.)

Am Ostabfall sind hauptsächlich NW fallende Lagen zu verzeichnen. Am Kamm Frauenaupengipfel—Oberberg wiegt flaches N- bis NNO-Fallen vor.

Auf Grund dieser Fallrichtungen entsteht eine an allen Seiten aufgebozene schüsselförmige Mulde, deren hochgelegener Südflügel besonders auffällt.

Die zu einer Schüssel verbogene Metadiabasplatte ist dann noch durch verschiedene Mächtigkeiten besonders gekennzeichnet.

Am Südfall zum Trogsattel ist die Platte 120 m mächtig und nimmt gegen SO-Abfall deutlich an Mächtigkeit zu. So liegt am SO-Abfall des Oberberges bereits ein 200 m dickes Schichtpaket vor, das am Ostabfall auf 600 m answillt.

An den Nordabfällen ist die Mächtigkeit wegen des Nordfallens schwer genau feststellbar. Östlich vom Schlötterbach ist immerhin mit einer 400—600 m dicken Platte zu rechnen. Westlich vom Schlötterbach liegt eine Mächtigkeit von 300—400 m vor, die gegen den Westrand bis auf 250 m abnimmt.

Denkt man daher die schüsselförmig verbogene Platte körperlich vor sich, so fällt der mächtige Nord- und der besonders dicke Westrand auf.

Diese verschiedenen Mächtigkeiten sind ein Ergebnis der Aufschiebung auf die kristalline Mulde. Durch den Einschub in die Mulde entstanden Rutschungen und Aufstapelungen gegen die Muldentiefe zu (Murau-Triebendorf) bzw. Ableitungen von hochgelegenen Muldenrändern.

Ob die Kleinfaltungen in den Metadiabasen mit diesen Ableitungen zusammenhängen, ist nicht zu entscheiden. Ich vermute vielmehr, weil sie nur in einzelnen Lagen auftreten und nicht parallel-harmonisch verfaltet sind und oft verdickte Faltschenkel zeigen, daß es sich um untermeerische Rutschungen handelt. Vielleicht bringen Messungen der Faltenachsen Klarheit.

Auf Grund der vorhandenen Fallrichtungen kann man keine bestimmte Bewegungsrichtung ableiten. Die Tektonik der Metadiabase und des Arkose-schiefer-Schichtstoßes wird vielmehr durch die Anpassung an die kristalline Mulde beherrscht.

Dies wird besonders klar, wenn man die gesamten Metadiabasvorkommen um Murau zusammenfaßt.

So setzt sich die Metadiabasplatte gegen N in die Stolzalpe fort, wo in Verbindung mit der Phyllit-Kalkserie am NW-Abfall ein Anpassen durch SW-Fallen erreicht wurde, das gegen Peterdorf in NO-Fallen übergeht.

Gegen O ist die Verbindung mit dem Blasenkogel und dem Karchauerreek sichergestellt. Hier wird die Anpassung an den Ostrand der Mulde durch Westfallen erreicht.

Am Kramerkogel SO-Abfall sind zwischen St. Georgen-Olach kleine Metadiabasreste vorhanden, die mit SO-Fallen sich dem NW-Flügel der Mulde anschmiegen.

Recht deutlich kommt die Anpassung in der Talfurche Ranten—Rottenmann zum Ausdruck, wo in einem tief liegenden Muldenteil kleine Metadiabasreste in Verbindung mit der Phyllit-Kalkserie dem kristallinen Untergrund mit S-Fallen aufruhren.

Diese heute durch die Erosion getrennten Schollen bildeten einst eine geschlossene Platte, die in Verbindung mit der Phyllit-Kalkserie in die unregelmäßig gestaltete kristalline Mulde eingeschoben wurde.

Diese gesamte Murauer Schubmasse paßte sich der vorhandenen Kerbe an, wodurch freilich innerhalb derselben Abrutschungen, flexurartige Verbiegungen bis Brüche entstanden. (Kaindorf-, Schlöttergrabenflexur.)

Es wäre gefehlt, wenn man aus den verschiedenen Fallrichtungen Schubrichtungen aus O, W, N und S ableiten würde. Die Großtektonik der Murauer Schubmasse Phyllit-Kalkserie-Metadiabasserie wird lediglich durch Anpassung an die kristalline Mulde beherrscht.

Es ist belanglos, ob die kristalline Mulde tektonischer Natur oder ein Ergebnis der Ausnagung ist (obwohl erstere mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat), das Ergebnis, daß die Einschubung der Murauer Schubmasse als eine Reliefüberschiebung zu bewerten ist, wird deshalb nicht geändert.

5. Die Ergebnisse.

1. An dem Aufbau der Frauenalpe nehmen Anteil:

a) Kristalline Gesteine, die den SW-, W- und SW-Abfall aufbauen. Es beteiligen sich diaphthoritische Glimmerschiefer, Biotit-Schieferschiefer, Phyllonite und Pegmatite.

b) Weiße grobkörnige Arkosen bis Quarzite, die am W-Abfall des Birkleitkogels auftreten. Sie sind Bestandteile des Paaler Konglomerats.

c) Gesteine der Murauer Kalk-Phyllitserie setzen die untersten Nordabfälle zwischen Laßnitzbach und Brauerhube zusammen. Kalke, Kalkphyllite Kohlenstoffphyllite und Kieselschiefer gehören diesem Schichtstoß an.

d) Mit den Phylliten sind Quarzkeratophyre und schmale Lagen von Rauchwacken verbunden.

e) Den größten Teil der Frauenalpe bauen Tonschiefer, Arkoseschiefer und Metadiabase auf, die in zahlreichen Abarten auftreten.

2. Die Lagerung ist durch folgende Merkmale gekennzeichnet:

a) Der kristalline Untergrund ist ein Teil einer großen unregelmäßig geformten Mulde.

b) In dieser Mulde liegt als Schubmasse das Murauer Paläozoikum. Die gesamte Schubmasse paßt sich dieser Mulde vollständig an und füllt sie aus. Die verschiedenen Faltrichtungen sind durch Annahme einer Reliefüberschiebung erklärt.

c) Der Metadiabasschichtstoß der Frauenalpe bildet eine schüsselförmige Mulde, die einen hochgelegenen Südflügel aufweist.

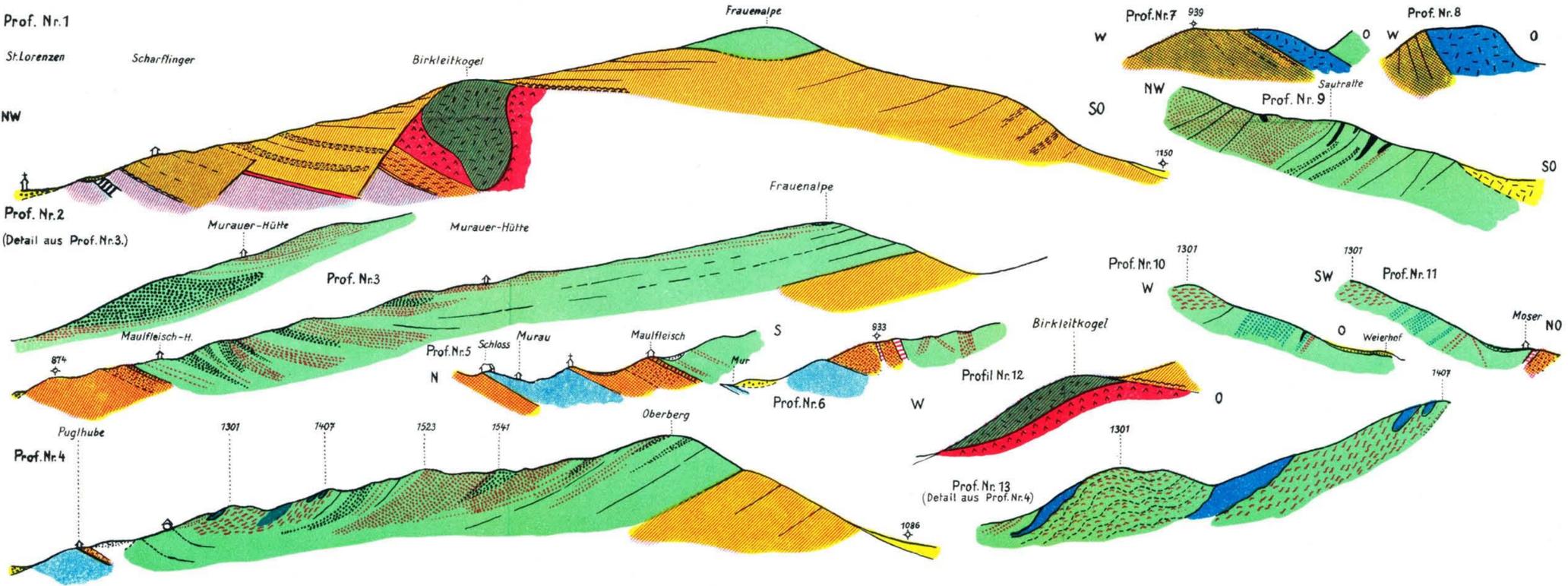
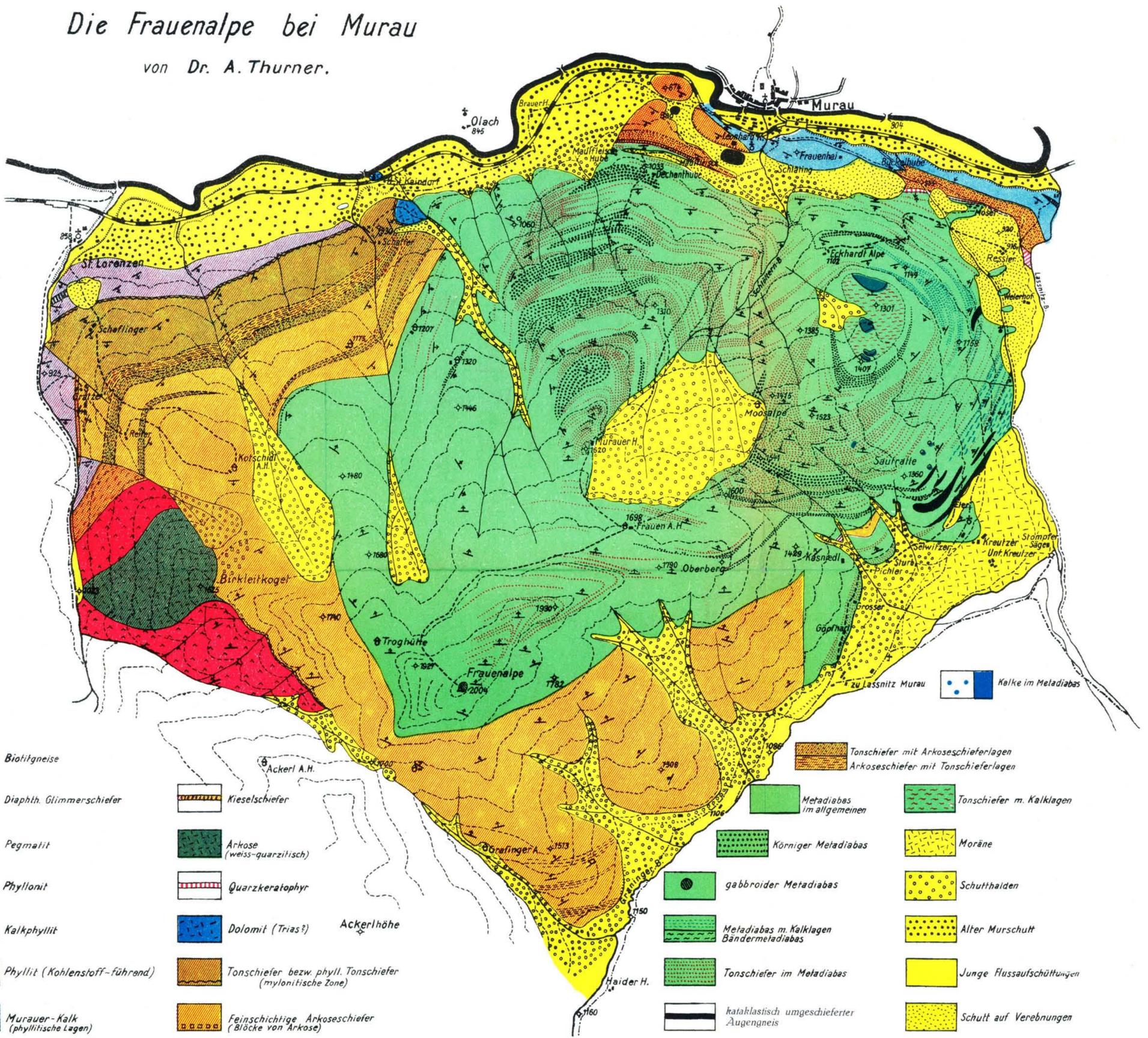
d) Brüche und flexurartige Abbiegungen stören den Bau: Zirngast-, Kotschidl-, Grafingerbruch; Kaindorfer-, Schlötterbachflexur. Am SO-Abfall sind kleinere Brüche wahrscheinlich.

e) Diese Störungen und markante Gesteinsgrenzen bedingen meist die Anlage der Täler.

f) Die Schichtstöße der Frauenalpe setzen sich in den Nachbargebieten ohne Zwischenschaltung von Störungen fort.

Die Frauenalpe bei Murau

von Dr. A. Thurner.



Beispiele von jungen Gleitungen aus Vorarlberg. Verwendung von Gleitformen für das Karproblem.

Von Otto Ampferer.

Mit 12 Zeichnungen.

Bei der geologischen Landesaufnahme in Vorarlberg sind in den letzten Jahren eine Reihe von Gleitungen größerer und kleinerer Bergkörper bekannt geworden, über die ich hier zusammenhängend berichten möchte. Es handelt sich hier vor allem um Gleitformen aus dem Bereiche des Kloostertales und

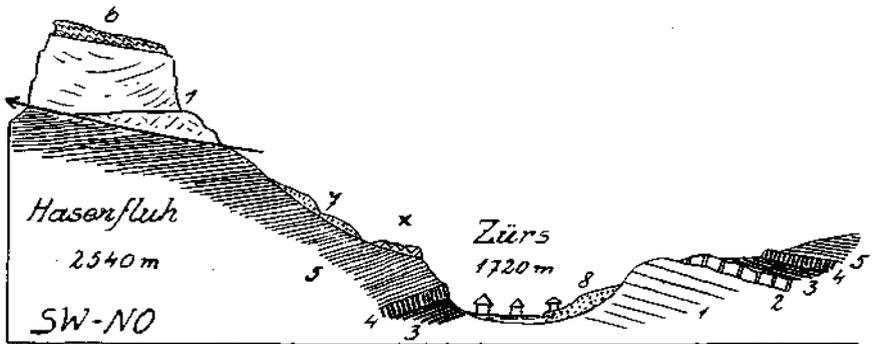


Fig. 1.

- | | |
|----------------------------------|----------------------------|
| 1 = Hauptdolomit | 5 = Kreideschiefer |
| 2 = Oberrätkalke | 6 = Gewalzte Aptychenkalke |
| 3 = Fleckenmergel | 7 = Endmoränen |
| 4 = Tithonkalke | 8 = Grundmoränen |
| × = Gleitmasse aus Hauptdolomit. | |

seiner Umgebung. Ich bin überzeugt, daß damit die Gleitungsfälle in Vorarlberg noch lange nicht erschöpft sind. Vielleicht werden gerade auf diese Zusammenstellung und Beleuchtung hin noch einige weitere Fälle aufgefunden.

Ich beginne meine Beschreibung mit einer Gleitmasse von Hauptdolomit, welche sich vom Gipfelkörper der Hasenfluh abgelöst hat und nun auf einer Steilstufe unmittelbar oberhalb vom Hotel Alpenrose und Edelweiß in Züers ruht. Eine Ansicht dieser Gleitmasse findet sich bereits in dem Führerbuch zu den geologischen Karten der Lechtaleralpen vom Jahre 1932 auf der Tafel der Hasenfluh zwischen S. 106 und 107.

Hier lege ich als Fig. 1 einen Querschnitt vor, der die Lagebeziehungen der Gleitmasse sowohl zum Stammkörper wie auch zur Talform leicht zu verfolgen gestattet. Wie diese Figur zeigt, besteht die Gleitmasse aus einer

länglichen Scholle von Hauptdolomit, die innerlich stark zertrümmert ist, aber trotzdem ihren Zusammenhang noch bewahrt hat und nicht in einen Trümmerhaufen zerfallen ist.

Die Scholle besitzt heute noch eine Länge von über 500 *m* und eine größte Breite von etwa 120 *m*. Sie reicht nicht bis in die Talsohle von Zürs herab, vielmehr wird sie durch eine Steilstufe von 80 bis 100 *m* Höhe davon getrennt. Die Scholle liegt also knapp am Rande einer Steilstufe. Dieser Befund läßt zwei verschiedene Deutungen zu. Als Gleitmasse kann die Hauptdolomitscholle unmöglich gerade genau an der Kante eines Steilhanges zum Stillstand gekommen sein.

Wenn es sich also wirklich um eine Gleitmasse handelt, so muß der Talboden zur Zeit der Gleitung um 80 bis 100 *m* höher gewesen sein als heute.

Es könnte aber unsere Scholle nur ein Randstück der Hasenfluhdecke selbst sein, das einfach durch die Erosion von der Hauptscholle abgetrennt wurde. In diesem Falle hätten wir einen heute isolierten Teil der einst viel größeren Hasenfluhdecke vor uns. Für die Entscheidung zwischen diesen zwei Deutungen kommen aber folgende Beobachtungen in Betracht.

Zunächst ist die Scholle weit mehr zertrümmert als die Hauptdolomitsfelsen der Hasenfluh.

Weiter lagert die Deckscholle der Hasenfluh in flacherer Neigung den Kreideschiefern auf.

Verbindet man unsere Scholle mit der Deckscholle der Hasenfluh, so erhält man in der Auflagerungsfläche einen auffallenden scharfen Knick, der gar nicht zu der einfachen glatten Schubbahn paßt.

Man kann also wohl mit Wahrscheinlichkeit unsere Scholle als eine junge Gleitmasse auffassen, die erst von der schon nahezu auf die heutige Form zugeschnittenen Hasenfluh über die sehr gleitsamen Kreideschiefer zur Taltiefe niederglitt.

Die Taltiefe muß damals um 80 bis 100 *m* höher als heute gewesen sein. Die Gleitung selbst ist älter als alle hier erhaltenen Moränenablagerungen.

Die hier beschriebene Gleitform an der Ostseite der Hasenfluh ist dadurch charakterisiert, daß sich die Gleitmasse völlig von ihrem Stammkörper losgerissen und mindestens 500 *m* horizontal und zirka 250 *m* vertikal davon entfernt hat. Unter den nun weiter folgenden Beispielen befindet sich keine Gleitung von dieser Art. Meistens ist sogar der betreffende Gleitkörper mit seiner Stammscholle noch in Berührung verblieben.

Es ist an und für sich nicht verwunderlich, daß in dem so außerordentlich schroff eingeschnittenen Klostertale westlich des Arlbergs an den Steilhängen mehrfach Gleitungen eingetreten sind. Immerhin ist das Auftreten dieser Gleitkörper recht eigenartig und in der Landschaft gar nicht auffällig. Ich bespreche hier nur zwei besonders gut aufgeschlossene Fälle.

Der eine befindet sich unmittelbar bei dem großen Wasserfall des Bardeltobels am Südfuß der Gamsfreiheit. Hier liegt, wie Fig. 2 ergibt, ein gewaltiges Triasprofil vom Muschelkalk bis zum Hauptdolomit des Gipfels vor, in dem alle Zwischenglieder, insbesondere aber die Raibler Schichten prächtig und reichhaltig entwickelt sind.

Mit Erstaunen findet man nun ganz unten bei dem Wasserfall eine recht eigentümliche Wiederholung der Partnachschiechten. Sieht man genauer zu,

so erklärt sich die Sachlage am einfachsten als eine Absenkung der untersten Scholle von Muschelkalk samt den darauf lagernden Partnachschiehten. Diese Absenkung hat etwa eine Sprunghöhe von 60 his 80 m.

Die Partnachschiehten, welche neben dem Wasserfall abgesunken sind, zeigen starke Schuppungen und vielfach eine Auflösung in Breccien. Es sind hier kreuz und quer liegende Bruchstücke der schwarzen Tonschiefer mit einem kalkigen Bindemittel zu einer Breccie verkittet.

Die unter den Partnachschiehten lagernden Bänke von Muschelkalk zeigen ziemlich lebhaftige Faltbiegungen.

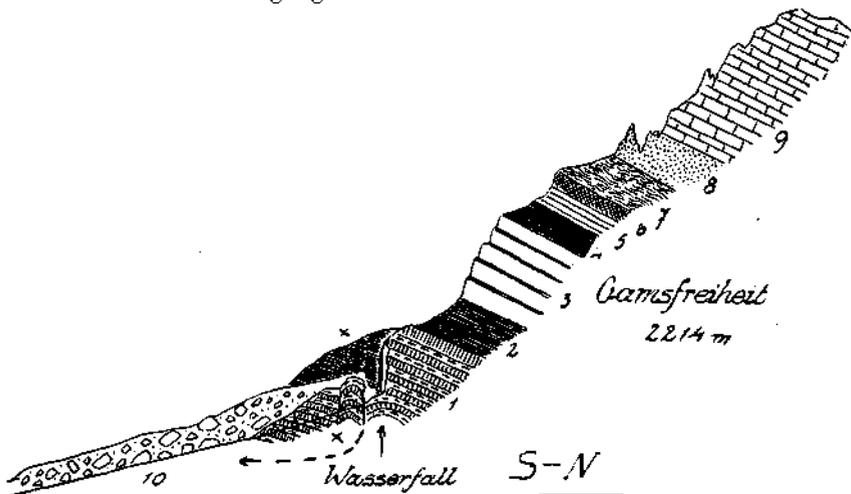


Fig. 2.

- | | |
|--|-----------------------|
| 1 = Muschelkalk | 6 = Dolomitmylonit |
| 2 = Partnach Sch. | 7 = Gipslager |
| 3 = Arlberg Sch. | 8 = Rauhwacke |
| 4 = Lanzer Sandsteine | 9 = Hauptdolomit |
| 5 = Opponitzer Kalke | 10 = Grobes Blockwerk |
| X = Gleitmasse aus Muschelkalk und Partnach Sch. | |

Das Anstehende taucht in der Schlucht unter dem Wasserfall rasch unter und riesiges Blockwerk bildet seine Verhüllung. Hauptsächlich bestehen die oft gigantischen Blöcke aus Muschelkalk oder Arlbergkalk.

Faßt man die hier abgesunkene Scholle als eine Gleitform auf, so ist klar, daß diese Gleitung wohl nur zu einer Zeit erfolgen konnte, als das Klosterschlucht wesentlich tiefer als heute ausgeräumt war. Eine solche Ausräumung dürfte hier nach dem Rückzug der Würmvergletscherung vorhanden gewesen sein.

Das gewaltige Blockwerk, welches heute das Gehänge unter dem Wasserfall einnimmt, dürfte erst nach dem Rückzuge der Würmvergletscherung abgelagert sein. Wahrscheinlich stammt dasselbe aus der Zeit der Schlußvereisung, wo von der Gamsfreiheit steile Hängegletscher ins Klosterschlucht herabgingen und eine lebhaftige Zerstörung der Steilwände vor sich gingen.

Einen im wesentlichen ähnlichen Aufschluß bietet dann die tiefe Schlucht des Grubser Tobels.

Dieses Tobel entwässert den gewaltigen Felstrichter zwischen Katzenkopf im W und Stierkopf im O. Das beistehende Profil (Fig. 3) gibt in Umrissen die geologische Gliederung der Fels- und Schuttmassen wieder, welche hier zu beschreiben sind.

Der obere Teil des Profils reicht wieder vom Muschelkalk bis zum Hauptdolomit empor. Es ist dieselbe Schichtfolge wie an der nur $2\frac{1}{2}$ km weiter östlich gelegenen Gamsfreiheit.

Der untere Teil des Aufschlusses ist heute durch die Wegenlagen für den Einbau einer großen Talsperre besser zugänglich geworden.

Man ist zunächst erstaunt, in der Schlucht unterhalb der Hornsteinkalke des Muschelkalks nicht dessen Liegendes (Buntsandstein) auftauchen zu sehen.

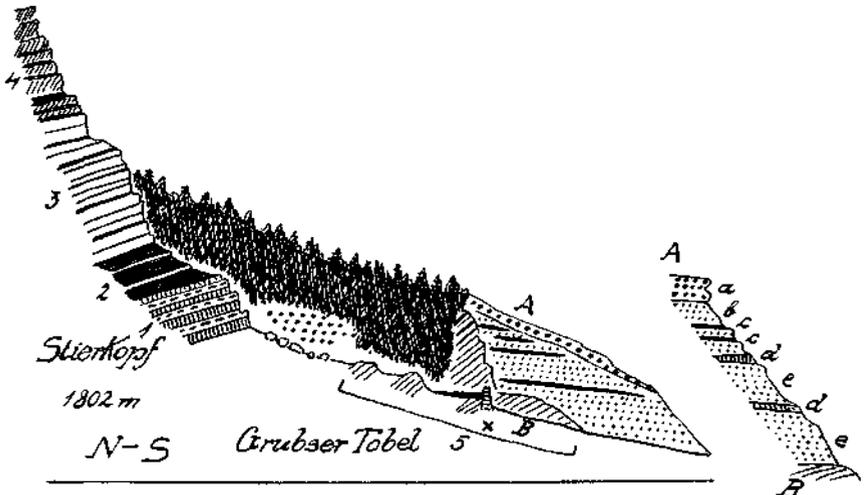


Fig. 3.

- 1 = Muschelkalk
- 2 = Partnach Sch.
- 3 = Arlberg Sch.
- 4 = Raibler Sch.
- 5 = Gleitmasse aus Arlberg Sch.
- X = Talsperre

- a = Grobblockiger, verkitteter Kalkschutt
- b = feinerer, geschichteter Kalkschutt
- c = Lagen von schwarzem Schieferschutt
- d = Lagen von rostigen Raibler Sandsteinen und gelben Rauhwacken
- e = feinerer Kalkschutt

Statt dessen treten brüchige Dolomit- und Kalklagen auf, die ebenfalls in derselben Neigung wie der Muschelkalk gegen N zu einfallen. Nach ihrer Beschaffenheit haben wir es wohl mit Kalken und Dolomiten der Arlberg-schichten zu tun, die jedoch sehr stark zertrümmert vorliegen. Untersucht man das Grubser Tobel talabwärts, so findet man bald eine Stelle, wo tatsächlich Partnachschiefer auftauchen.

Wir haben es also wieder mit einer Absenkung zu tun, welche hier aber vor allem Partnachschiefer und Arlbergschichten betroffen hat.

Es ist nun von Interesse, zu beobachten, daß hier auf der also abgesenkten Scholle eine mächtige Schuttablagerung erhalten geblieben ist.

Wie Fig. 3 zeigt, besteht diese Schuttmasse aus zwei deutlich alters-verschiedenen Teilen.

Der weitaus größere und ältere Anteil wird von ganz flach talab fallenden Lagen von feinerem, wenig abgerolltem, lokalem Schutt aufgebaut. In dieser Schuttfolge fallen vier farbige Schuttbänder zwischen der grauen Hauptmasse auf. Sie zeigen teils schwarze, teils rostig gelbliche Farben, je nachdem, ob sie viel Schutt aus den Partnachschiechten und von den Raibler Tonschiefern oder aber Raibler Sandsteine und Rauhwacken führen. Offenbar handelt es sich um Murschutt aus dem oberen Trichter des Grubser Tobels, der hier in einer Mächtigkeit von etwa 100 m zur Aufschüttung kam.

Diese Aufschüttung wird nun oben an einer groben Breccie abgeschlossen, die reichlich kantige Kalkblöcke enthält. Dieser fester verkittete Grobschutt zieht sich nun schräg über die älteren, mehr horizontalen Schuttlagen berab. Die Altersfrage dieser Schuttablagerungen ist nicht einfach zu beantworten.

Offenbar handelt es sich um Muren aus dem steilen und hohen Fels-trichter des obersten Grubser Tobels. Bei der großen Steilheit können hier unter geeigneten Umständen verhältnismäßig rasch große Schuttmassen zur

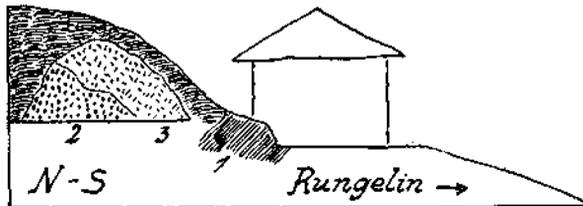


Fig. 4.

- 1 = Partnach Sch.
- 2 = Stark bearbeitete Grundmoräne
- 3 = Leicht verkitteter Gehängeschutt

Ablieferung kommen. Insbesondere sind die Raibler Schichten mit ihren zahlreichen Tonschiefer-Mergel-Sandstein-Dolomitmylonit- und Rauhwackelagen besonders zum Abbruch und Zerfall in ziemlich feinstückigen Schutt sehr geeignet. Es braucht also der großen Schuttmächtigkeit keine sehr lange Lieferzeit zu entsprechen.

Der Murschutt muß aber bereits wieder kräftig erodiert gewesen sein, als die oberste grobe Breccie zur Ablagerung kam.

In dem Raum zwischen Grubser Tobel und dem langen Felsrücken von Rungelin hat sich ebenfalls eine sehr große, ganz lokale Schuttmasse erhalten.

Diese Schuttmasse hat eine Länge von zirka 2 km und eine Breite von etwa 600 bis 700 m. Sie beginnt im W bei Rungelin in etwa 650 m Höhe und steigt im O bis über 925 m empor. Der ganze Raum ist mit dichtem Walde oder mit Bergmähdern bedeckt und tiefere Aufschlüsse fehlen. Wohl aber lassen sich zahlreiche Wallformen erkennen, welche die Oberfläche des Schuttkörpers gliedern. Die meisten dieser Wallformen verlaufen quer zur Haupttalrichtung. Der oberflächliche Schutt besteht aus kantigem Blockwerk und feinerem, kantigem Schutt.

Deutliche, klare Grundmoräne habe ich nur an einer Stelle bei den obersten Häusern von Rungelin entdeckt.

Fig. 4 gibt den Ortsbefund dieses kleinen Aufschlusses wieder. Über anstehenden Partnachschiechten ist in einer Schottergrube ausgezeichnet be-

arbeitete Grundmoräne angeschnitten, die zahlreiche polierte und gekritzte Geschiebe aus einem schwarzen Triaskalk enthält. Die Grundmoräne wird von Gehängeschutt verhüllt, der mit dünnen Kalkkrusten verkittet ist.

Dieses Vorkommen von Grundmoränen ist bestimmt der Würmeiszeit zuzuweisen und hat mit unserer groben Blockschuttmasse nichts zu tun, weil es älter als diese ist.

Eine andere Frage ist es aber, ob diese Blockmassen nicht doch Endmoränen des Klostertalgletschers aus der Zeit des Rückzuges der Würnvereisung darstellen.

Wie wir wissen, hat der Montafoner Gletscher zu dieser Zeit doch südlich von Bludenz seine prächtigen Blockendmoränen auf der Schass bei Bürs abgelagert, welche in diesem Jahrbuch auf S. 163 bis 164 von mir beschrieben wurden.

Nun beträgt die Horizontalentfernung zwischen den Blockmoränen von Rungelin und Blockmoränen der Schass nur zirka 4 km.

Man kann sich daher nicht der Einsicht verschließen, daß die beiden Endmoränenzonen gleichzeitige Bildungen sind. Die Endmoränen von Rungelin stammen dabei von dem Nordrande des Klostertaler Gletschers, jene von der Schass aber vom Südrande des Montafoner Gletschers. Der Klostertaler und der Montafoner Gletscher haben sich in der Würmeiszeit südlich von Bludenz zu einem einheitlichen Eisstrom vereinigt.

Zur Zeit der Ablagerung der Endmoränen auf der Schass und bei Rungelin, dürften sie aber bereits wieder in Trennung gestanden sein.

Die Endmoränen auf der Schass sind durch die Führung der häufig sehr großen Blöcke aus Silvrettagesteinen weit leichter zu erkennen als die Endmoränen von Rungelin, die aus Triasgesteinen aufgebaut sind und außerdem von dichtem Walde verhüllt werden.

Trotzdem kann man nicht an der Gleichzeitigkeit beider Endmoränenzonen zweifeln. Sie stellen beide einen gleichzeitigen Halt der schon tief abgeschmolzenen Würngletscher dar.

Es ist nun zu fragen, in welchem Verhältnisse die mächtigen Murablagerungen im Grubser Tobel zu dieser Würmendmoräne des Klostertaler Gletschers stehen?

Es ist möglich, daß es sich hier um gleichaltrige Aufschüttungen neben dem Klostertaler Gletscher handelt, der den unteren Teil des Grubser Tobels noch versperrt hielt.

Durch diese vorliegende Eissperre würde sich sowohl die auffallend flache Lagerung als auch ihre Mächtigkeit leicht erklären lassen.

Für die Ablagerung der hangenden groben Breccie käme dann die Zeit der Schlußvereisung in Betracht, da die seitlichen Hängegletscher auch im Klostertal tief herabstiegen.

Wir wenden uns nun aus dem Klostertal der großartigen Gleitung der Salum Mähder südlich von Bürs zu. Diese Gleitung wurde von mir im Jahre 1935 erkannt.

Wie Fig. 5 genauer darlegt, handelt es sich hier um eine große Gleitmasse aus Kreideschiefern, welche von dem Kamm Rosenegg (1482 m) Nonnenalpe (1650 m) gegen N ins Illtal abgesunken ist. Bei dieser Gleitung hat sich die große Gesteinsmasse in zahlreiche kleinere Gleitteile aufgelöst, die sich im wesentlichen gleichsinnig bewegt haben. Freilich ist dadurch die große

Masse in eine Reihe von Staffeln gegliedert worden, die durch Zerrklüfte voneinander getrennt werden. Entlang dieser Zerrklüfte sind jeweils stärkere Absenkungen eingetreten. An anderen Stellen wurden die gepreßten Kreideschiefer dann wieder wulstförmig aufgestaut.

So entstand ein Gehänge mit zahlreichen Stufungen und Wülsten, die bei flüchtiger Betrachtung mit Moränenwällen verwechselt werden können. Aus diesem Grunde erscheint auch auf der Karte von W. Leutenegger das Gebiet der Salum Mähder als Moränengebiet eingetragen. In Wirklichkeit fehlen hier alle Moränenablagerungen und die Kreideschiefer liegen unmittelbar unter der dünnen Grasdecke.

Seltsamerweise fehlen im Gebiete unserer Gleitung aber nicht nur die Moränen, sondern auch alle erratischen Blöcke, die z. B. 1 km weiter östlich noch am Kamm der Cavalinaalpe in großem Format bis zirka 1100 m und

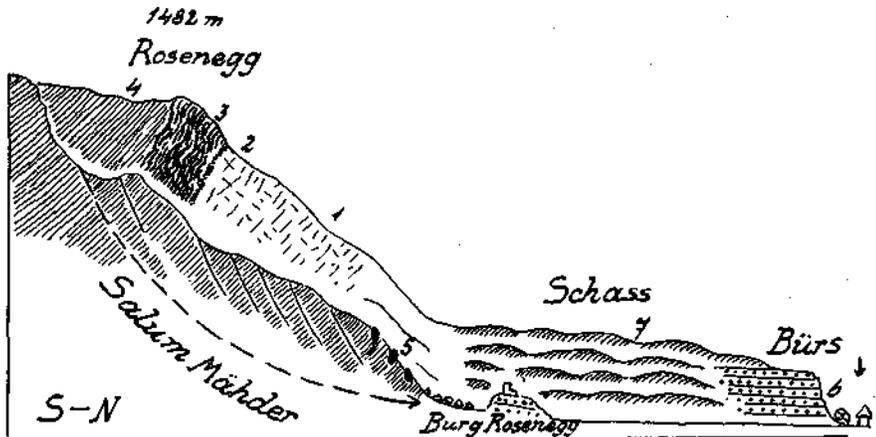


Fig. 5.

- | | |
|------------------------------|--|
| 1 = Hauptdolomit | 5 = Schollen von Aptychenkalk und Oberrät- |
| 2 = Jura Hornsteinkalke | kalk |
| 3 = Aptychenkalke | 6 = Bürser Interglazialkonglomerat |
| 4 = Lechtaler Kreideschiefer | 7 = Blockendmoränen des Illgletschers |

in kleinem Format sogar bis 1500 m emporreichen. Die Gleitung der Salum Mähder hat auf der Karte einen Flächenraum von etwa 1 km² ergriffen. Der Abriß erfolgte in einer Höhe von zirka 1500 m, der Fuß der Gleitmasse liegt bei der Ruine Rosenegg etwa in einer Tiefe von zirka 600 m. Der Betrag der Absenkung macht dabei am oberen Ende etwa 200 m aus.

Die Wirkung der Gleitung äußert sich also oben als eine vertikale Senkung und unten als eine Ausbauchung und Verschiebung des Gehänges gegen die Aufschüttungsebene des Illtales.

Die Bewegung der Kreideschiefer erfolgte nicht im Fallen, sondern nur ungefähr im Streichen der zu einer Mulde zusammengedrückten Schichten.

Dabei wurde der Nordflügel der Mulde, der hier aus Aptychenkalken, Hornsteinkalken, oberrätischen Kalken besteht, noch mitergriffen und in eine Schollenkette auseinander gerissen.

Wir erkennen Teile dieses Nordflügels der Kreidemulde in den Schollen von Aptychenkalken, die im untersten Abhang unserer Gleitmasse stecken.

Was nun die Zeit dieser Abgleitung betrifft, so kommen für ihre Ermittlung etwa folgende Beobachtungen in Betracht.

Wie schon erwähnt wurde, fehlen im Bereiche der Salum Mäher sowohl Moränen als auch erratische Blöcke. Gleich links und rechts vom Gleitbereich lassen sich sowohl gut bearbeitete Grundmoränen der Würmeiszeit als auch reichlich erratische Blöcke feststellen.

Dieses Verhältnis ist kaum anders zu deuten, als daß die Gleitung erst nach dem Abschmelzen der Würmvergletscherung erfolgte und bei diesem Vorgange die hier aufgelagerten Moränen und erratischen Blöcke abgeschüttelt wurden. Vielleicht ist auch viel von diesem Material in den zahlreich aufgerissenen Spalten verschwunden und so begraben worden.

Das alte interglaziale Bürser Konglomerat reicht nicht bis an den Südfuß unserer Gleitung heran. Zwischen dem Konglomerat und dem Steilhange der Kreideschiefer ist eine ziemlich tiefe jüngere Talfurche eingeschnitten. An einer Stelle hat hier der Bach den Steilhang frisch angeschnitten und man sieht die berginefallenden, quergeschieferten Kreidemergel und etwas oberhalb einen Streifen von stark bearbeiteter Grundmoräne. Der Aufschluß liegt schon außerhalb des Bereiches der Salumgleitung, zeigt aber, daß die Talfurche hier doch schon älter als die Grundmoräne der Würmeiszeit sein muß.

Recht eigenartig ist auch das Verhältnis unserer Gleitmasse zu den hochgelegenen Moränen der Nonnenalpe. Diese Moränenwälle, welche sich westlich und nördlich von der Nonnenalpe (1650 m) befinden, bestehen aus lokalem Schutte und lehnen sich im S an den steil aufsteigenden und ganz schmalen Nordgrat des Kennerbergs (2101 m) an. Es ist unmöglich, daß die ziemlich mächtigen Moränen etwa von einer Lokalvergletscherung des Kennerbergs in der Schlußvereisung abstammen. Viel wahrscheinlicher ist es, daß wir hier Moränen der Würmeiszeit vor uns haben, die aus dem großen Karraum östlich des Valbonakopfs stammen und am Rande des hohen, alten Illgletschers zur Ablagerung kamen.

Die Moränen der Nonnenalpe greifen nun nicht über den Steilrand hinaus, der zu den Salum Mähdern abstürzt. Offenbar ist dieser Steilhang ein jüngerer Einschnitt. Auch diese Beobachtung führt uns wieder zu der Annahme eines jugendlichen Alters der Salumgleitung.

Ganz nahe von der eben besprochenen Gleitung der Salum Mäher finden wir dann in der tief eingeschnittenen Bürser Klamm ein besonders schönes Beispiel einer jungen Gleitung.

Die Bürser Klamm stellt den Ausgang des großen Brandnertales vor, das zur Scesaplana emporführt. Der wasserreiche Alvierbach durchbricht hier in enger Schlucht das Bürser Konglomerat und die darunter liegenden Triasschichten.

In dem hier in Betracht gezogenen vorderen Teile der Bürser Klamm tauchen unter den mächtigen Wänden des festverbundenen, horizontal gebankten Konglomerats die Raibler Schichten, u. zw. Lunzer Sandsteine mit dünnen Kohlenlagen und Rauhwacken empor.

Zwischen den Raibler Schichten und dem Bürser Konglomerat ist nun eine stark bearbeitete alte Grundmoräne eingeschaltet, deren Auftreten von mir bereits im Jahre 1908 gemeldet wurde.

Ein neuerlicher Besuch der Bürser Klamm im Jahre 1936 hat nun ergeben, daß gerade an der Stelle, wo diese alte Liegendmoräne erhalten ist, eine prächt-

tige Ableitung des Bürser Konglomerats vorhanden ist, welche ich bei meinem ersten Besuche übersehen hatte.

Die zwei Profile (Fig. 6 und 7) zeigen die räumlichen Bedingtheiten dieser typischen Gleitung. Ihre Dimensionen sind freilich im Verhältnis zur Gleitung der Salum Mäher nur höchst bescheidene.

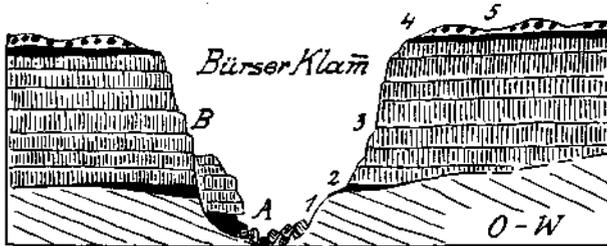


Fig. 6.

- | | |
|------------------------|---------------------------------------|
| 1 = Raibler Sch. | 4 = Hangendgrundmoräne |
| 2 = Liegendgrundmoräne | 5 = Blockendmoränen des Illgletschers |
| 3 = Bürser Konglomerat | |

Die Grundmoräne zeigt sich als eine betonfeste, schlammreiche Masse mit zahlreichen erratischen und schön geschliffenen und gekritzten Geschieben.

Vor allem fallen blanke Geschiebe von schwarzen Trialkalken, von Verrukano, viele von Gneisen und von Serpentin auf. Man wird nicht fehlgehen,

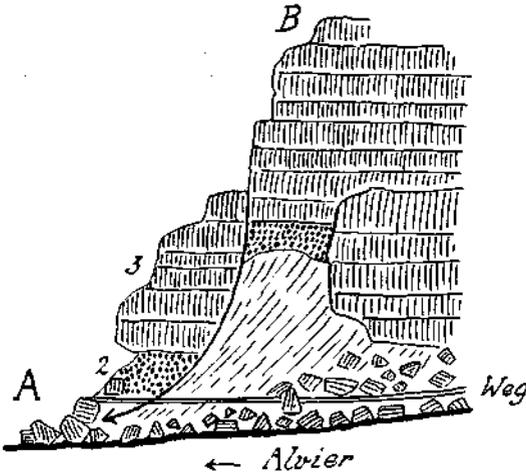


Fig. 7.

- A—B = Profilinie in Fig. 6
 2 = Liegendgrundmoräne
 3 = Bürser Konglomerat

wenn man diese Grundmoräne der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie altersgleich setzt. Es handelt sich also wahrscheinlich um eine Grundmoräne der Mindeleiszeit.

Das Bürser Konglomerat lagert mit glatter Grenzfläche auf der Moräne. Im allgemeinen macht man aber auch hier die Erfahrung, daß die untersten

Bänke des Konglomerats nicht etwa die festesten, sondern im Gegenteil gerade schwächer verkittet sind. Ja es kommen sogar fast unverkittete Lagen vor. Das Geröllmaterial des Konglomerates stammt aus dem Brandnerthal, enthält aber hin und hin auch Material aus dem Montafon und der Silvretta.

Überlagert wird das Konglomerat neuerlich von einer gut bearbeiteten Grundmoräne. Diese liegt aber bereits auf den schräg abgetragenen Konglomeratbänken. Es ist also eine kräftige Erosion zwischen der Verfestigung des Konglomerats und der Hangendmoräne eingeschaltet gewesen.

Über der Hangendmoräne liegen dann erst die mächtigen Blockendmoränen vom Rückzuge der Würmvergletscherung. Was an dieser Gleitung in der Bürser Klamm besonders auffällt, ist der geringe Raum, der hier für einen solchen Vorgang zur Verfügung steht. Für die hohen und steilen Seitenwände ist der Einschnitt der Klamm hier relativ schmal und hat doch genügt, diese Gleitung auszulösen.

Das Alter unserer Gleitung in der Bürser Klamm ist jedenfalls ein sehr jungliches.

Nach diesen Beispielen von Gleitungen, wo die Gleitkörper immerhin noch gut in ihrem Schichtverbände geblieben sind, möchte ich hier eine benachbarte Gleitung anführen, wo die ganze in Bewegung geratene Gesteinsmasse sich in einen wilden Trümmerstrom aufgelöst hat.

Südöstlich von Neuzing erhebt sich mit steilem Anstiege der Parfritikopf (1561 m), der eine westliche Schulter des Klamperschroffens (1737 m) darstellt.

Über einem Sockel aus Flysch liegt hier eine südfallende Triasdecke aus Muschelkalk—Partnachschiechten—Arlbergschichten und Raibler Schichten aufgeschoben.

Dieses sehr steile Gehänge wird zum größten Teile von dem sogenannten „Planetenwald“ eingedeckt. Ich konnte nun bei den Begehungen im Frühsommer 1936 feststellen, daß hier im Planetenwalde ein gewaltiger Bergsturz verborgen liegt, dessen Blöcke bis zur Mündung des Lutzbaches in die Ill vorgeschleudert wurden.

Einen profilmäßigen Schnitt durch dieses Gelände bringt Fig. 8.

Man erkennt auf den ersten Blick, daß hier die ganze Gleitmasse bei der Bewegung zertrümmert und diese Trümmer auch noch durcheinander gemischt wurden. Das Material liefern die Schichtgruppen von Muschelkalk, Partnachschiechten und Arlbergschichten. Zwischen kleinerem Schuttwerk finden wir aber auch größere Schollen von diesen Gesteinen in ganz wirren Verbänden und Lagerungen. Auf der Karte von J. Verdam (1926/27) ist das Bergsturzgebiet mit Unrecht als Gehängeschutt bezeichnet. Auch die von ihm hier eingetragenen Störungslinien sind inmitten eines Bergsturzgebietes hüffällige Konstruktionen.

Das Bergsturzmaterial liegt heute, soweit es nicht auf die Schotterebene des Illtales hinausgreift, durchaus auf Flyschschichten, die südwärts einfallen.

Da auch die Triasschichten südwärts einfallen, geht aus der Schichtneigung keine Unterstützung für eine Abgleitung hervor.

Wahrscheinlich ist aber die Schubfläche, welche hier Flysch und Triasdecke trennt, die Ursache für die Abgleitung gewesen. Die Fläche trennt wasserdurchlässige Schichten von dichten. Hier sammelt sich also das Wasser

aus den Klüften der Triasdecke und erreicht fortlaufend die darunter liegenden Flyschgesteine. Diese werden dadurch erweicht und sehr gleitfähig. Ein geringes Nachgeben und Ausweichen genügt dann zum Abbruch der steil aufgetürmten Triasschichten.

Es ist nun ganz interessant zu sehen, daß etwa 1 km östlich von diesem großen Bergsturz eine Scholle von Muschelkalk, der sogenannte Schneiderstein, über seinen Flyschsockel bis zur Sohle des Illtales abgeglitten ist. Diese Muschelkalkscholle hat dabei ihren Zusammenhang ganz gut erhalten. Allerdings ist auch der Betrag der Gleitung ein wesentlich geringerer gewesen und macht nur etwa 100 m aus.

Die Gleithöhe des Bergsturzes aber beträgt etwa 400 bis 500 m.

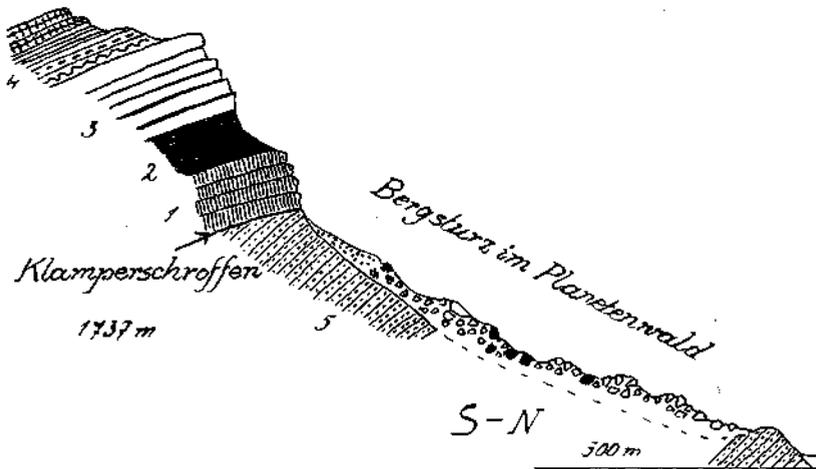


Fig. 8.

1 = Muschelkalk
2 = Partnach Sch.

3 = Arlberg Sch.
4 = Raibler Sch.

5 = Flysch

Als letztes dieser Gleitbeispiele will ich hier noch eine recht eigenartige Form aus dem Tal der Gampalpe beschreiben.

Dieses Tal zieht vom Mattlerjoch (1871 m) gegen NO zum Gamperdonatal hinunter. Der obere Teil des Tales ist ziemlich breit und geräumig, wogegen der untere Teil eine enge, wilde Schlucht darstellt, durch welche der Gampbach oder Abugroßbach in einer Reihe von Wasserfällen hinabstürzt.

Der breite, obere Teil des Gampalptales wird an der Nordseite von dem Kamm des Gallinagrates, an der Südseite von dem Kamm Schenenköpfe—Innerer—Äußerer Alplekopf—Exkopf begleitet.

Diese Kämmen bestehen alle aus flach gelagerten Schichten von Hauptdolomit, unter denen ebenso flach die mächtigen Raibler Schichten zum Ausstrich kommen. Die auffallendsten Glieder der Raibler Schichten sind dabei einerseits gelblichgraue Rauhwacken, die zu kecken Türmen verwittern, andererseits dünn-schichtige Gipslagen, in welche vielfach tiefe Dolinen eingefressen sind.

Diese kurz beschriebene Schichtfolge baut nun auch das Gehänge des Inneren Äplekopfs (2126 m) auf, an dessen Nordseite die in Fig. 9 und 10 abgebildete Gleitung zu erkennen ist.

Die Ursache der Gleitung ist hier klar zu beobachten. Es sind die weichen Gipslagen der Raibler Schichten, welche da in großer Mächtigkeit die hangenden

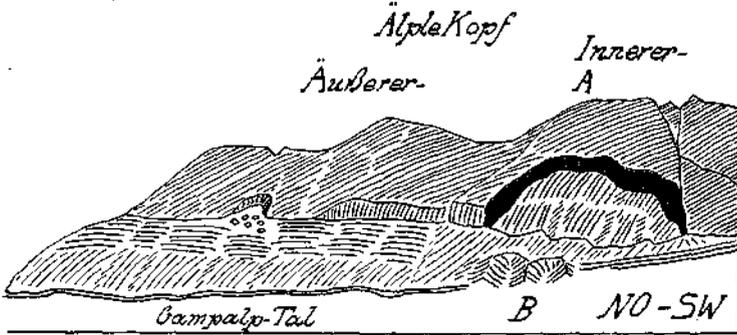


Fig. 9. Ansicht der Gleitungen vom Gaschgfel Joch.

Schichten des Hauptdolomits unterteufen. In diese Raibler Gipse sind nun zwei große Dolinen eingeschnitten. Offenbar haben die Raibler Gipse dem schweren Druck der Hauptdolomitmassen hier lokal etwas nachgegeben, so daß die in Fig. 9 verzeichnete Gleitung entstand.

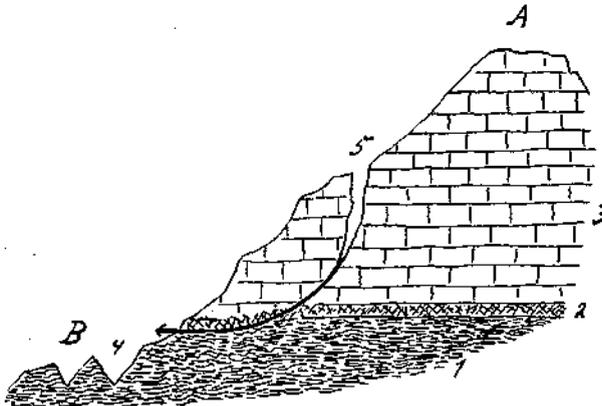


Fig. 10. Profil in der Linie A--B von Fig. 9.

- | | |
|---|----------------------|
| 1 = Feingeschichteter Gips der Raibler Sch. | 4 = Gipstrichter |
| 2 = Rauhdecken | 5 = Große Abrißkluft |
| 3 = Hauptdolomit | |

Neben dieser größeren Gleitung ist weiter nordöstlich am gleichen Berggelände noch eine kleinere ganz ähnliche zu finden.

Die größere Gleitung zeigt einen scharfen, halbkreisförmigen Abriß und eine tiefe, breite Kluft zwischen Stamm- und Gleitkörper. Es ist zu erwarten, daß die hier so scharf umgrenzte Gleitmasse mit der weiteren Verwitterung der Gipschichten wieder in Bewegung gerät und wahrscheinlich in die tiefen

Dolinen hineinstürzt. Dieses Beispiel von Gleitung im oberen Gampalptal ist vor allem wegen der klaren Schaffung einer halbkreisförmigen Nische bemerkenswert. Diese scharf umgrenzte Hohlform erinnert sofort an die Umgrenzung zahlreicher Karformen.

Für die Erklärung der häufig halbkreisförmigen Nischen vieler Kare bereitet gerade diese scharfe und steilwandige innere Umrandung große Schwierigkeiten.

Ich möchte hier zur Erklärung der ersten Anlage von Karformen Gleitformen mit halbkreisförmigen Abrißrändern heranziehen, wobei ich nicht daran zweifle, daß diese Art der Erklärung für einen Großteil der Kare bestimmt nicht in Betracht kommt.

Der Fall einer Gleitung mit halbkreisförmigem Abriß wie er im obersten Gampalptale vorliegt, hat von vorneherein nur eine geringe Anwendungsfähigkeit, weil ja doch wasserlösliche Gipsschichten nicht allzuhäufig die Grundlage von festen Kalk- oder Dolomitsystemen bilden.

Für die Erklärung von Karformen als ursprüngliche Abrißformen von Gleitungen kämen vor allem Gebiete mit steiler aufgerichteten Schichtplatten in Betracht. Solche Gebiete sind nun tatsächlich auch vielfach die Hauptträger wohlausegebildeter Karformen.

Ich brauche nur an das Karwendelgebirge zu erinnern, wo die meisten und schönsten Kare in steiler geneigten Platten im Wettersteinkalk eingesenkt erscheinen.

Wenn man also daran denkt, die erste Anlage und Vorzeichnung von Karformen auf die Abrißränder von Gleitungen zurückzuführen, so bietet die Aufrichtung von ausgedehnten Schichtplatten die Ausgangsstellung für diese Vorgänge. Unterstützt werden solche Gleitungen dann weiter vor allem durch die Einschaltung von gleitfähigen Gesteinslagen, die für ihre Wirksamkeit keine besondere Mächtigkeit brauchen.

So einfach also die Vorbereitung für das Abgleiten von Schichten in einem Faltengebirge an und für sich auch ist, so kommen doch junge Abgleitungen von dem Ausmaße wie sie alle größeren Karformen erfordern, gar nicht häufig vor.

Man könnte hier nun die Einwendung machen, daß heute einerseits die älteren Gleitungen eben größtenteils bereits zu Karräumen umgeformt wurden, andererseits die Ablösungen der Gleitungen aber hauptsächlich zur Zeit der Gebirgsbewegungen erfolgt sind.

Im Sinne dieser Betrachtung wären also die Hauptgleitungen und damit auch viele der Karformen eng an die Aufrichtung der Schichtsysteme und damit an den Vollzug der Gebirgsbewegungen gebunden.

Diese tektonische Erklärung für die Entstehung von Karformen weicht ganz wesentlich von der geographischen Erklärung ab, die in den Karformen vor allem die Auswirkung von Gletscherarbeit erkennen will.

Der Gletscherarbeit fällt natürlich auch bei dieser tektonischen Deutung eine große Arbeitsleistung zu. Die heutige Karform hat von den ursprünglichen Gleitungen ja nur den Abrißrand und die erste Anlage des Hohlraumes übernommen.

Die Ausweitung dieses Hohlraumes zu einem Karraum und die Schaffung der Karschwelle bleibt nach wie vor der Gletscherarbeit anheimgestellt.

Während bei der Deutung der Formgrundlage durch Gleitung der schroffe Abrißrand keinerlei Schwierigkeit bedeutet, wird hier die Wegräumung des Gleitkörpers zu einem mehrdeutigen Problem.

Wenn der Gleitkörper bei der Gleitung in einen Trümmerstrom zerfällt, so ist die Wegräumung desselben ja nur eine Frage der zur Verfügung stehenden Zeit. Wenn jedoch der Gleitkörper nicht in Trümmer zerfällt, sondern als geschlossene Masseneinheit abgesunken ist, so ist seine Wegräumung aus einem Tale keine einfache Aufgabe. Es kann aber vielleicht nicht zu einer völligen Wegräumung, sondern nur zu einer Bearbeitung und einer Angleichung der Gleitmasse an das benachbarte Berggelände kommen. In diesem Falle wäre zu untersuchen, ob nicht die Karschwelle und ihr Unterbau durch Gleitfugen von dem Nachbargelände innerlich getrennt werden.

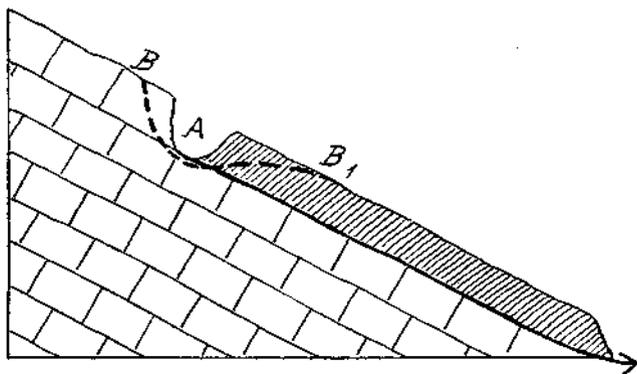


Fig. 11.

A = durch Gleitung geöffneter Abrißraum
 $B-B_1$ = Aus diesem Abrißraum kann durch Wasser- und Eiserosion eine Karform geschaffen werden.

In diesem Falle würde sich keine besondere Wegräumung ergeben und der Vorgang könnte sich so abspielen, wie das Schema Fig. 11 angibt.

Durch die Gleitung wäre nur der Abrißrand und die erste Anlage des Hohlraumes vorgezeichnet. Durch weitere Verwitterung und vor allem auch Eisarbeit würde dann allmählig aus dieser Gleitform eine Karform geschaffen.

Auch das bekannte reihenweise Vorkommen von Nachbarkaren würde der Gleiterklärung keinerlei Schwierigkeit bereiten.

Fig. 12 führt im Schema die Anlage von solchen reihenweisen Gleitungen vor, aus denen dann durch lange Einwirkung von Eis- und Wasserarbeit die typischen Karräume entstehen können.

Der Vorgang von Gleitungen ist im allgemeinen kein Häufungsvorgang. Er kann aber durch Gebirgsbewegungen eventuell auch durch vulkanische Erschütterungen zu einem solchen werden.

Innerhalb von Faltengebirgen sind bestimmt die Zeiten der Gebirgsbewegungen in reichlichem Ausmaße von Gleitvorgängen begleitet.

Diese Gleitvorgänge können Abrißränder und Hohlräume schaffen, welche sich später ganz leicht zu typischen Karformen entwickeln können.

Damit soll in keiner Weise behauptet werden, daß die geographische Ableitung der Karformen eine unrichtige ist. Sie wird bestimmt in sehr vielen Fällen völlig zutreffend sein.

Daneben besteht jedoch auch die tektonische Erklärung mit Hilfe von Gleitungen für die erste Anlage der Karformen zu Recht.

Diese Erklärung schließt die erste Vorzeichnung der Abribränder und Hohlräume an die Gebirgsbewegungen an. Sie schiebt daher die Formanlage relativ weit zurück. Jedenfalls würden die hierher gehörigen Karformen in ihrer Anlage wesentlich älter als das Eiszeitalter sein.

Der Arbeit der Gletscher würde nur die Ausgestaltung der durch Gleitung geschaffenen Hohlräume zu richtigen Karräumen zufallen.

Da sich zahlreiche Kare überall in geneigten Schichtserien eingesenkt finden, so steht der Anwendung der Gleithypothese auf diese Fälle kein ernstliches Hindernis entgegen.

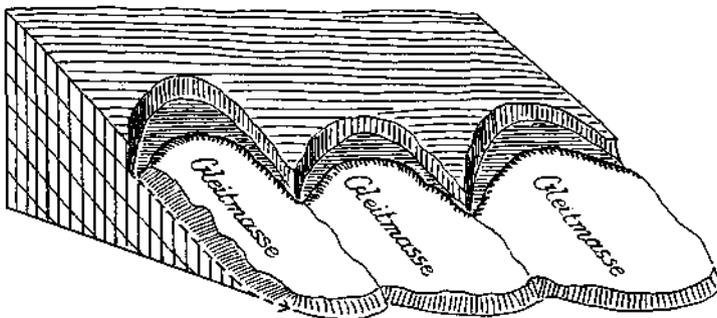


Fig. 12.

Schema einer reihenweisen Gleitung, deren Abribräume allmählich zu typischen Karräumen umgewandelt werden können.

Die Gleitungen sind wahrscheinlich bei der Schrägstellung der Schichten eingetreten.

Neben diesen Kare kommen aber auch viele andere vor, wo die Schichtlage oder die Gesteinsbeschaffenheit die Annahme von Gleitungen verbieten.

Es kann sich also bei der Annahme von Gleitungen zur Erklärung von Karformen immer nur um fallweise Entscheidungen mit Berücksichtigung aller Vorbedingungen handeln.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit werden eine Reihe von verschiedenartigen Gleitformen aus Vorarlberg zum erstenmal abgebildet und beschrieben. Die Ausmaße der Gleitmassen sind ziemlich bescheidene, nur die Gleitung der Salum Mähder macht davon eine Ausnahme. Die Gleitbahnen sind hier im allgemeinen sehr steil, so daß eine Verwechslung mit Verwerfungen ziemlich nahe liegt. Teilweise konnten solche Gleitungen nur entstehen zu einer Zeit, als die Täler tiefer ausgeräumt waren als heute.

Die große Blockschuttmasse zwischen Rungelin und Grubser Tobel wurde als eine Endmoräne des Klostertaler Gletschers erkannt, die zeitlich den Blockendmoränen des Montafoner Gletschers bei Bürs entspricht. Diese Endmoränen stammen von einem sehr tiefen Abschmelzstande des Illgletschers,

wo derselbe schon wieder in seine zwei Teile, den südlichen Montafoner Gletscher und den nördlichen Klostertaler Gletscher zerfallen war. Die Gleitung in der engen Bürser Klamm zeigt, wie wenig Raumfreiheit zur Auslösung einer Gleitung nötig ist.

Die Gleitung im obersten Gampalptal an der Nordseite des Inneren Äplekops liefert ein schönes Beispiel für die Entstehung einer halbkreisförmigen Abrißnische. An diese Gleitform wird eine Hypothese für die Deutung einzelner Karformen durch Gleitvorgänge angeschlossen.

Die Gleitung kann bei geeigneten Schichten und günstiger Lage leicht Abrißnischen erzeugen, aus denen dann Wasser- und Eisarbeit typische Kare bilden können. Für die Auslösung von Gleitungen kommen in erster Linie Gebirgsbewegungen in Betracht. Hierbei kann die Gleitung zu einer häufigen Erscheinung werden. Die Umformung von Abrißnischen in Karformen wird vor allem durch die Eisarbeit vollzogen. Deshalb werden nur Abrißnischen in entsprechender Höhenlage diese Umformung erfahren.

Beiträge zur Geologie der Hungerburgterrasse bei Innsbruck.

Von Otto Ampferer.

Mit 6 Zeichnungen und 1 Tafel.

Gelegentlich der Vorbereitungen für die Alpenexkursion der III. Internationalen Quartärkonferenz konnte ich im Frühjahr 1936 wieder einmal einige Begehungen im Bereiche der Hungerburgterrasse, teilweise in Begleitung meines Freundes, Landesrat H. Katschtaler, ausführen.

Hauptsächlich handelte es sich darum, die verschiedenen, durch Baueingriffe neu entstandenen Anschnitte kennenzulernen.

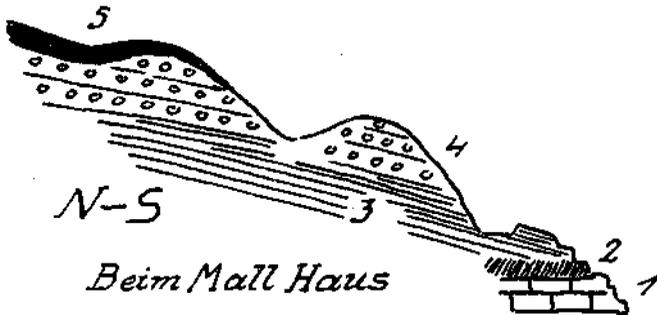


Fig. 1.

1 = Höttinger Breccie

3 = Mehlsande

5 = Würminggrundmoräne

2 = Rißmoräne - Grundmoräne

4 = Schotter

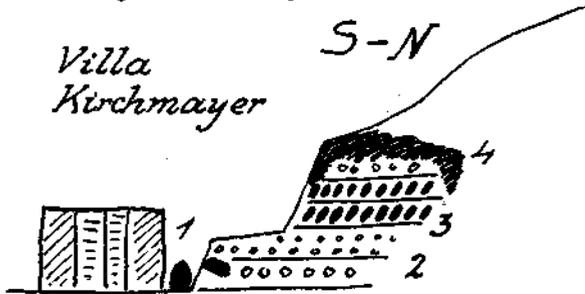
Der bedeutendste Anschnitt des Geländes wurde hier durch den Bau der Höttinger Höhenstraße hervorgebracht. Über die bei diesem Anschnitte mehrfach bloßgelegte Grundmoräne der Rißzeit (zwischen Höttinger Breccie und Terrassensedimenten) haben bereits R. v. Klebelsberg und H. Katschtaler berichtet.

Leider wurden diese wichtigen Aufschlüsse nicht geschützt, sondern mit Betonmauern zugedeckt.

Der Aufschluß an der alten Straße gleich oberhalb der alten Höttinger Kirche ist jedoch offen zu sehen. Wie mir Freund Katschtaler genauer zeigte, liegen hier die Verhältnisse etwa so, wie Fig. 1 schematisch angibt. Was hier auffällt, ist die geringe Mächtigkeit der Grundmoräne zwischen Breccie und Terrassensedimenten.

Der schon an der neuen Höhenstraße gelegene Aufschluß bei der unfertigen Villa Kirchmayer zeigt die Grundmoräne nicht mehr. Sie war jedoch knapp daneben an der Kurve der Höhenstraße aufgeschlossen. In der Baugrube hinter der Villa waren die horizontalen groben Innschotter und Sande gut

aufgeschlossen. Sie enthalten sehr viele und oft tief verwitterte kristalline Gerölle und einen großen, abgerundeten Block von fester, weißer Höttinger Breccie. Auffallend ist weiter, wie Fig. 2 zeigt, daß einzelne Lagen der groben Innschotter lagenweise steil gestellte Gerölle enthalten.



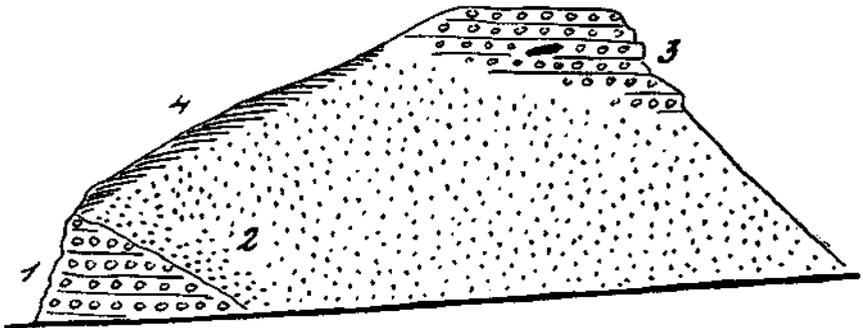
Riss Grundmoräne

Fig. 2.

- | | |
|---|--|
| 1 = Großer Block aus weißer Höttinger Breccie | 3 = Steilgestellte Gerölle |
| 2 = Grobe Innschotter | 4 = Schräg gelagerter, gelblichgrauer Sand, der trichterförmig in die Schotter eingreift |

Gegen oben ist der Schotteraufschluß von einer Decke von feinem, gelblich-grauem Sande überzogen, der trichterartig in die Schotterbänke hinabgreift.

Eine gute Strecke weiter aufwärts bietet der Anschnitt der Höhenstraße wieder einen interessanten Befund. Wir stehen vor einer Steilwand, die aus



Höttinger Höhenstraße

Fig. 3.

- | | |
|---------------------------------|--|
| 1 = Grobe Innschotter und Sande | 3 = Schotter mit einer Scholle von verkitteter Grundmoräne |
| 2 = Grundmoräne | 4 = Gelblichgraue Sande |

grogen, horizontalen, kristallinreichen Innschottern mit vielen Sandlagen aufgebaut wird. Diese Schotterwand wird schräg von typischer Grundmoräne abgeschnitten. Auch hier überzieht wieder derselbe gelblichgraue Sand schräg den ganzen Aufschluß (Fig. 3).

Ganz oben ragen wieder Schotter heraus, in denen Katschtaler eine Scholle von Grundmoräne eingeschlossen fand.

Die Höhenstraße biegt nun in den tiefen Einschnitt des Fallbaches hinein und hat hier wieder einen guten und interessanten Aufschluß zugänglich gemacht.

Wie Fig. 4 und die Photographie (Tafel X) ausweisen, haben wir hier den bisher einzigen Fall vor uns, wo die rote Höttinger Breccie zu einer deutlichen kleinen Mulde verbogen liegt.

Nach der Mitteilung von H. Katschtaler tritt unterhalb dieser Mulde alte Grundmoräne auf. Zwischen ihr und der Höttinger Breccie kommt eine Quelle zutage.

An der Oberfläche zeigt unsere gefaltete Scholle von Höttinger Breccie tiefe Auswaschungsrinnen. Sie wird von Innschottern und Sanden überlagert.

Wenn man das Einfallen der Schichthänke genauer betrachtet, so bemerkt man leicht, daß die Biegung vor allem durch ruckweise Änderung des Einfallens an vertikalen Klüften entsteht.

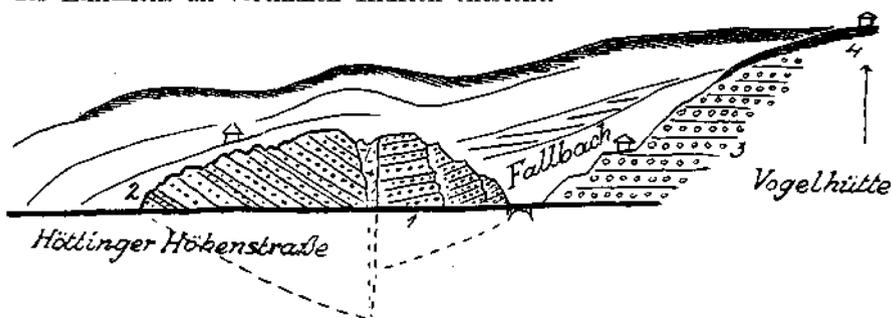


Fig. 4.

- | | |
|------------------------------|---------------------------|
| 1 = Rote Höttinger Breccie | 3 = Innschotter und Sande |
| 2 = Tiefe Auswaschungsrinnen | 4 = Würmgrundmoräne |

Für die Erklärung dieser Muldenform kommen nach meiner Einsicht zwei Möglichkeiten in Betracht. Es kann die Muldenbiegung durch den Schub des Inntalgletschers entstanden sein.

Es ist aber auch möglich, daß die Biegung eine Wirkung der darunter befindlichen Quelle vorstellt. Wenn durch die Quelle einerseits fort und fort feineres Material herausgespült, andererseits eine tiefe Durchfeuchtung der liegenden Grundmoräne bewirkt wird, so kann die darauf ruhende Scholle ungleich einsinken und so zu einer muldenförmigen Lagerung gelangen.

Eine weitere tektonische Beobachtung konnte dann in der Schottergrube gemacht werden, welche gleich neben dem großen Mayr-Steinbruch den vorspringenden Hügel (Punkt 788 m) abbaut.

Hier waren zur Zeit meines Besuches — anfangs Juni 1936 — zwei miteinander annähernd parallele, steile Verwerfungen zu sehen, welche die Schotter- und Moränenwand der Grube durchschnitten.

Auf Tafel X ist die eine dieser Verwerfungen genauer abgebildet.

Die Wand der Schottergrube besteht zur Hauptsache wieder aus groben, horizontal geschichteten und kristallinreichen Innschottern. Dieselben sind stark verwittert und enthalten einzelne große Blöcke aus weißer Höttinger Breccie. In einem dieser von den Arbeitern bereits freigelegten Blöcke

waren mehrere kleine Einschlüsse von kristallinen Gesteinsstückchen zu erkennen. Die Blöcke erreichen Größen von 1 bis 2 m³.

Die eine der hier gut aufgeschlossenen Verwerfungen zerschneidet nun einen großen, damals noch in der Schotterwand eingemauerten solchen Block von weißer Höttinger Breccie, wodurch die Wirkung der Störung besonders auffällig wird (Fig. 5).

Die Störungen sind aller Wahrscheinlichkeit nach Absenkungsklüfte, deren Hohlräume mit feinerem Sand- und Lehmmaterial ausgefüllt wurden. Sie verlaufen von SO gegen NW und fallen sehr steil gegen NO zu ein. Über den groben Innschottern liegt auch hier, schräg darüber greifend, stark bearbeitete Grundmoräne. Diese Grundmoräne wird ihrerseits wieder von einer wild geschütteten Schuttmasse bedeckt, die überwiegend kalkiges Material enthält, schlecht gerollt und schlecht sortiert.

Die Begehungen im Gebiete des westlichen und östlichen Weiherburggrahens haben im wesentlichen die schon gut bekannten alten Tatsachen

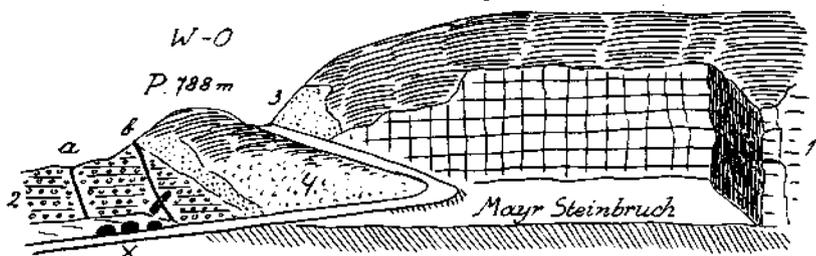


Fig. 5.

- | | |
|---|---|
| 1 = Rote Höttinger Breccie | a und b = Zwei steilstehende Verwerfungen |
| 2 = Grobe Innschotter und Sande | × = Blöcke von weißer Höttinger Breccie |
| 3 = Würmgrundmoräne | |
| 4 = Wild aufgeschütteter, schlecht gerollter Schutt. Viel Kalkgerölle | |

neuerdings bestätigt. Immerbin hat sich auch hier die Erkenntnis aufgedrängt, daß der Südrand der Höttinger Breccie oberhalb der beiden Weiherburggräben doch nicht so einfach gebaut ist, als er bisher beschrieben wurde.

In den beiden Weiherburggräben tritt zunächst das Grundgebirge, ein hellgrauer, stark zertrümmerter Triasdolomit, zu Tage. Über ihm zieht ein Streifen von stark bearbeiteter Grundmoräne durch, der im Lepsiusstollen künstlich bis in eine Tiefe von über 20 m gut erschlossen ist. Hier wurde auch klar, daß diese Grundmoräne wenigstens streckenweise aus zwei ganz verschiedenartigen Fazies besteht.

Über dieser schon so oft beschriebenen Liegendmoräne (Mindelmoräne) erhebt sich nun in Steilwänden der Südrand der Höttinger Breccie zu der heute schon reich besiedelten Terrasse der Hungerburg.

Diese Steilwand der Höttinger Breccie ist nun westlich im Bereiche des Mayr-Steinbruches und auch östlich, wo die Hungerburgbahn die Wandstufe überwindet, eine wirkliche geschlossene Wand.

Dazwischen aber finden wir dieser Wand eine gut bewaldete Vorstufe vorgelagert, die nach zahlreichen Aufschlüssen auch aus derselben roten Höttinger Breccie besteht. Diese Vorstufe ist es nun, welche die Liegendmoräne in den beiden Weiherburggräben überlagert.

Ich bin nun durch neuerliche Betrachtung der Verhältnisse zu der Ansicht gekommen, daß diese Vorstufe einen Streifen von Höttinger Breccie vorstellt, der von der hinteren Hauptmasse durch eine Absenkung getrennt ist. Der Betrag dieser Absenkung ist an sich nicht bedeutend. Wahrscheinlich hat diese Absenkung nur eine Sprunghöhe von 20 bis 30 m.

Nach meiner Schätzung hat dieser abgesunkene Streifen von Höttinger Breccie eine Länge von zirka 500 m und eine durchschnittliche Breite von etwa 40 m.

Es handelt sich also um einen verhältnismäßig langen und schmalen Streifen.

Mit der Absenkung dieses Streifens ist aber der Abbau der Höttinger Breccie im Bereiche der Weiherburggräben nicht vollendet. Vielmehr ist

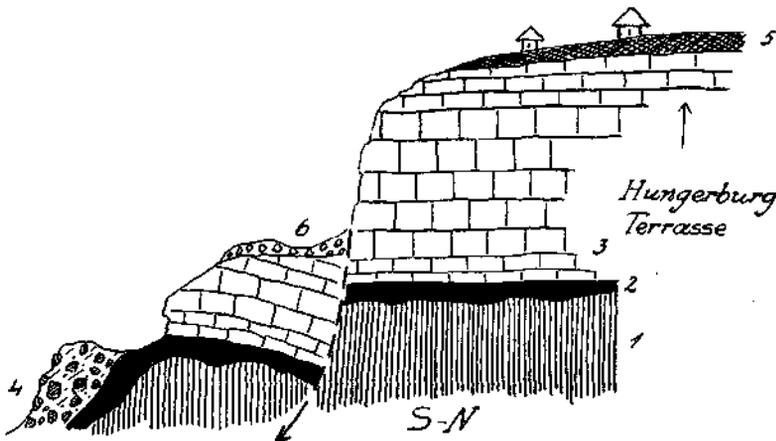


Fig. 6.

- | | |
|----------------------------|---|
| 1 = Triasdolomit | 4 = Verkittetes Blockwerk aus Höttinger Breccie |
| 2 = Mindelgrundmoräne | 5 = Würmgrundmoräne |
| 3 = Roté Höttinger Breccie | 6 = Schutt und Blockwerk |

von diesem abgesenkten Streifen noch eine vorderste Masse noch tiefer abgesenkt und dabei in ein Trümmerwerk aufgelöst worden.

Von diesem Trümmerwerk ist heute nur mehr eine 50—60 m lange Scholle am Rande des östlichen Weiherburggrabens erhalten geblieben. Es ist dies jene Gesteinsmasse, die seinerzeit von A. Penck als „wilde Breccie“ bezeichnet wurde.

Fig. 6 gibt einen schematischen Querschnitt durch den Südrand der Höttinger Breccie, in welchem die beiden eben erwähnten losgetrennten Teile in ihrem Verhältnisse zu der hinteren Hauptmasse gezeigt werden.

An den Altersbeziehungen der einzelnen Schichtglieder ändert sich durch diese Feststellung gar nichts.

Wenn der Lepsiusstollen vielleicht noch 15—20 m weiter vorgetrieben worden wäre, so hätte er voraussichtlich bereits diese Störung erreicht.

Im übrigen erinnern die Ableitungen am Stirnrande der Höttinger Breccie außerordentlich an die in diesem Jahrbuche von mir beschriebenen Absitzungen des Bürser Konglomerates in der Bürser Klamm.

Hier wie dort haben wir über einem Sockel von Trias eine alte Grundmoräne und darüber eine interglaziale Ablagerung. Es ist sogar möglich, daß das Bürser Konglomerat und die Höttinger Breccie aus demselben Interglazial stammen. Die Absenkung an der Stirne der Hungerburg-Terrasse steht offenbar mit dem tiefen Einschnitt des Inns in Beziehung. Die hier eingetretene Gleitung hat sich dann in der starren und horizontalen Platte der Höttinger Breccie besonders deutlich abgebildet. Diese Gleitung dürfte bereits vor der Ablagerung der Terrassensedimente, also vor der Riss-Würm Interglazialzeit, eingetreten sein, weil sich stellenweise am Rande der abgesenkten Scholle von Höttinger Breccie kleine Reste von Innschottern angekittet finden. Die abgesenkte Scholle war also schon tief erodiert, als die Innschotter angelagert wurden.



1



2



3



4

- 1 = Muldenförmige Lagerung der roten Höttinger Breccie an der Höttinger Höhenstraße neben dem Fallbache.
2 = Ansicht derselben Stelle aus größerer Entfernung.
3 = Verwerfung in der Schottergrube westlich von dem großen Mayr-Steinbruch.
4 = Dieselbe Verwerfung aus größerer Nähe. Man sieht hier den großen Block aus weißer Höttinger Breccie, der von der Verwerfung gespalten wurde.

(Aufnahmen von Dr. J. Ladurner)

Über den Schubplan in den Sulzfluhkalken des östlichen Rätikons.

Von Otto Ampferer.

Mit 11 Zeichnungen.

Zu den schon von weitem auffallendsten Gestalten des Rätikongebirges gehören die Felsburgen von Kirchli Sp.—Drusenfluh—3 Türme—Sulzfluh—Weißplatte—Scheienfluh. Es ist nicht nur ihre beträchtliche Höhe, sondern vor allem die helle Farbe und die blanke, stolze Wandbildung, welche die Blicke des Beschauers auf sich ziehen und festhalten.

Insbesondere ist der Absturz gegen die milden, grünen Höhen des Prättigaus durch seine Geschlossenheit und Steilheit ausgezeichnet. Die innere Beschaffenheit dieser mächtigen Anhäufungen von lichten tithonischen Kalken zeigt nun in mehrfacher Hinsicht geologische Eigenheiten, die eine genauere Betrachtung und Darstellung verdienen. Das Alter dieser Kalke ist durch ziemlich reichhaltige Fossilfunde als Tithon festgestellt. Ebenso ist ihre Überlagerung durch rote, gelbe, graue, foraminiferenreiche Mergel der Oberkreide (Couches rouges) wohl bekannt.

Dagegen ist ihre normale Unterlagerung nicht bekannt. Wo immer der Fuß der Sulzfluhkalke der Beobachtung zugänglich ist, stellen sich Schichten darunter ein, die durch eine tektonische Fuge von den Kalken getrennt werden. Die Sulzfluhkalke liegen also nicht mehr auf ihrem Stammboden, sondern sind überall auf fremde Gesteinshöden längs einer ausgedehnten Schubfläche verladen.

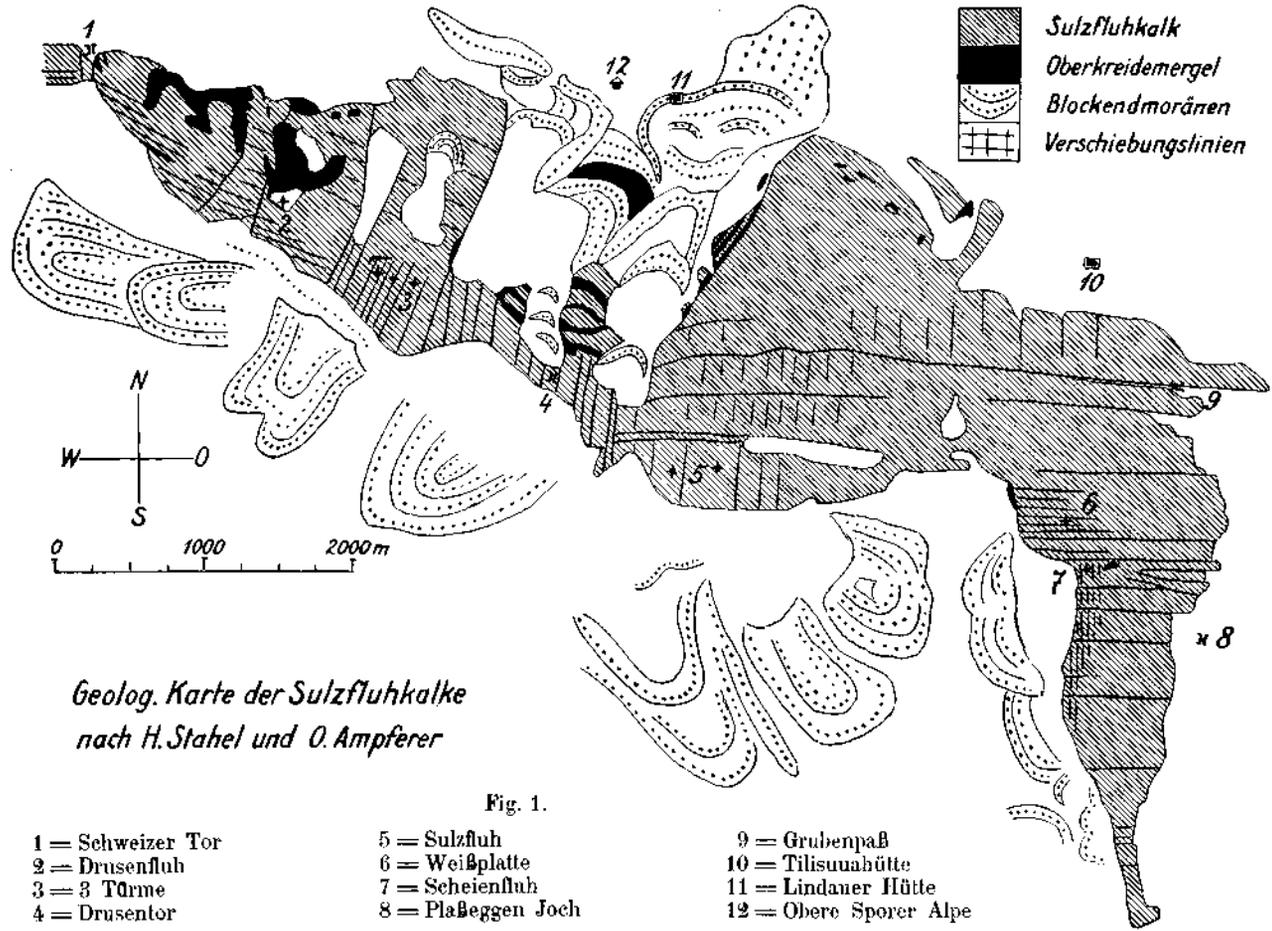
Die hier erwähnten Beobachtungen enthalten keine neuen, sondern längst bekannte und nachgeprüfte Angaben.

Was nun den besonderen Aufbau der Sulzfluhkalke betrifft, so wurde von W. von Seidlitz schon im Jahre 1906 die Hypothese aufgestellt, daß diese Kalke mehrfach übereinander geschoben seien und nur dadurch ihre große Mächtigkeit zustande komme.

Seidlitz und mit ihm wohl die meisten nachfolgenden Geologen halten eine 4—5fache Wiederholung der einfachen Schichtfolge für sehr wahrscheinlich.

Das einzige bisher zur Trennung der großen Kalkmassen verwendete Mittel besteht in der Verfolgung der Einschaltung von Streifen von Oberkreide in diese Tithonkalke.

Diese Einschaltungen von Oberkreidemergeln sind heute mit genügender Genauigkeit bekannt, so daß man sich über ihre Verteilung ein klares Bild verschaffen kann.



*Geolog. Karte der Sulzfluhkalke
nach H. Stahel und O. Ampferer*

Fig. 1.

- 1 = Schweizer Tor
- 2 = Drusenfluh
- 3 = 3 Türme
- 4 = Drusentor

- 5 = Sulzfluh
- 6 = Weißplatte
- 7 = Scheienfluh
- 8 = Plaßegg Joch

- 9 = Grubenpaß
- 10 = Tilisunahütte
- 11 = Lindauer Hütte
- 12 = Obere Sporerer Alpen

Wie die beiliegende Kartenskizze (Fig. 1) zu erkennen gibt, ist die Verteilung dieser Oberkreidestreifen eine sehr unregelmäßige.

Die Anhäufungsstellen befinden sich im Kartenbereiche einerseits an der Nordseite der Drusenfluh, andererseits in dem großen Karraume zwischen der Sulzfluh und den 3 Türmen.

Besonders fällt dann auf, daß die riesigen Steilwände gegen den Prättigau nur sehr spärliche Einschaltungen zeigen.

Das reichste Wiederholungsprofil findet man am Aufstieg von der Lindauer Hütte zum Drusentor (Fig. 2).

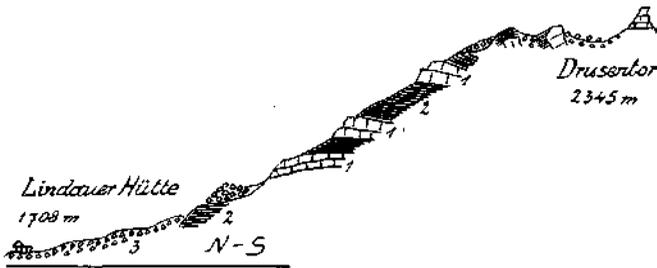


Fig. 2.

1 = Sulzfluhkalk

2 = Oberkreidemergel

3 = Blockendmoränen

Hier erscheint die jeweils zwischengeschaltete Lage von Sulzfluhkalk verhältnismäßig dünn, dafür aber 5—6mal wiederholt.

Eine etwa 3malige Wiederholung erscheint hier auch zwischen Drusentor und Kleinem Turm. Diese Wiederholung (Fig. 3) ist dadurch ausgezeichnet,

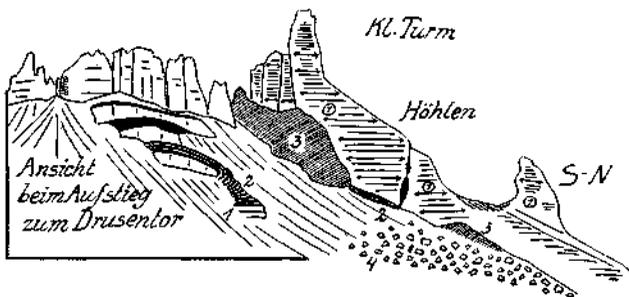


Fig. 3.

1 = Sulzfluhkalk

2 = Oberkreidemergel

3 = Zertrümmerter Sulzfluhkalk

① = N-S streichende, steile Schubflächen mit horizontalen Schubströmen

daß sie die einzige gut erhaltene Stirnfalte (Kern = Sulzfluhkalk, Hülle = Oberkreide) des ganzen Gebietes enthält.

Gegenüber an der großen Sulzfluhwand ist ebenfalls eine Wechsellagerung von schmalen Bänken von Sulzfluhkalk mit Oberkreidemergeln aufgeschlossen. Diese Wechselfolgen sind jedoch auf den Fuß der mächtigen Wand beschränkt.

In der langen und hohen Wand darüber fehlen sie gänzlich, wie Fig. 4 darstellt.

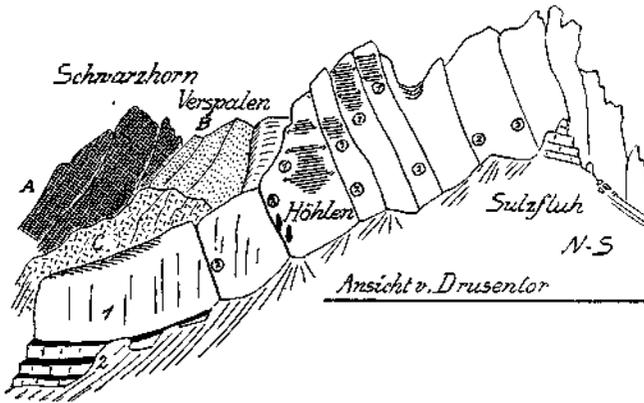


Fig. 4.

- | | |
|---|---|
| 1 = Sulzfluhkalk | ② = O—W streichende, steil südfallende Schubflächen |
| 2 = Oberkreidemergel | A = Diorit-Amphibolit des Schwarzhornes |
| ① = N—S streichende, steile Schubflächen mit horizontalen Schubstriemen | B = Flysch des Verspalen. Kammes |
| | C = Gneis des Bilkengrates |

An der Drusenfluh ist die Oberkreide, wie schon erwähnt, fast ganz auf die Nordseite beschränkt. Hier treten die roten und gelblichen Mergel aber als breite und dicke Auflagerungen und Zwischenschaltungen auf. Eine Auflösung in mehrere von S gegen N herabtauchende Teilfalten entspricht den hier sichtbaren Verhältnissen ohne allzu großen Zwang (Fig. 5).

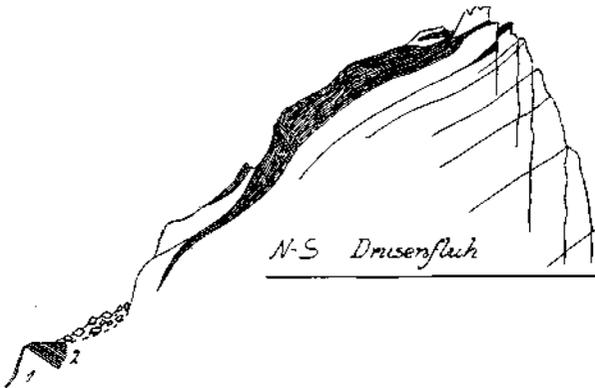


Fig. 5.

- | | |
|------------------|----------------------|
| 1 = Sulzfluhkalk | 2 = Oberkreidemergel |
|------------------|----------------------|

Jedenfalls ist aber auch hier die Erscheinung der Schichtwiederholungen nur auf den oberen Teil dieses großen Berges beschränkt, wogegen in der gewaltigen Südwand nur ein bescheidener Keil von roten Kreidemergeln am sogenannten „roten Gang“ zu sehen ist.

Auch an den Kirchli Sp. machen wir ähnliche Erfahrungen. Ich habe von diesem Gebiete im Jahrbuch 1933 auf S. 160 eine Abbildung der Einschaltungen von Oberkreide in die Tithonkalke veröffentlicht. Eine gute Abbildung hat auch W. von Seidlitz schon 1906 geliefert.

Auch bei den Kirchli Sp. ist die Nordseite viel reicher mit Oberkreide-einschaltungen ausgerüstet als die große Wandflucht der Südseite.

Wir kommen auf Grund solcher Beobachtungen zu dem Urteile, daß die Einschaltungen der Oberkreidemergel in die Massen der Tithonkalke ganz unregelmäßig sind. Insbesondere sind die Hauptmassen dieser Kalke, wie die hohen, blanken Abstürze gegen den Prättigau lehren, nicht durch Fugen von Couches rouges gegliedert. Man kann nun allerdings darauf hinweisen, daß die leicht verschiebbaren Oberkreidemergel vielfach entlang der Bewegungsbahnen zum Teil oder auch ganz ausgequetscht wurden.

Das ändert aber nichts an dem Befunde der unregelmäßigen Einsehaltung, sondern fügt noch den weiteren Befund der unregelmäßigen Ausquetschung hinzu.

W. von Seidlitz dachte 1906 bei seiner Auflösung der Massen des Sulzfluhkalkes vor allem an eine Reihe von S gegen N übereinander geschobenen Schuppen. Diese Ansicht kann auch heute noch festgehalten werden, wenn man nicht an eine regelmäßige, sondern an eine recht unregelmäßige Verschuppung und Verfaltung denkt.

Allem Anschein nach liegt ein wenig verschuppter, mächtiger Mittelteil vor, wogegen in seinem Liegenden und in seinen Hangenden eine viel lebhaftere Verschuppung stattfand und auch die einzelnen Schuppen nur geringere Mächtigkeit und Ausdehnung besitzen.

Diese Verbindung eines relativ geschonten, mächtigen Mittelteils mit lebhaft verschuppten Hangend- und Liegendteilen ist mechanisch ganz gut begreiflich. Sie kann z. B. bei einer Großbewegung von S gegen N dadurch zustande kommen, daß an der Sohle und an der Decke infolge von gesteigerter Reihung fort und fort Ablösungen und Verschuppungen eintreten, von denen der Mittelteil verschont bleiben kann.

Dieser Vorgang setzt aber voraus, daß es sich bei der hier angenommenen Großbewegung entweder um liegende Falten oder doch wenigstens um Schubmassen mit starker Stirneinrollung handelt.

In beiden Fällen ist dieser Zustand einer so lebhaften Verschuppung mit größter Wahrscheinlichkeit an das vorderste Ende einer Bewegungsmasse zu verlegen. Nur hier ist beim Abbremsen der Bewegung einerseits noch der nötige Schwung, andererseits auch die entsprechende Hemmung für Loslösung mehrfacher Verschuppungen naturgegeben. Wir können daher annehmen, daß die große Falte oder Schubmasse der Sulzfluhdecke erst kurz vor ihrem Stillstande diese Detailzerlegung ihrer Massen erfahren hat. Es ist durchaus nicht wahrscheinlich, daß dieser Bau mit mehrfachen Verschuppungen von Sulzfluhkalk und Oberkreidemergeln etwa die ganze Decke beherrscht hat. Vielmehr war dieser Verschuppungsbau nur auf die Stirnzone der Decke beschränkt und kann daher gleichsam als ein „Haltsignal“ ihrer Bewegung aufgefaßt werden. Wenn diese Auslegung zu Recht besteht, so muß die hier geschilderte Detailzerlegung notwendig auf den Nordrand der Sulzfluhdecke beschränkt sein, wo die von S gegen N vortreibende Bewegung eben zum Stillstande kam. Da das heute noch erhaltene Band der Sulz-

fluhkalke in der Gegend südlich der Tilisunahütte aus der O—W-Richtung rechtwinklig in die N—S-Richtung umbiegt, so muß ein Vergleich der Nord- und der Ostfront der Sulzfluhdecke hier zu einer Entscheidung führen.

Wie Fig. 1 ergibt, ist nun tatsächlich die Verschuppungszone von Sulzfluhkalk-Oberkreidemergel völlig auf die Nordfront eingeschränkt und fehlt der Ostfront gänzlich. Wir können diesen Befund als eine Bestätigung dafür nehmen, daß der Vormarsch der Sulzfluhdecke wirklich von S gegen N zu erfolgte und die lebhafte Verschuppung an ihrer Stirne erst bei der Abbremsung ihrer Bewegung zustande kam.

Mit der Feststellung der S—N-Bewegung der Sulzfluhdecke und der Bildung der Verschuppungen bei ihrer Abbremsung ist jedoch die Summe der

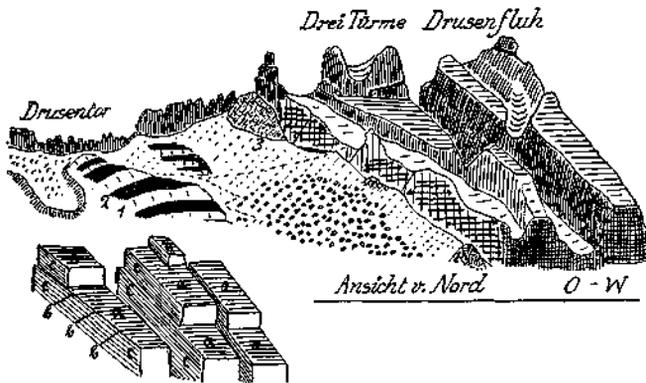


Fig. 6.

- 1 = Sulzfluhkalk
 2 = Oberkreidemergel
 3 = Zertrümmerter Sulzfluhkalk

- a = Fläche, von S gegen N abfallende
 Schubflächen (Sporerplatte)
 b = O—W-Schubflächen — steil
 c = N—S-Schubflächen — vertikal

Bewegungsspuren, die im Sulzfluhkalk verzeichnet liegen, noch lange nicht erschöpft.

Allerdings handelt es sich bei den weiteren und durchaus jüngeren Vorgängen gar nicht mehr um Faltungen, sondern um glatte, scharfe Verschiebungen.

Solche Verschiebungsflächen sind aber auch in der Richtung der eben beschriebenen Verschuppungen mehrfach vorhanden. Vor allem ist hier auf die schönste Schubfläche des Rätikons, die sogenannte „Sporerplatte“, an der Nordseite der 3 Türme (Fig. 6), hinzuweisen.

Dieselbe fällt ziemlich steil von S gegen N zu ab. Über ihr erhebt sich fast senkrecht die Wand der Türme, in der ein schräger kleiner Keil von Oberkreidemergeln eingemauert liegt. An der Schubfläche der Sporerplatte habe ich keine Spur von Oberkreidemergeln bemerkt.

Der darüber befindliche Keil verläuft auch nicht parallel, sondern schräg zu der fein gewölbten, großen Platte. Immerhin fallen aber auch noch manche andere Gleitflächen parallel mit der „Sporerplatte“ von S gegen N ein, und man ist wohl berechtigt, dieses System von Bewegungsflächen mit der Detailverschuppung in derselben Richtung als gleichlaufend und auch als gleichaltrig anzusehen.

Diese Bewegungsfläche der „Sporerplatte“ wird nun, wie Fig. 6 zu erkennen gibt, von zwei Scharen von Schubflächen geschnitten, von denen die eine etwa von O gegen W streicht und steil gegen S zu einfällt, während die andere von S gegen N streicht und annähernd senkrecht steht.

Diese beiden Systeme von unter sich jeweils ziemlich parallelen Bewegungsflächen beherrschen nun die Kalkmassen, wie meine Nachforschungen ergeben haben, hin und hin.

Das ist aber nicht so zu verstehen, als ob die Kalke durch die Schnitte dieser zueinander annähernd senkrecht stehenden Flächen in regelrechte Würfel oder Rhomboeder zerlegt wären. Vielmehr ist auch hier eine auffallend unregelmäßige Zerteilung vorhanden, je nachdem wie weit die Nachbarflächen eines Systems voneinander abstehen. Außerdem sind zwischen den zwei Systemen auch Unterschiede in der Ausbildung und Beschaffenheit der Flächen vorhanden.

So zeigen im allgemeinen die von S gegen N zielenden Flächen eine deutliche, feinere Streifung. Diese Flächen erhalten dadurch eine Art von Wellblechstruktur, die uns versichert, daß hier die Verschiebung der Nachbarstücke des Sulzfluhkalkes genau in der von den Rillen vorgezeichneten Richtung verlief.

Die Flächenstücke der in der O—W-Richtung eingestellten Schubbahnen zeigen häufig keine so klare Rillung. Es ist nun möglich, daß auch hier zuerst eine solche Rillung da war, welche später bei einem Richtungswechsel der Bewegung abgeschliffen wurde. Es wäre auch denkbar, daß eine solche ursprüngliche Rillung bei einem Wechsel der Schubrichtung, der an sich nicht bedeutend zu sein braucht, abgerissen und zu einer Reibungsbreccie verarbeitet wurde. Reibungsbreccien heglichten nun tatsächlich unsere O—W-Flächen oft auf längere Strecken hin.

Eine genauere Untersuchung der verschiedenen Bewegungsflächen hat bisher aber auch nicht stattgefunden.

Für die Deutung eines infolge Richtungswechsels nicht mehr glatt und dicht Laufens der Grenzflächen würde auch die Beobachtung der Einschaltung von klaffenden Hohlräumen sprechen, die dann später von der Verwitterung zu Höhlen erweitert wurden.

Solche Höhlen stellen sich vor allem entlang der Schubflächen in der O—W-Richtung ein.

Bei einer Besteigung der Sulzfluh von der Tilisuna- oder von der Lindauer Hütte aus kann man auf dem nackten Sulzfluhplateau die Beschaffenheit der beiden Systeme von Schubflächen leicht verfolgen.

Wie Fig. 7 bekundet, fallen hier die weithin klar verfolgbaren O—W-Schubflächen mit Neigungswinkeln von 50 bis 70° gegen S zu ein. Längs dieser Bahnen sind Zertrümmerungstreifen angeordnet, die von der Erosion zu Furchen und Mulden ausgeweitet wurden.

Auch die größeren Abstufungen der Felssoherfläche stehen mit dem Durchzuge dieser tiefgreifenden Schubbahnen in Beziehung.

Senkrecht zu diesen weithin gerade verlaufenden Flächen stellen sich dann wieder zahlreiche feinere Klüfte ein, welche jedoch mit Kalzit dicht verheilt erscheinen.

Hier auf dem Sulzfluhplateau sind die O—W-Bahnen offenbar die jüngste Gruppe von Verschiebungen, welche den Sulzfluhkalk überwältigt haben.

Die großen O—W-Bahnen lassen sich nun vom hohen Sulzfluhplateau quer über das tiefe Kar „In den Gruben“ bis an den Ostrand des Sulzfluhkalkes verfolgen. Hier haben diese Verschiebungen den ganzen Kalkrand entscheidend umgestaltet.

Wie meines Wissens ebenfalls W. von Seidlitz im Jahre 1906 zum erstenmal beschrieben hat, erscheint der Sulzfluhkalk hier in schmale Streifen zerlegt, die ungleich weit von W gegen O oder von O gegen W an senkrechten Schubflächen verschoben wurden.

W. von Seidlitz hat diese Verschiebungen als „Blattverschiebungen“ bezeichnet und abgebildet. Diese Beobachtungen wurden dann 20 Jahre später von A. H. Stahel im wesentlichen bestätigt. 1933 hat dann der Verfasser in diesem Jahrbuche die schönen Blattverschiebungen auf S. 145 ebenfalls abgebildet und kurz beschrieben.

Damals war mir aber die große Ausdehnung dieser O—W-Verschiebungen innerhalb der Sulzfluhkalke nur zum Teil bekannt. Wie schon A. H. Stahel

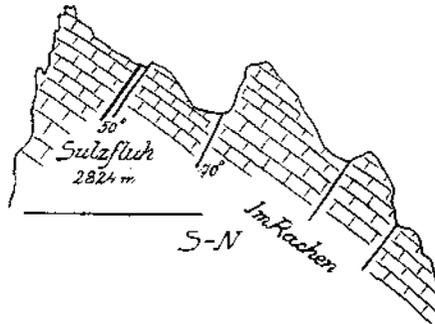


Fig. 7. Die weithin verfolgbaren Schubflächen streichen ungefähr ostwestlich.

angibt, kann man diese Verschiebungen vom Nordostrande der Weißplatte bis in die Westwand der Sulzfluh, also auf eine Strecke von zirka 4 km, verfolgen.

Diese Dimensionen belehren uns über die Bedeutung dieses Bewegungsspieles innerhalb der großen Kalkmassen.

Auch in dem Gebiete von Weißplatte—Scheienfluh sind außer diesen großen Verschiebungen noch zahlreiche kleinere, aber damit parallele Flächen in das Kalkgefüge eingetragen. Ihre Gesamtwirkung hat den ganzen Ostrand des Sulzfluhkalkes seiner glatten Grenze beraubt und dieselbe, wie Fig. 1 abbildet, ausgiebig gestaffelt.

Diese Zerstaffelung der Ostfront des Sulzfluhkalkes macht unbedingt den Eindruck eines geologisch jugendlichen Ereignisses.

Vergleichen wir nun den früher beschriebenen Nordrand der Sulzfluhdecke mit ihrem Ostrande, so tritt die Verschiedenartigkeit der beiden Fronten klar in unsere Einsicht. Der Nordrand hat glatte, steil in die Tiefe tauchende Begrenzungen, wogegen der Ostrand eine weitgehende und ziemlich feingliedrige, horizontale Staffeln aufweist.

Wenn wir den Nordrand als ein Gebilde einer großzügigen Bewegung von S gegen N auffassen, so bleibt für den Ostrand nur die Deutung einer ungleichmäßigen, von O gegen W erfolgten Verschiebung.

Über das gegenseitige Alter der beiden Bewegungen kann man nicht im Zweifel sein.

Gleichzeitigkeit ist ausgeschlossen.

Die Nordfront ist das ältere Bauwerk, das schon völlig vollendet war, als die O—W-Bewegungen eingriffen, welche die Ostfront zerstaffelt haben.

Bisher wurden folgende Umformungen im Sulzfluhkalk besprochen. Zuerst die Verschuppungen und Verfaltungen des Sulzfluhkalkes mit seinem Hangendgestein, den Oberkreidemergeln. Hier ließ sich mit guten Gründen eine Entstehung der Verschuppung bei der Abbremsung einer von S gegen N erfolgten Großbewegung wahrscheinlich machen. Annähernd oder völlig parallel mit diesen Verschuppungen sind dann eine Anzahl von Schubflächen vorhanden, die von S gegen N zu einfallen (Sporerplatte). Sie können ohne Schwierigkeit als Begleitflächen bei der Ausbildung der Verschuppungen ihre Rolle gespielt

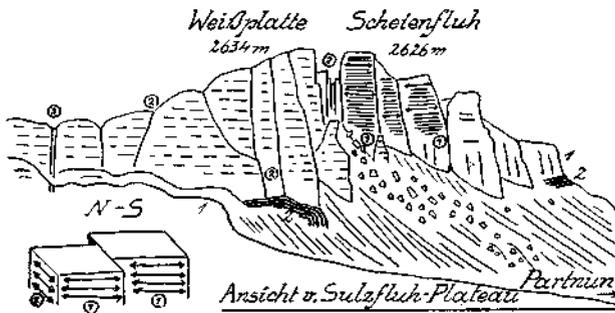


Fig. 8.

1 = Sulzfluhkalk
2 = Oberkreidemergel

① = N—S-Schubflächen, vertikal und mit horizontalen Schubstriemen
② = O—W-Schubflächen

haben. Möglicherweise haben sie aber auch eine von den Verschuppungen unabhängige Bewegungsbedeutung.

Jedenfalls jünger als die Verschuppungen und diese mit der „Sporerplatte“ gleichsinnigen Flächen sind dann die steilstehenden Verschiebungen in den Richtungen von S—N und O—W.

Was die Umformung der äußeren Gestalt der Sulzfluhdecke anbelangt, so sind hier die O—W-Verschiebungen die einflußreicheren gewesen.

Auf dem Sulzfluhplateau haben wir gesehen, daß die O—W-Bewegungen nicht nur viel durchgreifender, sondern auch jünger als die vertikalen S—N-Bewegungen sind.

Diese S—N-Verschiebungen treten aber an einzelnen Stellen ebenfalls zahlreicher auf und wirken dann auch formgestaltend.

Ein sehr schönes Beispiel finden wir dafür an dem Kamm von Weißplatte—Scheienfluh, das Fig. 8 vorführt. Während die Weißplatte selbst vor allem von senkrechten O—W-Bahnen beherrscht wird, treten in der Westwand der Scheienfluh ausgedehnte und prächtig horizontal gerillte S—N-Schubflächen auf. Zwischen den beiden Gipfeln werden diese S—N-Flächen schroff von den jüngeren O—W-Flächen durchbrochen.

Noch eindrucksvoller treten die S—N-Flächen im Bereiche der 3 Türme und der Drusenfluh auf.

Fig. 9 und 10 geben hier die entsprechenden Ortsausweise. Die Gruppe der 3 Türme gehört zu den schönsten Felsgestaltungen der Ostalpen. Insbesondere sind ihre Südstürze gegen den Prättigau von wunderbarer Eleganz und Hoheit.

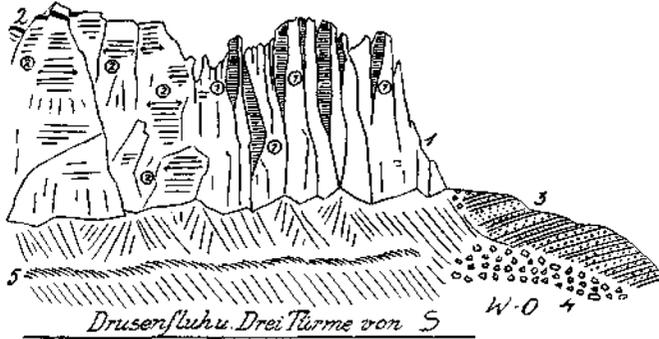


Fig. 9.

- 1 = Sulzfluhkalk
2 = Oberkreidemergel
3 = Bündnerschiefer
4 = Blockendmoränen
5 = Moränenwall

- ① = N—S-Schubflächen mit horizontalen Schubstriemen
② = O—W-Schubflächen mit horizontalen Schubstriemen

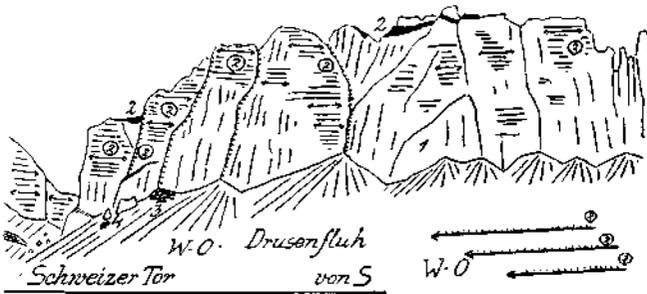


Fig. 10.

- 1 = Sulzfluhkalk
2 = Oberkreidemergel
3 = Gewalzte Aptychenkalke

- 4 = Schwarze Glanzschiefer
② = O—W-Schubflächen mit horizontalen Schubstreifen

Die Wand der 3 Türme erscheint dabei von lotrechten Spalten zerschnitten, deren seitliche Wandflächen sich als klare, horizontal gerillte Schubflächen zu erkennen geben. Während diese Spalten gegen unten geschlossen sind, klaffen sie gegen den Himmel und enthüllen so die Geheimnisse ihrer Entstehung.

Wir haben ein selten schönes Bild von der felszerlegenden Gewalt dieser Verschiebungen vor uns.

Weiter westlich ändert sich das tektonische Bild in der großen, breiten Südwand der Drusenfluh ganz entscheidend.

Hier treten die S—N-Verschiebungen zurück, dagegen spielen die O—W-Verschiebungen eine um so größere Rolle. Breite Wandflächen erscheinen hier in O—W-Richtung geglättet und mit horizontalen Schubstriemen verziert. Die einzelnen Schubkörper überdecken sich gegenseitig, so daß in der Richtung von W gegen O immer neue vertikale Schuppen sich einstellen.

Es ist nun von Interesse zu beachten, daß diese ausgesprochene O—W-Schubstruktur hier auf den Raum zwischen den 3 Türmen und dem Schweizer Tor beschränkt bleibt.

Jenseits der tiefen Lücke des Schweizer Tors kommen dann im Bereiche des langen Kammes der Kirchli Sp. die O—W-Verschiebungen wieder zur vollen Geltung.

Wenn nun auch die O—W-Bewegungen jünger als die von ihnen gekreuzten S—N-Bewegungen sind, so hat man besonders am Südrande des Rätikons doch den Eindruck, als ob die Gebiete mit vorherrschendem O—W-Schub mit solchen mit stärker betontem S—N-Schub abwechseln würden.

Wir haben an den Kirchli Sp. vorherrschenden O—W-Schub, am Schweizer Tor S—N-Schub, an der Drusenfluh O—W-Schub, an den 3 Türmen und am Drusentor S—N-Schub, an der Sulzfluh O—W-Schub, in den Gruben S—N-Schub, an der Weißplatte O—W-Schub, an der Scheienfluh N—S-Schub.

Diese Unterscheidungen beziehen sich nur auf das Vorherrschen der einen oder der anderen Richtung. Im übrigen sind beide Bewegungsrichtungen im ganzen Gebiete der Sulzfluhkalke vertreten.

Beachtet man nun diese Abwechslung im Vorherrschen der beiden miteinander streitenden Schubrichtungen, so wird die ganze Raumgliederung im Bereiche der Sulzfluhkalke klar.

An den Stellen, wo z. B. die S—N-Verschiebungen dicht gedrängt auftreten, finden wir entweder tiefe Lücken im Hauptkamme oder feinzerschnittelte Turmgestaltung. Wo die O—W-Verschiebungen vorherrschen, treten uns klotzige, breite Felsmauern entgegen. Die Stelle, wo die S—N-Verschiebungen am dichtesten gereiht sind, liegt zwischen Drusenfluh und Sulzfluh. Hier sind wir im Herrschaftsgebiet der Turmgliederung. Wunderbare, feinfingerige, schlanke Türme der verschiedensten Größen springen aus dieser etwa 2 km langen Kammstrecke auf.

Offenbar haben die zahlreichen Verschiebungen nicht nur alle Felsen zerschnitten, sondern auch den Zusammenhang gelockert und die Eingriffe von Wasser und Eis aufs beste vorbereitet.

Es ist wohl kein Zufall, daß dieser bei weitem am reichsten mit Türmen besetzten Kammstrecke an der Nordseite auch der riesige, viereckige Karraum bei der Lindauer Hütte entspricht.

Wie Fig. 1 zeigt, hat dieser Raum eine für ein Kar ganz ungewöhnliche Form.

Die Öffnung gegen das Gauertal wird nicht durch eine Felsschwelle oder eine Verengung festgehalten, sondern sie geht in voller Breite ins tiefere Gauertal über. Was heute einigermaßen einer Schwelle ähnlich sieht, sind nur die mächtigen Moränenwälle des Porsalenger Waldes. Die Hinterwand dieses großmächtigen Raumes bildet der vielzackige Turmgrat zu beiden Seiten des Drusentors. Die Seitenwände weisen vielfach die Glättung und Striemung von Schubflächen auf. Die tektonische Beeinflussung der Raumbildung ist offenkundig.

Eine andere Frage ist, wohin das Material dieses gewaltigen Felsraumes verschleppt wurde? Was heute hier in Form von Blockmoränen in dem Karraum und im Gauertal liegt, reicht bei weitem nicht aus, diese riesenhafte Lücke zu füllen.

Man darf aber nicht vergessen, daß die ganzen Blockmoränen vom Kar bis zum Ende des Gauertales nur aus dem relativ kurzen Zeitraume der Schlußvereisung zugefallen sind.

Wir sind daher wohl berechtigt, den fehlenden Rest der Ausräumung auf die Großvergletscherungen und ihre Interglazialzeiten zu verteilen.

Der Abbruch der Gesteinsmassen erfolgte nach der Vorzeichnung des Klufnetzes und wurde hier durch die ziemlich steil gegen N bergab fallenden Schubflächen und die Einsealtungen von weichen Kreidemergeln noch sehr unterstützt.

Prächtig ist auch die auflockernde Wirkung von dichter gescharten, steilstehenden Schubflächen in der hohen und wilden Einschaltung zwischen dem Großen Turme und der Drusenfluh (Fig. 9) zu erkennen.

Auch die Lücken von Schweizer Tor, Plattenpaß und Grubenpaß sind durch Schubflächen in ihrer Anlage und in ihrem Aushau mitbestimmt.

Wir sind also zu der Einsicht gekommen, daß für den heutigen Bestand der Sulzfluhdecke die erste Anlage durch gewaltige Frachtbewegungen von S gegen N maßgebend war.

Die dadurch teilweise mehrfach übereinander geschobene Schichtfolge Sulzfluhkalk und Oberkreidemergel bildete einen von O gegen W streichenden Wall von steil nordfallenden Schichten.

Später wurde dieses Baugebilde von einer Reihe von Verschiebungen ergriffen. Wir konnten vor allem zwei Systeme von steilstehenden Schubflächen verfolgen, von denen das ältere von S gegen N, das jüngere von O gegen W streicht.

Diese Verschiebungen haben das Bild des Gebirges hier in seiner Formung wesentlich beeinflußt. Sie lenken aber auch für die Zukunft alle Schritte seiner Zerstörung. Wir haben weiter erkannt, daß dieser Nordfront der Sulzfluhdecke eine andersartige Ostfront gegenübersteht. In dieser Ostfront tritt der Einfluß von Verschuppungen von Sulzfluhkalken mit Couches rouges ganz zurück. Dafür wird hier die Wirkung von Schubbewegungen von O gegen W übermächtig.

In dem auf Fig. 1 abgebildeten, freistehenden Teile dieser Ostfront des Sulzfluhkalkes im Bereiche von Weißplatte und Scheienfluh äußert sich dieser Schub vor allem in einer lebhaften Zerstaffelung der glatten Grenzfläche des Kalkes.

Weiter südlich im Bereiche des Schollberges gerät der Streifen des Sulzfluhkalkes aber schon ganz unter die Gewalt der mächtig vordringenden Silvrettaecke. Hier erscheint der Sulzfluhkalk nur mehr als schmales, streckenweise sogar schon zerrissenes Band unter schwerer Überlagerung. Das Kalkband umzieht im Halbkreis den mächtigen Pfeiler des kristallinen Schollberges. Dabei ist derselbe in der Mitte noch ziemlich mächtig und geschlossen, wogegen an beiden Enden des Halbbogens Zerreißen vorliegen.

Wir haben hier ein ausdrucksvolles Bild von der Gewalt und Wirksamkeit des von O gegen W zu erfolgten letzten Vorstoßes der Silvrettaecke.

Wie Fig. 11 darstellt, sind hier die Sulzfluhkalke in drei Keile zerschnitten, die steil übereinander geschoben wurden. Diese Aufschiebung ist so steil, daß man die Sachlage besser bereits als ein „Vorsicherschieben“ an der Stirne der Silvrettamasse beschreibt.

Damit würde auch die Zerreißung des Bogenstückes aus Sulzfluhkalk in der Umgürtung des Schollberges als Zerrungswirkung gut vereinbar sein.

Freilich setzt dies voraus, daß die kristalline Scholle des Schollberges für sich allein noch einen kurzen Vorstoß ausgeführt hat, durch den sie aus der allgemeinen Angriffsfront der Silvrettamasse vorsprang.

Bei der Betrachtung von Fig. 11 wird uns auch klar, daß es nicht angeht, diese so auffällige Vorstoßbewegung von O gegen W nur auf ein allgemeines

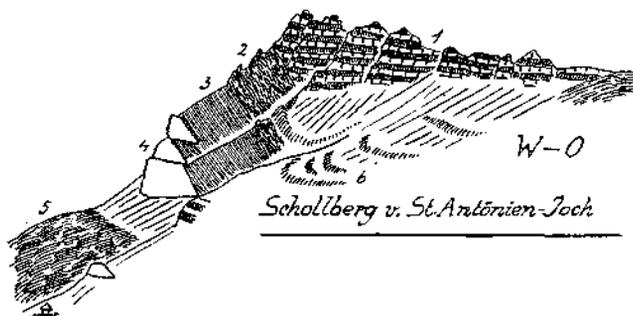


Fig. 11.

- | | |
|--------------------------------------|---------------------|
| 1 = Kristallin des Schollberg-Kammes | 4 = Sulzfluhkalk |
| 2 = Gewalzte Aptychenkalke | 5 = Bündnerschiefer |
| 3 = Arosazone | 6 = Blockendmoränen |

Einfallen der tektonischen Achsen im Gefolge der Kulmination des Aar-massivs zurückzuführen.

Diese heute noch in der Schweiz weiter verbreitete Anschauung geht gar nicht auf das Wesen der O—W-Bewegung ein, die sich durchaus nicht etwa in einem Schrägstellen der tektonischen Achsen erschöpft.

Vielmehr zeigt die ganze Westfront der Nördlichen Kalkalpen ebenso wie jene der Silvrettamasse eine Auflösung in verschiedenen weit von O gegen W zu vorgestoßene kleinere Einheiten, deren Unterteilungen gar nichts mit einem allgemeinen Einfallen tektonischer Achsen zu tun haben. Die Unterteilungen werden vielmehr von steilstehenden Schubflächen besorgt, wie wir solche gerade in vorbildlicher Entwicklung im Bereiche der Sulzfluhkalke kennen gelernt haben. Man kann sich also nicht der Einsicht verschließen, daß hier die Ostalpen noch in junger Zeit einen Vormarsch gegen die Westalpen ausgeführt haben, indessen Gefolgschaft an der ganzen Bewegungsfront ein Vorstoßen oder, wenn man lieber will, ein Zurückbleiben kleinerer Einheiten stattgefunden hat. Gerade diese feineren Unregelmäßigkeiten bringen den mächtigen Bewegungsvorgang in voller Lebendigkeit zum Ausdruck.

Im östlichen Rätikon ist die Lage der Sulzfluhkalke insofern eine ausgezeichnete, als dieselben hier, wie Fig. 1 in Erinnerung ruft, eine fast rechtwinklige Umbiegung beschreiben.

Wie wir aus unserer Untersuchung aber wissen, handelt es sich dabei durchaus nicht etwa um eine wirkliche Verbiegung eines früher gerade verlaufenden Kalkstreifens.

Vielmehr stoßen hier zwei verschieden beanspruchte Fronten derselben Kalkmasse aneinander, von denen die eine ein glattes Eintauchen von Verschuppungszonen von S gegen N, die andere eine deutlich durch ungleiche Verschiebungen von O gegen W gestaffelte Grenze zeigt. Diese hier klar gelegte Unterscheidung zwischen glatten und gestaffelten Rändern führt bei der Zone der Sulzfluhkalke zu der Einsicht in zwei sowohl in ihrer Richtung wie in ihrer Ausführung und in ihrer Zeitlage wesentlich verschiedene Vorgänge.

Die Nordfront der Sulzfluhkalke ist dabei das ältere Bauwerk. Dasselbe wurde von den S—N- und den O—W-Bewegungen glatt durchschnitten.

Die Ostfront der Sulzfluhkalke zeigt baulich sehr junge Eingriffe.

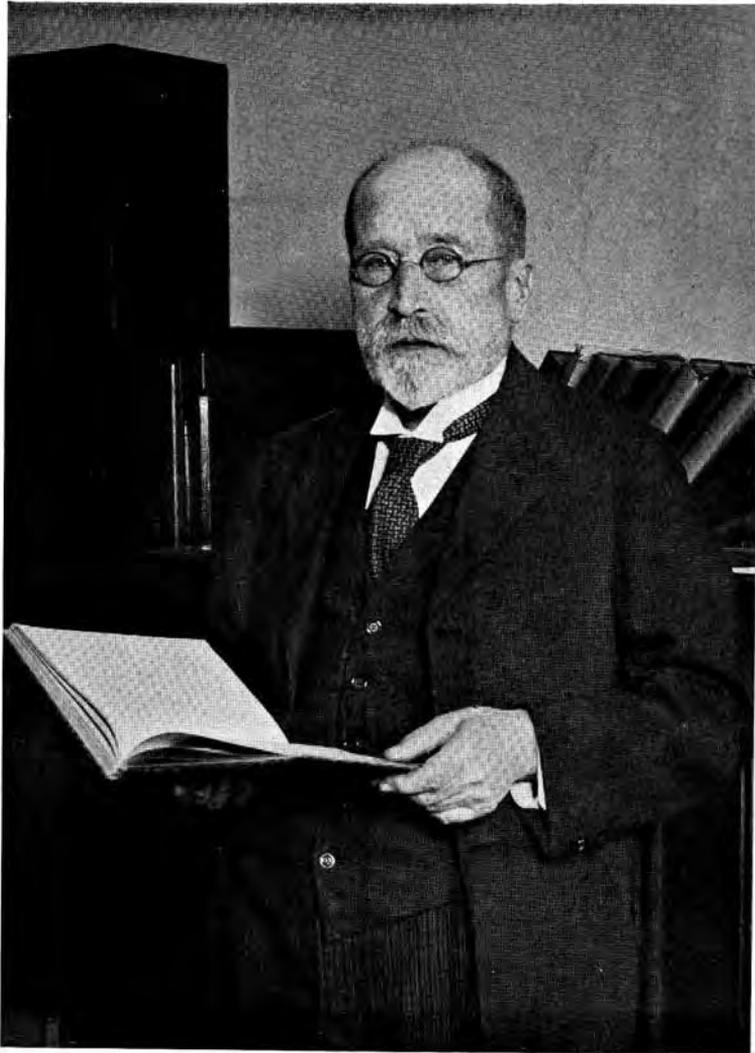
Betrachtet man diese so auffallende Ecke der Sulzfluhkalke in einem größeren Rahmen, so kommt man zu der Einsicht, daß dieselbe wohl mit der Teilung der Silvrettadecke im Zusammenhang steht.

Wie insbesondere durch die Aufnahmearbeit von O. Reithofer bekannt wurde, erscheint die Silvrettamasse schon weit von O her in zwei Decken gegliedert. Die Grenzfläche verläuft dann aus dem Klostertal zum Kristbergsattel, hiegt tief ins Silbertal hinein und übersetzt südlich von Schruns die Ill. Sie zieht dann durchs Gampadelztal weiter und bildet von der Tilisunaalpe südwärts die Front der oberen Silvrettadecke.

Die untere Silvrettadecke, auf welcher der Trias-Jura-Kreidezug der Schrunser Mittags Sp. ruht, wird hier von der oberen Silvrettadecke überschritten.

Die Südgrenze der unteren Silvrettadecke streicht aus dem Rellstal von W gegen O und liegt parallel zu der Nordfront der Sulzfluhdecke. Dagegen verläuft die Ostgrenze der oberen Silvrettadecke von N gegen S. Durch das Vordringen der oberen Silvrettadecke über die untere ist nun die rechtwinklige Ecke geschaffen worden, in welche die Ecke der Sulzfluhkalke gerade hineinpaßt.

Dieses Hineinpassen kann nicht zufällig sein. Es ist vielmehr erst durch den relativ jungen Vorstoß der oberen Silvrettadecke herbeigeführt worden. Von dieser Einsicht aus ist zu erwarten, daß die ganze Ostfront der Sulzfluhdecke eine beträchtliche Verschiebung von O gegen W erfahren hat.



G. Geyer

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 86. Band, 1936.

Georg Geyer, sein Leben und sein Werk.

Von **Otto Ampferer.**

Mit einem Bildnisse.

Um wie viel fremder würden sich nicht die menschlichen Generationen gegenüber stehen, wenn nicht immer wieder einzelne, mit besonders hohem Alter Ausgezeichnete die engere Verbindung zwischen denselben herstellen würden.

Ihre Aufgabe scheint es zu sein, Vergangenheiten lebendig zu halten und mit der Gegenwart und Zukunft in Vergleich zu bringen. Das Urteil der jungen Generationen ist allzeit voreilig, reich an Überhebung und arm an Einsicht. Dafür tobt die volle Kraft des Lebens in ihnen, jene Kraft, die eben die neuen Werte schafft und dieses Schaffens wegen ungeduldig Raum und Beachtung fordert.

Die älteren Generationen hinwieder haben ihre Lebensarbeit geleistet und wünschen vor allem deren weiteren Bestand, vielfach auch dann noch, wenn bereits Besseres an die Stelle getreten ist. Diese Gegensätze bleiben bestehen, solange es überhaupt noch schaffende Menschen gibt.

Für die geologische Bundesanstalt war unser am 25. November verstorbenen Freund Hofrat Georg Geyer im besten Sinne des Wortes ein Vertreter des älteren Geologentums, der es aber verstand, auch noch an den neuen Bestrebungen und Aufgaben der Gegenwart Freude zu gewinnen.

54 Jahre nahm G. Geyer an dem geistigen Leben der Anstalt Anteil, zuerst als ein Aufnahmsgeologe von wunderbarer Frische und Leistungsfähigkeit, dann nach dem Zusammenbruche als Direktor in der Zeit des vollen Umbaues alles öffentlichen Lebens und endlich als stiller Pensionist, der fast Tag für Tag noch seine alte Arbeitsstätte besuchte und wohl nur selten eine wissenschaftliche Sitzung in derselben versäumte.

Wer könnte den liebenswürdigen, alten Herrn vergessen, der mit solcher Lebhaftigkeit und Begeisterung von seinen Wanderungen, Bergbesteigungen und geologischen Funden zu erzählen vermochte?

In ihm war unsere österreichische Heimat mit Berg und Tal, mit Gletscher und Weinland fabelhaft und farbig lebendig und zugleich so liebevoll geborgen wie ein Kern in seiner Schale.

So ging von ihm eine gütige, freundliche Lebensstrahlung aus, eine Strahlung, welche Kälte, Ablehnung und Trägheit zu durchdringen vermochte und die uns den Abschied von ihm so besonders schwer macht.

Lebenslauf und Amt.

Georg Geyer wurde am 20. Februar 1857 in Schloß Auhof bei Blindenmarkt in Niederösterreich als Sohn von Ferdinand und Marie Geyer geboren. Sein Vater war damals fürstlich Starhembergscher Oberförster und Fürst Georg Adam Starhemberg selbst der Taufpate des kleinen Georg.

Sein Vater Ferdinand Geyer wurde am 15. März 1831 zu Leimgruben bei Karlsbad geboren und stürzte am 2. Juli 1892 am Grimming tödlich ab.

Seine Mutter starb schon in jungen Jahren und Ferdinand Geyer heiratete zum zweiten Male Wilhelmine Meyer aus Linz. Dieser Ehe entstammten fünf Kinder, Bertha, Elvira, Richard, Albert und Alice, von denen heute noch sein Bruder Richard Geyer, akademischer Bildhauer, und seine beiden Schwestern, Frau Elvira von Crippa und Frau Hofrat Alice Brucker leben. Georg Geyer besuchte dann später die Deutsche Oberrealschule in Prag und bestand dort am 15. Juli 1875 die Matura mit ausgezeichnetem Erfolge. In den Jahren 1875—1880 studierte Geyer an der k. k. Technischen Hochschule in Graz, vor allem an der Chemischen Abteilung und weiter an der k. k. Bergakademie in Leoben Bergbaukunde und Markscheidekunde.

Vom 1. Oktober 1880 bis 1. Oktober 1881 diente Geyer als Einjährig-Freiwilliger beim k. u. k. 10. Feldjäger-Bataillon und wurde daselbst nach ausgezeichnet bestandener Offiziersprüfung Lieutenant i. d. Reserve, in welcher er auch drei Waffenübungen mitmachte.

In den Jahren 1882/83 nahm er als a. o. Hörer an den Vorlesungen über Geologie und Paläontologie an der Wiener Universität Anteil.

Im Herbst 1882 trat er als Volontär in den Dienst der k. k. Geologischen Reichsanstalt, aber erst am 23. Juni 1887 genehmigte das k. k. Ministerium für Kultus und Unterricht seine Verwendung als Praktikant auf die Dauer von zwei Jahren. Diese Genehmigung wurde am 12. Juli 1889 und am 18. Juni 1891 verlängert. Die Anstellung als Assistent der X. Rangklasse erfolgte aber erst am 20. April 1892.

Wenn man den Arbeitseifer und die seltene Tüchtigkeit Geyers als Feldgeologe bedenkt, so kommt man zu dem Urteile, daß die Vorrückungsverhältnisse an der k. k. Geologischen Reichsanstalt damals außerordentlich ungünstige waren. In den folgenden Jahren gestalteten sich dieselben für Geyer besser. So wurde er schon am 9. Dezember 1892 zum Adjunkten der IX. Rangklasse und am 8. April 1897 zum Geologen in der VIII. Rangklasse ernannt. Seine Beförderung zum Chefgeologen in der VII. Rangklasse fand am 20. Dezember 1900 statt. In dieser verblieb er dann bis zum 30. Juni 1920, wo seine Ernennung zum Direktor der Geologischen Staatsanstalt eintraf, nachdem er schon seit 20. Dezember 1919 mit der Leitung dieser Anstalt betraut worden war. Der Titel eines Hofrates wurde ihm am 24. März 1921 verliehen.

Auf eigenes Ansuchen erfolgte endlich mit Erlaß vom 29. November 1923 seine Versetzung in den dauernden Ruhestand unter lobender Anerkennung seiner vieljährigen Dienstleistung.

Geyer war in vollster Gesundheit und Frische noch ein friedlicher und glücklicher Ruhestand von zirka 13 Jahren vergönnt, ein Gottesgeschenk geruhigen und vertieften Lebens nach so vielen Jahren eines uermüdehlichen tätigen Lebens.

Geyer verblieb aber auch als Pensionist mit der Geologie enge verbunden. Als wirkliches Mitglied der Wiener Akademie der Wissenschaften hatte er sich fortlaufend mit der Beurteilung und Unterstützung von geologischen Arbeiten zu befassen. Diese Arbeit machte ihm nicht nur viele Freude, sondern sie gab ihm ein Amt mit der Möglichkeit, besonders auch die aufstrebenden

jüngeren Geologen zu unterstützen, was ganz dem Drange seines gütigen Herzens entsprach.

Eine besondere Freude blieben bis zu seinen letzten Tagen zahlreiche Wanderungen und die Autofahrten mit seinem lieben Freunde, Louis Ph. Friedmann. Wenn der schnelle Wagen sie über die herrlichen Alpenpässe trug und mühelos in das Zauberreich des Hochgebirges hob, so war den Freunden da im Wiedersehen der einst bestiegenen stolzen Bergriesen eine unbeschreibliche Freude geschenkt.

Diese Begegnungen mit höchsten Schönheiten der Alpen, angefüllt mit Entzücken und einer stillen Wehmut des Vergänglichlichen und des Abschiedes schwebten wie ein Glorienschein über seinem Alter.

Geyer hat in seinem langen Leben zahlreiche Ehrungen gefunden, obwohl er diese nie gesucht, sondern eher verniedert hat. Mit allerhöchster EntschlieÙung Seiner kaiserlichen und königlichen Majestät vom 30. November 1908 wurde ihm das Ritterkreuz des Franz Josefs-Ordens verliehen. Mit allerhöchster EntschlieÙung vom 23. Oktober 1912 erhielt er taxfrei den Titel und Charakter eines Regierungsrates. Endlich wurde ihm am 24. März 1921 der Titel eines Hofrates verliehen.

Die Wiener Akademie der Wissenschaften wählte Geyer am 26. Mai 1914 zum korrespondierenden und am 31. Mai 1921 zum wirklichen Mitgliede. Am 4. Jänner 1910 wurde er in den „Wissenschaftlichen Unterausschuß“ des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines berufen.

Er war weiter Ehrenmitglied der Wiener Geologischen Gesellschaft, des Österreichischen Alpenclubs, des oberösterreichischen Musealvereines, des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark und des naturkundlichen Landes-Museums in Klagenfurt.

Über die amtliche Tätigkeit Geyers ist leicht zu berichten. Geyer war mit Ausnahme seiner fünf letzten Dienstjahre immer mit der Feldgeologie beschäftigt und er hat dieses mühevollere Amt in ausgezeichnete und vorbildliche Weise erfüllt.

Eine prächtige Rüstigkeit, hohe bergsteigerische Gewandtheit und eine seltene Vertrautheit mit Weg und Abgrund machten ihm die Begehungen zu Tagen der Freude. Geyer war wohl lange Zeit der rüstigste Alpengeologe unserer Anstalt. Er hat die ihm anvertrauten Aufnahmegebiete für die damals meist allzu kurz bemessene Arbeitszeit sehr gut und gründlich begangen. Im Gegensatz zu manchen seiner Kollegen scheute er auch vor sehr steilen Gehängen und wildem Schluchtwerk nicht zurück. So erweisen sich seine Karten als getreu und auch heute noch wertvoll.

Weitere Eigenschaften, die ihn in seiner geologischen Tätigkeit ausnehmend unterstützten, waren seine feste Ordnungsiebe und seine Raschheit in der Ausarbeitung der gesammelten Beobachtungen. Es ist ein Vergnügen, seine schönen, mit feiner Schrift und klaren Zeichnungen gefüllten Tagebücher anzuschauen. Dieselbe gute Ordnung zeigen auch seine Gesteinssammlungen. Jahr für Jahr hat dann Geyer in Vorträgen und Aufsätzen die Früchte seiner Begehungen der Fachwelt vorgelegt. Er besaß die seltene Gabe einer vollendeten Darstellung. Alle seine Schriften zeigen dasselbe wunderbar ausgeglichene Verhältnis zwischen Inhalt, Klarheit und Umfang. Geyers Beweisführung hält sich streng an die vorliegenden Beobachtungen. So

bedeuten seine Karten und Schriften eine überaus reichhaltige Fundgrube für die Geologie der Ostalpen, eine Fundgrube, die auch heute noch lange nicht erschöpft ist.

Während Geyer in dem Dienste des Feldgeologen wirklich seine Lebens-erfüllung und seine Meisterschaft gefunden hatte, war ihm seine Tätigkeit als Leiter und dann als Direktor der Anstalt nicht so gelegen und erfreulich.

Man darf allerdings nicht vergessen, daß Geyer die Leitung der Anstalt unmittelbar nach dem Zusammenbruche, noch Ende 1918, zu übernehmen hatte, in einer Zeit voll Umsturzdang, voll Unzufriedenheit und Unklarheit.

Von allen Seiten wurde unsere Anstalt bedrängt und eingeschränkt. Ihr Bestand erschien ernstlich bedroht und Geyer hatte, unterstützt von seinem Geol.-genrate, alle Kräfte nötig, um die Anstalt durch viele Klippen hindurch wieder in ruhige Bahnen des Weiterbestandes zu lenken. In dieser Zeit der Bedrängnis und Not hatte sich auch an der Anstalt ein Geologenrat gebildet, der unter Leitung von Geyer schon in der Haussitzung vom 15. Juni 1919 in Angelegenheit der Ausgestaltung der Geologischen Reichsanstalt ein Promemoria ausgearbeitet hatte, das vom Regierungsrat G. Geyer dem Staatsamt für Unterricht überreicht wurde. Diesem Promemoria folgte rasch eine Denkschrift mit dem Vorschlag von neuen Satzungen für die deutschösterreichische Geologische Reichsanstalt.

Wenn man heute diese Vorschläge liest, so muß man aufrichtig den guten Willen zur Mitarbeit am Aufbau des neuen Staates anerkennen, der aus jeder Zeile der Denkschrift spricht.

Leider hat die steigende Verarmung vieles von diesen Vorschlägen nie lebendig werden lassen. Immerhin ist es gelungen, den Kern der Anstalt sowie die großen Sammlungen und die reiche Bibliothek so ziemlich unbeschädigt zu erhalten.

Die Verdienste Geyers um die Rettung der Anstalt sind unvergeßlich. Was ihm bei allen diesen Bemühungen vielleicht an schroffer Energie fehlte, hat er reichlich durch Liebenswürdigkeit ersetzt und damit gar manchen Erfolg erzielt.

Nach dem Zusammenbruche hatte die Anstalt eine Reihe ihrer besten Mitglieder verloren. Schubert und Spitz waren schon im Kriege gefallen. Tietze und Vacek waren in Pension getreten, v. Bukowsky und Hinterlechner gingen ins Ausland, Rosiwal, Petrascheck und Sander wurden Hochschullehrer. Auch damit war unsere Verlustliste noch nicht abgeschlossen. Mit Ende Dezember 1922 wurden die Hofräte Dreger, Kerner v. Marilau n und Eichleiter auf Grund des Abbaugesetzes in den Ruhestand versetzt. An Stelle aller dieser Verluste war allein Winkler v. Hermeden neu eingetreten.

Kein Direktor der Anstalt hat jemals solche Verluste seines wissenschaftlichen Personalstandes erlitten und es ist wohl leicht begreiflich, daß Geyer, der mit jeder Faser seines Herzens an dem Gedeihen der Anstalt hing, selbst aufs schwerste davon betroffen wurde. Außerdem war er ja auch mit den meisten durch langjährige persönliche Freundschaft verbunden.

Als Geyer Ende 1923 auf eigenes Ansuchen in den Ruhestand trat, war er der letzte Direktor der Anstalt, der noch mit vollem Personalstande begonnen hatte. Sein Nachfolger W. Hammer übernahm bereits die klein und arm gewordene Anstalt.

Wissenschaftliche Wirksamkeit.

Als G. Geyer im Herbst 1882 zugleich mit den Herren Carl Frauscher, Lorenz Teisseyre, Dr. Leopold Tausch, Emil Drasche und Carl Freiherr v. Camerlander als Volontär in den Dienst der k. k. Geologischen Reichsanstalt trat, war er bereits als ausgezeichneter Bergsteiger und Erforscher des Totengebirges wohl bekannt. Hochalpine Geologen waren zu dieser Zeit noch sehr selten und so war seine künftige Verwendung klar vorgezeichnet.

Geyer hat auch tatsächlich niemals außerhalb der Alpen im Flachlande Aufnahmsdienste geleistet und so blieb sein inneres Streben und Weben als Bergsteiger aufs beste zugleich mit seinem Berufe vereinigt.

Diese glückhafte Verbindung von Bergsteigerei und Alpengologie ist die Grundlage seines geologischen Schaffens bis in sein hohes Alter verblieben.

So war seine Arbeit und Pflicht von Freude begleitet und trotz aller Mühseligkeit leicht und frei. Dies erklärt auch die außerordentlich hohe Aufnahmsleistung, die wohl nur von wenigen Geologen bisher erreicht oder gar übertroffen wurde.

Auf den folgenden Seiten habe ich versucht, eine gedrängte Übersicht seiner Aufnahmsarbeiten zu geben. Sie waren überreich an glücklichen Funden und haben zahlreiche wichtige Beiträge zur Geologie der Ostalpen geliefert, die heute Stützpunkte für unsere Weiterarbeit bilden.

1883 war G. Geyer mit Untersuchungen auf dem Hochplateau des Totengebirges beschäftigt. Die gesamte von ihm festgestellte Schichtfolge über dem Dachsteinkalk umfaßt: Lias, Hierlatz Sch., 1 dm braune Hornsteinbank, bunte Mergel, 3 größere und mehrere kleinere Lagen von plattigen Hornsteinkalken (unten graue Hornsteine und Aptychen führende Mergelschiefer, oben gelblich-graue Hornsteine mit Spongien, Aptychen, Gastropoden, Ammoniten = vielleicht schon Strambergerkalke). Den Abschluß bilden tithonische Riffkalke der Trisselwand.

1884 wurde G. Geyer die Hochfläche des Dachsteinmassivs zur selbständigen Bearbeitung zugewiesen. Nach ihm ist auf der Südseite des Dachsteingebirges eine mächtige Korallenriff-Entwicklung vorhanden, meist unmittelbar auf Wettersteindolomit, an wenigen Stellen über Raibler Sch. Sie reicht bis ins Rät und bildet die meisten Gipfel. Nur die Spitze der Dirndln, des Hohen Dachsteins und der Mitter Sp. bestehen aus wohlgeschichteten Megalodontenkalken.

Neben zahlreichen, in der Gesteinsmasse verteilten Korallen enthält der Riffkalk Schmitzen eines roten Cephalopodenkalkes. Die Jurarestes des Dachsteinkalkplateaus zeigen ein taschenförmiges Eingreifen. Dies gilt nicht nur für die Hierlatzkalke, sondern auch für die Klauskalke. Geyer fand zahlreiche neue Hierlatzreste und viele Bruchlinien, von denen einzelne bereits älter als die Gosau Sch., andere sogar älter als Lias sind.

Ein Schlönbach-Stipendium ermöglichte ihm, seine Liasstudien auch auf die bayrischen Alpen auszudehnen.

1885 begann Geyer dann seine Aufnahme auf den Blättern Kirchdorf (Z. 14, C. IX.) und Liezen (Z. 13, C. X.). Er bearbeitete zunächst den langen Kamm des Sengengebirges und dessen nördliche Vorlagen. Geyer hielt damals noch die lichten Gipfelkalke des Sengengebirges für rätische Riff-

kalke. Bald hat er aber dann diese lichten mächtigen Kalke als Wettersteinkalke erkannt.

1886 war der Fortsetzung dieser Arbeiten gewidmet. Er kartierte jenen Teil der Blätter Kirchdorf—Liezen, welcher im S und W durch die Reichstraße von Spital am Pyhrn nach Kirchdorf, den Ostrand der Karte und im N durch den Flyschrand begrenzt erscheint.

Außerdem nahm G. Geyer an der Neuaufnahme des Karwendel Gebirges unter Leitung von Professor Dr. A. Rothpletz Anteil. Er hatte hier die Detailaufnahme des Gebietes von Stanser Joch und Sonnen-Joch zu besorgen.

1887 war Geyer zunächst noch im Raum der Blätter Kirchdorf—Liezen beschäftigt. Dann erhielt er den Auftrag, seine geologische Forschertätigkeit auf die Blätter Mürzzuschlag (Z. 15, C. XIII) und Schneeberg—St. Aegydt (Z. 14, C. XIII) zu verlegen. Mit diesem Auftrage war er dann auch noch in dem folgenden Jahre beschäftigt.

Wir verdanken dieser zweijährigen Tätigkeit G. Geyers die erste gründliche geologische Darstellung des Aufbaues der großen Kalkmassen der nordöstlichen Steiermark und insbesondere der Schneecalpe, der Rax und des Wiener Schneeberges.

Zahlreiche interessante Funde in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht traten zutage. Geyer hat schon damals die Gipfelkalke von Rax und Schneeberg, entgegen der Ansicht von A. Bittner, der sie für Dachsteinkalk hielt, ins Niveau des Wettersteinkalkes gestellt und damit auch das Richtige getroffen.

Eine weitere große Aufgabe hatte Geyer dann in den Jahren 1889—1892 durch die Aufnahme der Kartenblätter Judenburg (Z. 17, C. XI) —Murau (Z. 17, C. X) und St. Michael (Z. 17, C. IX) zu lösen.

Hauptergebnisse dieser weit ausgedehnten Begehungen waren: Auf Blatt Judenburg durchbricht die Mur die südöstlich streichenden kristallinen Gebirgskämme schräg zum Streichen bis in das weite Becken von Zeltweg. Die tiefsten Schichtglieder stellen zwei Gneissmassen vor, die eine ist die des Ameringkogels, die andere jene zwischen Murtal und Ingeringtal. Über den Gneisen folgen Glimmerschiefer, aus denen der Kamm der Seetaler Alpen besteht. In ihren tieferen Horizonten sind mehrere Lager von kristallinen Kalken. Im Hangenden der oberen, granatreicheren Glimmerschiefer stellen sich Quarzphyllite ein mit Quarziten, körnigen Kalken, grünen und graphitischen Schiefen. In sie ist die Niederung des Neumarkter Sattels eingeschnitten. Diese Gruppe ist vielleicht schon paläozoisch (Crinoidenstielglieder). Über der Quarzphyllit-Gruppe folgt eine große Masse von kristallinen oder dichten Kalken, welche die Gräbenze und andere Bergzüge aufbauen. Am Rande des weiten Murbodens liegen bei Fohnsdorf—Weisskirchen—am Obdach-Sattel obermiocäne Süßwasserschichten mit Kohlenflözen.

Weitere Ergebnisse sind dann:

Die Abgrenzung der Schladminger Gneissmasse, die Gliederung einer jüngeren kristallinischen Serie in der Depression zwischen den Niederen Tauern und den Norischen Alpen. Gliederung und Umgrenzung der Murauer Phyllitmulde und Untersuchung des Karbonvorkommens in der Paal. Erforschung der Struktur des Südabfalles der Schladminger Alpen und des Umfanges und Inhaltes des tertiären Süßwasserbeckens von Tamsweg. Neue

Beobachtungen betrafen die Beziehungen der Kalkphyllite zu den Gneisen und die Tektonik am Ostrande der Radstädter Triaskalke.

Im Bundschuhal konnte ein Aufbruch von alten Gneisen kartiert werden. Die Aufnahme des interessanten Gebietes des Aineckberges, des Katschberg-Sattels und des Karecks beleuchtete die Grenzverhältnisse der Granatglimmerschiefer zu den Kalkphylliten und Hornblendegneisen. Das Zederhaus-Tal erscheint in verschiedene Stufen der Kalkphyllite eingeschnitten, wogegen das Murtal bis in den Zentralgneis vordringt. Weitere Untersuchungen betrafen das obere Lieser- und Maltatal sowie den Zentralgneis der Ankogelmasse und die auflagernden Hornblendegneise.

Nun trat ein großer Wechsel in dem Arbeitsfelde G. Geyers ein.

Er war in den Jahren 1893—1903 mit geologischen Aufnahmen in den Südalpen betraut, welche die Kartenblätter Oberdrauburg—Mauthen (Z. 19, C. VIII) — Sillian und S. Stefano (Z. 19, C. VII) — Bleiberg und Tarvis (Z. 19, C. IX) — Lienz (Z. 18, C. VII) und Mölltal (Z. 18, C. VII) betrafen.

Ein Ricsenraum, voll von wenig erforschten Gebirgen stand hier seiner Tätigkeit offen. Leider sind von seiner Arbeit nur die ersten zwei Blätter in Farbendruck erschienen.

Es geht weit über den Rahmen dieses Nachrufes hinaus, ein Verzeichnis seiner zahlreichen Entdeckungen in diesem weiten Bergraume zu geben.

Es können nur Streiflichter auf die Fülle seiner Arbeiten und Funde fallen.

Im Anschlusse an die älteren Aufnahmen von G. Stache kartierte G. Geyer 1893—1896 auf Blatt Oberdrauburg—Mauthen den karnischen Hauptkamm zwischen Monte Canale und dem Hohen Trieb sowie das bereits italienische Gebiet in der Umgebung von Colline—Comeglians—Timon und Paluzza. Das Gebiet umfaßt im N ein auf kristallinischen Schieferungen aufliegendes, stark gefaltetes, altpaläozoisches Gebirge, in dem sich Unter—Ober-Silur, Unteres—Mittleres—Oberes Devon sowie Culm nachweisen lassen. Im S stößt ein wenig gestörtes, mächtiges Perm-Trias-Gebirge daran. Auffindung von Längsstörungen der Bänderkalkmassen der Plenge und Mauthener Alpe, von Grapholithen führenden Kieselschiefern, von oberdevonischen Clymenienkalken am Südfuße des Kollinkofels, von Korallenkalken im Culm von Rigolado, von Pflanzensandsteinen an der Basis des Bellerophonkalkes. Weitere neue Beobachtungen betrafen die Verbreitung und Gliederung des transgredierenden Oberkarbons der karnischen Hauptkette, die Gliederung der paläozoischen Kalkmassen des Trog- und Roßkofels und des Gartner-Kofels.

Zwischen Pontafel und Goggau liegen im Gebiete des Canale-Tals mächtige, lichte Kalke und Dolomite, welche Äquivalente des tieferen und mittleren Perms vorstellen. Auch die Gliederung der Trias der Gailtaler Alpen wurde durch glückliche Fossilfunde gefördert. In der Trias der Gailtaler Alpen unterschied G. Geyer zwei Fazieszonen, eine südliche als Fortsetzung der tirolisch-venetianischen Trias, und eine nördliche mit vielen Anklängen an die nordalpine Trias. In der letzteren erscheinen zahlreiche Vorkommen von Bleiglanz-Zink-Galmei an schmale Streifen von Cardita-Schichten gebunden. Die Gailtaler Alpen sind ein ausgezeichnet klares Faltengebirge mit vielen Längs- und Querbrüchen. Im Kristallin finden sich als Haupt-

stufen Gneise, Granatglimmerschiefer mit Marmorlagen und Diorit, Quarzphyllit mit grünen Amphibolschiefern und Graphitschiefer.

Die Aufnahme von Blatt Sillian und San Stefano erstreckte sich über die Jahre 1897—1899.

Untersucht wurden die Gailtaler Alpen bis zur Blattgrenze, die Karnische Hauptkette bis zur Wasserscheide sowie auf italienischem Boden das Massiv der Creta bianca, Bordaglia Alpe, Mt. Avanza und die Triasstöcke von Mt. Tuglia, Mt. Cadin, Sappada, Mt. Rinaldo und Scheibenkofel. In den Gailtaler Alpen wurde am Südwestabhange des Riebnkofels Lias entdeckt. In den Karnischen Alpen bilden die Hauptgruppen der Steinwand und des Mt. Paralba ein deutliches Faltengebirge, dessen Sockel aus Quarzphyllit und dessen jüngste Muldenkerne aus einer bunten Folge von Bändermarmoren mit Orthoceren, lichten Kalkglimmerschiefern, schwarzen Kieselschiefern und grünen Chloritschiefern bestehen.

In der Gailtal-Furche liegt ein Aufbruch von Glimmerschiefer und feldspatarmen Gneisen, der im N von der Trias der Gailtaler Alpen, im S von einer mächtigen Serie von altpaläozoischen Schiefern und Kalken bedeckt wird. In den Gailtaler Alpen reicht die Schichtfolge vom Grödner Sandstein mit Quarzporphyren bis zum Lias. Die paläozoische Schichtreihe zeigt das Vorherrschende kristallinisch aussehender Typen, in dem Spitzegel-Gebirge nordöstlich von Hermagor eine enge steil nach S einfallende Schichtwiederholung, Raibler Sch. wie in den Nordalpen und Erzführung im Wettersteindolomit. Weitere Untersuchungen führten in das Triasgebiet von Canale San Canziano und von Sappada, in die Umgebung von Auronzo und San Stefano. Den Abschluß bildete die Aufnahme der Monti Marmaroli und des Sextener Hochgebirges. In den Jahren 1900—1901 war G. Geyer mit der geologischen Landesaufnahme auf Blatt Bleiberg, Tarvis (Z. 19, C. IX) beschäftigt.

Die Triaszone im nördlichen Teil des Blattes wurde drauabwärts bis in die Gegend von Villach verfolgt. Das Gebiet bildet die südöstliche Fortsetzung der Jauken-ReiBkofelkette der Gailtaler Alpen. Es handelt sich um einen von NW nach SO streichenden, zonenweise bald schwach, bald stark gefalteten Triaszug von nordalpiner Fazies, welcher im NO entlang dem Drautal kristallinen Glimmerschiefern und Phylliten der Zentralkette auflagert.

Eingehende Untersuchungen betrafen das Massiv des Dobratsch und die Gebiete des Bleiberger Erzberges und Kellerwaldes, wobei zahlreiche Beobachtungen über die Tektonik des Erzdistriktes gesammelt wurden.

Noch im Jahre 1901 begann dann G. Geyer mit der Aufnahme der Lienzer Dolomiten auf Blatt Lienz (Z. 18, C. VII).

Eine große Antikline von Wettersteinkalk wird von Cardita Sch. umsäumt. Daran schließen sich im N gegen die Lienzer Klause zu steile Hauptdolomitfalten mit zwei Muldenkernen aus Rät und Lias. Eine große Störungslinie trennt das Gebiet von den kristallinen Schiefern des Pustertales. Hart an dieser Bruchlinie durchbricht unterhalb von Thal in der Lienzer Klause ein schwarzes porphyritisches Eruptivgestein den Liaskalk in netzartigen Gängen.

In diesem Jahre hatte G. Geyer auch Exkursionen für den IX. Internationalen Geologenkongreß in den Karnischen Alpen, im Wolayer und Pontafelgebiete vorzubereiten.

Im nächsten Jahre brachte er dann die Aufnahme der Triasanteile auf den Blättern Bleiberg-Tarvis, Lienz und Mölltal zum Abschluß.

Durch diese Arbeiten wurde nun das gesamte Triasgebiet zwischen Drau und Gail auf der Strecke von Innichen bis Villach neu dargestellt.

Inzwischen war durch den plötzlichen und allzufrühen Tod von Alexander Bittner in der Aufnahme der Nordalpen eine breite Lücke entstanden, zu deren Ausfüllung G. Geyer in erster Linie berufen war.

So sehen wir nun von 1903 bis zum Abschlusse seiner Tätigkeit G. Geyer durch 20 Jahre in den Nordalpen beschäftigt, wo aus seiner Hand eine Reihe von meisterhaft bearbeiteten Kartenblättern hervorging.

Den Beginn dieses großartigen Arbeitszuges stellte die Aufnahme von Blatt Weyer (Z. 14, C. XI) dar, welche in den Zeitraum von 1903 bis 1907 fällt. Die neue Arbeit, zu der von A. Bittner schon viele Beiträge vorlagen, wurde im Gebiete von Hollenstein im Ybbstale eröffnet.

Im gleichen Jahre machte G. Geyer dann noch Aufnahmen am Südhahfall des Dachsteingebirges im Bereiche der Blätter Radstadt (Z. 16, C. IX) und Gröbming—St. Nikolai (Z. 16, C. X).

Endlich untersuchte er im Herbst das Gebiet des Bosruckzuges bei Liezen als Vorbereitung für den beabsichtigten großen Tunnelbau.

1904 wurde die Aufnahme von Blatt Weyer im Ennsgebiete von Schiffend bis Großraming vollzogen. Weiter kamen der Högerbergzug, Almkogel, Stubenberg, Lindau-Mauer und die sehr abgelegenen Gräben der Pleissa und des Großen Baches zur Durchforschung.

Außerdem hatte G. Geyer seine Arbeiten an der Südseite des Dachsteingebirges und im Gebiete des Bosruck bei Liezen und Spital am Pyhrn vorwärts gebracht.

1905 brachte die Fortsetzung der Kartierung von Blatt Weyer. Bearbeitet wurden die äußeren Züge der Kalkalpen und der südliche Rand des Flysches. In den Juraschichten vollzieht sich gegen den Alpenrand ein stärkerer Fazieswechsel. Auch konnte ein allmählicher Übergang der oberkretazischen Flyschbildungen des Außenrandes in die Gesteinsausbildung der inneralpiner, Gosau Sch. konstatiert werden. Dem Granit des Buchdenkmales kommt im Untergrunde eine weitere Verbreitung und Wurzelung zu. Die Detailkartierung des Bosrucks wurde abgeschlossen.

1906 wurden die Umgebungen von Waidhofen, Gafrenz, Weyer und Opponitz sowie das Land westwärts bis zum unteren Ennstale erforscht. In der Grenzregion der Kalkalpen gegen den Flysch entdeckte Geyer das Auftreten einer dunklen, sandig mergeligen Entwicklung der Lias-Jurabildungen mit Posidonomyengesteinen.

Das fingerförmige Eingreifen des Kreideflysches in die Kalkalpen entsteht durch ein Einschwenken einzelner Flyschstreifen als Muldenkerne in die Kalkalpen.

Der Flysch erscheint als eine Hangendbildung der Kalkvorpalen. Im Liegenden von typischen Flyschsandsteinen treten im Gebiete von Weißwasser—Laussa in den Basalzonen der Gosau Seb. Bauxitlager auf.

Zwischen Reichraming und Losenstein wurde am Ennsdurchhrube über Neokommern Cenoman mit *Orbitulina concava* Lam. entdeckt.

1907 brachte G. Geyer die Aufnahme auf Blatt Weyer schon zum Abschluß und begann bereits jene von Blatt Kirchdorf (Z. 14, C. X).

Die früher als Lias kartierte Gebirgsmasse der Großen Dirn besteht aus einer gegen N überschlagenen Antikline von Reifligerkalk—Wettersteinkalk, an die sich bei Trattenbach der eng zusammengepreßte Faltenzug des Schobersteines anschließt. In der durch eine Störung abgegrenzten Flyschzone finden sich neben vorherrschenden Inoceramen Sch. aneb dickbankige Sandsteine vom Aussehen der Greifensteiner Sandsteine.

Auf dem Blatte Kirchdorf wurde die Nordabdachung des Sengengebirges und dessen waldiges Vorgebirge kartiert. Dieses Gebirge bildet eine gegen N überkippte Syncline von Wettersteinkalk, die ringsum von einem schmalen Bande von Lunzer Sandstein und Opponitzerkalk eingesäumt wird.

1908 war der Arbeitsfortsetzung auf Blatt Kirchdorf gewidmet. Im Gaisbergzug wurde das Wiederauftauchen der Antikline der Großen Dirn erkannt. Dieser Zug übersetzt samt seinen rätischen bis kretazischen Hangenschichten das Steyrtal und wird am Landsberg vom Flysch quer abgeschnitten.

Die nördlichen Vorlagen des Sengengebirges bilden schuppenförmig zerstückelte Falten aus Hauptdolomit mit Rät—Jura—Kreide-Mulden.

1909 wurde ebenfalls für Blatt Kirchdorf verwendet. Die Aufnahmen drangen westwärts bis zum Almfluß vor. Ähnlich wie im Pechgraben bei Großraming zeigt sich auch in der Kremstalbuch bei Kirchdorf eine Konvergenz der Streichrichtungen, indem die von NO gegen SW streichenden Falten des Hirschwaldsteines mit einer Kniebiegung in die von SO nach NW streichenden Falten des Schabenreitnersteins übergehen. Die nordwestliche Fortsetzung des Sengengebirges bildet die Kremsmauer.

Im Lias findet sich eine Fleckenmergelfazies über der Kalkfazies. Südlich der Kremsmauer taucht ein Zug von Untertrias und im Becken von Grünau tauchen Werfener Sch. mit Haselgebirge und einer Gosau-Transgression auf. In dem Hauptdolomitmassiv des Kasbergs entdeckte Geyer, daß die Gipfelplatte aus Gutensteiner—Reifligerkalken besteht.

1910 brachte den Abschluß von Blatt Kirchdorf.

In der Vorkette zwischen Steyr- und Ennstal konnten mehrere enge Jura-Neokommulden mit Oberkreidekernen nachgewiesen werden. Als Fortsetzung des Sengengebirges über die Kremsmauer ergibt sich ein bis zum Traunstein reichender Zug von lichtem Diploporenkalk. Zwischen Schattenau und dem Almtal treten bis zum Flysch Werfener Sch. und Haselgebirge auf. Hier enthalten auch die Grundkonglomerate des angrenzenden Kreideflysches zahlreiche Gerölle von rotem Werfener Schiefer.

Die große liegende Falte des Kasberg-Plateaus konnte weiter verfolgt werden. Sie taucht südwärts unter die Wettersteindolomite des Almsees hinab. Hier findet sich auch ein Aufbruch von Untertrias.

Nördlich von Habernau am Almsee gehen die Niederterrassen aus Würmmoränen hervor, während die Hochterrassen sich erst bei Scharnstein an die Reißmoränen anlehnen.

In den kreidigen Jungmoränen im Hintergrunde von Alm- und Offensee liegen große Blöcke einer älteren, weißen Kalkbreccie, die der Kremsmünsterer weißen Nagelfluh ähnlich ist.

Im Jahre 1911 begann dann G. Geyer die Revision von Blatt Liezen (Z. 15, C. X), das E. v. Moysisovics bereits 1883—1886 aufgenommen hatte. Geyer führte hier eine genauere Gliederung der Gosau Sch. durch Aus-

scheidung ihrer Basalbildungen ein. In dem Plateaugebirge des Warschenecks erscheinen Dachsteinkalk und Hauptdolomit eng miteinander verzahnt. Gegen S bricht der Dachsteinkalk in mehreren, durch Gosau Sch. verhängten Staffeln zum Ennstal ab. Bei Liezen tauchen unter den Rifffalken noch Reifflinger Kalke-Gutensteinerkalke, sehr mächtige Werfener Sch. und der erzführende paläozoische Sockel auf. Gegen N biegt die Dachsteinkalkplatte gegen die Niederung von Vorderstoder-Windischgarsten hinab, wo über Werfener Sch. und Haselgebirge mächtige Gosau Sch. lagern. Die Puchberg-Mariazeller Aufbruchzone biegt aus dem Stodertal südwärts zum Salzsteig-Joch ab.

1912 fand die Fortsetzung der Revision auf Blatt Liezen statt. Im Bereiche von Wurzener Kampl—Paß Pyhrn ergaben sich tiefgreifende, vorgosauische Störungen. Die von Pyhrn bis Klachau streichende Gosaumulde von Wörschachwald wird von Klippen von Rifffalk unterbrochen, die bei Wörschach und Mitterndorf in typische Hallstätterkalke übergehen und in ihren Hangendkalken „*Monotis salinaria*“ führen. Südlich der Mitterndorfer Senke tritt im Kammergebirge und Grimming Dachsteinkalk mit Hierlatzkalk—Fleckenmergeln—Klauskalk und Oberalmer Sch. auf. Im Tal von Mitterndorf Werfener Sch. und Haselgebirge, darüber Hallstätterkalke—Liasfleckenmergel und Oberalmer Sch.

1913 wurden die Revisionen von Blatt Liezen abgeschlossen. Im Bereiche des Totengebirges ergaben sich mehrfache Änderungen des Kartenbildes. Zwischen Hierlatzkalk und den Radiolariten sind rotbraune, Ammoniten führende Klauskalke eingeschaltet, die bei Mitterndorf unmittelbar über Dachsteinkalk transgredieren. Auf dem Westflügel des Totengebirges treten deutliche, treppenförmige Verschiebungen auf. In den Oberalmer Sch. finden sich im Widderkar Einlagerungen von Breccienkalkbänken, auf der Breitwies-Alpe aber kommen zwischen Oberalmer Sch. und Plassenkalk Flaserkalke vor, welche etwa den *Acanthicus* Sch. entsprechen. Im Gebiete des Zlaimkogels und Grasberges gelangen Funde von *Halorella pedata*. Das Rückgrat des Türkenkogels stellte sich dann als eine Scholle von voralpiner Ausbildung mitten in einem Gebiete von Hallstätterkalken—Pedatakalken—Zlambachmergeln und Pötschen-Kalken als Aufschiebung heraus. Südlich vom Grundlsee streicht ein Zug von gipsreichem, wahrscheinlich salzführendem Haselgebirge über den Auermahd Sattel.

1914 begann G. Geyer die Reambulierung von Blatt Gmunden—Schafberg (Z. 14, C. X). Hier konnte das Gebiet des Höllengebirges nach der guten Aufnahme von J. v. Pia übernommen werden. Am rechten Traunufer wurde dann die Schichtfolge an den Abhängen des Eibenbergs und Erlakogels feiner gegliedert. Nördlich vom Rindbache stehen in dem großen Steinbruche über rotem Liaskalk Breccien und Crinoidenkalke der Klaus Sch. an. In den transgressiv gelagerten Breccienkalken treten als Einschlüsse Quarzgerölle auf. Darüber lagern *Acanthicus*kalke. Der große Steinbruch nördlich der Kasbachmühle erschließt fossilführende obertithonische Plassenkalke.

1915 setzte G. Geyer die Aufnahmen auf Blatt Gmunden—Schafberg auf eigene Kosten fort. Zunächst erzielte er eine feinere Gliederung und Kartierung der in der Langbath-Scholle J. v. Pias eingeschalteten Muldenzüge. Zwischen Atter- und Traunsee sind dem Hauptdolomit drei Mulden

eingebaut. Die Annahme von F. Hahn von einer weitreichenden Überschiebung des Hölleugebirges hält G. Geyer für unwahrscheinlich.

Entlang der Flyschgrenze entdeckte er dann zwischen Großalpe und Traunkirchen einen Zug von Gosau Sch., der bunte, grobe, mit rotem Zement verkittete Dolomitbreccien führt. Am Traunsteine wurden Muschelkalkgesteine sowie Grestener Sch. und Liasfleckenmergel neu gefunden. Im Bereiche der Grestener Sch. treten dabei wie im nahen Gschlifgraben große, eckige Blöcke von rotem Granit auf.

1916 wendete G. Geyer wieder auf Kartierungen im Bereiche von Blatt Gmunden—Schafberg an.

Für das Gebiet des Schafbergs erwies sich die Aufnahme von E. Spengler als völlig zutreffend. Dagegen konnten im Gebiete der Drachenwand wesentliche Verbesserungen der Karte erreicht werden. Der Zug des Schoberbergs und der Drachenwand bildet die westliche Fortsetzung der Wettersteinkalkzone des Hölleugebirges. Ein quer auf die Kalkalpen streichender Zug von Raihler Sch. trennt diesen Wettersteinkalkzug vom Hauptdolomit des Höllekares. Die Fortsetzung der Überschiebung des Hölleugebirges scheidet von Plomberg westwärts abermals eine Neokommulde von Wettersteinkalk—Muschelkalk.

In einer weiter südlich von Fuschl bis St. Gilgen streichenden Zone tritt Untertrias, teilweise sogar noch Haselgebirge auf. Die Gosau Sch. sind schleierförmig über das ganze Gebiet verbreitet und geben zu erkennen, daß die großen Längsstörungen im wesentlichen noch vorgosausischen Alters sind. Eine neuerliche Untersuchung des Traunsteinsockels brachte noch einen kleinen Rest von Rät—Spongienlias—Jurakalk—Neokom entlang einer Vertikalkluft des Wettersteinkalks zu unserer Kenntnis.

1917 vollendete G. Geyer die Reambulierung von Blatt Gmunden—Schafberg und begann jene von Blatt Salzburg (Z. 14, C. VIII). Im Karbachgraben am Traunsee konnte festgestellt werden, daß die Plassenkalke von roten Tithonflaserkalken überlagert werden, welche nach oben durch lichte Aptychenkalke in graue, rostfleckige Neokommergel übergehen. Es konnte also hier zum ersten Male das gegenseitige Verhältnis der sonst immer weit getrennten Ablagerungen von Plassenkalk und roten Tithonkalken bestimmt werden.

Die Plassenkalke liegen also unter dem roten Tithonkalke und müssen als ein in der Fazies des „Corallien“ ausgebildetes oberstes Glied der Juraf ormation gelten.

Im Höllegraben des Mitterweißenbaches tritt noch ein Zug von Lunzer Sandstein und Hauptdolomit auf.

Die Reambulierung von Blatt Salzburg ergab wesentliche Korrekturen dieses bereits im Farbendruck vorliegenden Blattes.

Der Rücken des Fieblingzuges besteht nicht aus Hauptdolomit, sondern aus Oberalmer Sch., welche mit den Jurakalken von Faisteuau eine langgestreckte Neokommulde einschließen. Am Romberg südlich Faistenau herrscht einseitiges NO Fallen im Rät und Lias. Am Nordsaume der Osterhorn-Gruppe ist bei St. Gilgen eine deutliche Uherkippung entlang einer Störung gegen die Luugscholle da. Schober—Drachenwand und der südlich vorge-lagerte Ellmauerstein bestehen aus schwarzem Muschelkalk und lichtem Wettersteinkalk. Sie sind auf Hauptdolomit mit einer Neokommulde über-

schohen und letztere wieder auf den Kreideflysch. Aufbrüche von Untertrias reichen von der Schobernordwand bis in die Gegend von Salzburg. Bei Gnigl liegt Haselgebirge zwischen Gosaukalk und Untertrias.

1918 brachte G. Geyer die Kartierung des Kalkalpenanteiles auf Blatt Salzburg zum Abschlusse.

Vom Glaserbachgraben konnten die prächtig aufgeschlossenen Liasstufen bis zur Judenbergalpe verfolgt werden. Auch die Ausscheidungen auf dem Lidaubergzug wurden berichtet und entlang der Fuschler Ache inmitten der Moränenlandschaft mehrere Flyschinseln ausgeschieden.

1919 hatte G. Geyer die Direktion der Anstalt übernommen, aber trotzdem noch einige Nachträge für Blatt Salzburg geliefert. Im Nocksteingebiete konnten bisher dort unbekannte Cardita Sch. nachgewiesen werden. Auch das Verhältnis der im Glaserbach angeschnittenen, kieseligen Kalke des tiefsten Lias zum Rät wurde geklärt, die tiefsten Liaslagen sind aufs innigste mit Rät verknüpft.

In den nächsten vier Jahren seiner Direktion beteiligte sich G. Geyer nicht mehr an der geologischen Landesaufnahme, sondern verwendete seine Reisezeit zur Inspektion der im Felde arbeitenden Anstaltsgeologen.

Die Aufnahmearbeit G. Geyers hat, wie diese Übersicht zeigt, außerordentliche Dimensionen. Aus ihr ist eine reiche Belehrung und eine ebenso reiche Anregung entsprungen.

Er hat auf 18 Kartenblättern gearbeitet, vielfach in geologisch noch wenig oder gar nicht bekannten Gebirgen.

Leider ist ein sehr großer Teil dieser Aufnahmen nicht zur Veröffentlichung gekommen.

In Farbendruck und mit Erläuterungen liegen nur die Blätter (1:75.000) Oberdrauburg—Mauthen, Sillian—San Stefano, Weyer, Kirchdorf, Liezen und Grmunden—Schafberg vor.

Außerdem hat er an der Karwendelkarte (1:50.000) von A. Rothpletz Anteil genommen und die Erläuterungen zu dem Blatte „Gaming—Mariazell“ geschrieben. Auf der geologischen Übersichtskarte von Österreich, die unter seiner Direktion in Angriff genommen wurde, hat Geyer für ein großes Stück der Ostalpen die Grundlagen geliefert.

In engem Anschluß an seine Aufnahmearbeiten standen auch seine zahlreichen Arbeiten auf dem Gebiete der praktischen Geologie. Geyer war wegen seines klaren Urteils und seiner großen Erfahrung ein beliebter Gutachter insbesondere in Fragen der Wasserversorgungen, der Wasserkraftanlagen, der Geologie von Salz, Bitumen, Kohle und Zement. Auch zur Beratung bei Rutschungsangelegenheiten wurde er mehrfach herangezogen.

Seine größte Arbeit auf praktischem Gebiete leistete er vor und während des Baues des Bosruck-Tunnels.

Hier war er durch mehrere Jahre im Auftrage der Akademie der Wissenschaften als geologischer Beobachter der Bauaufschlüsse tätig. Über die Ergebnisse dieses schweren und großartigen Bauwerkes hat er dann in den Denkschriften der Akademie eine große und für die Deutung des Gehirgsbau es ungemein wichtige Arbeit herausgegeben.

Es bleibt uns noch übrig, seiner paläontologischen Untersuchungen zu gedenken. Hier war das Interesse Geyers schon in jungen Jahren auf das Studium der Liaschichten gerichtet, mit denen er bereits im Totengebirge

nähere Bekanntschaft gemacht hatte. Nach und nach konnte er dann seinen Erfahrungskreis sehr erweitern und eine Reihe von Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse und den Fossilinhalt der alpinen Liasablagerungen anstellen. Drei große Arbeiten über die liasischen Cephalopoden, die liasischen Brachiopoden und die mittelliasischen Cephalopodenfauna des Hinterschafbergs sind in unseren Abhandlungen erschienen. Über Geyers bergsteigerische Taten und Schriften wird an einer anderen Stelle berichtet.

Wir haben noch einmal das Leben und das geologische Werk unseres lieben alten Freundes betrachtet und sind über die Größe seiner Arbeitsleistung von Bewunderung erfüllt. Diese Bewunderung wird noch gesteigert, wenn man die Liebenswürdigkeit, Einfachheit und Feinheit seines Daseins, in dieselbe Wagschale legt. Die Erforschung der Erde und vor allem jene der Alpen war die Aufgabe, welcher er alle Kräfte des Geistes und des Körpers gewidmet hatte. Diese Aufgabe ist so riesengroß und unendlich, daß die Kräfte der Menschen daran wie in einem unermesslichen Feuer vergehen.

Ihm war es vergönnt, viel tausendmal mit reinen Sinnen das erhabene Leuchten der Alpen zu sehen und den Spuren ihrer Geschichte bis in unvorstellbare Fernen zu folgen. Dunkelheit um Dunkelheit hellte sich vor seinem Forschen auf.

Aus diesem reichen Schauen und glücklichen Erhellen des Unbekannten hat er sich und seinen Freunden fort und fort neue Geschenke der Freude bereitet.

Umsonst warten wir nun auf weitere Gaben.

In der Nacht vom 24. auf den 25. November ist er still und bescheiden in die Ewigkeit gegangen. Man fand ihn am Morgen des 25. November ruhig und tot auf den Kissen seines Bettes.

Georg Geyer, du bist gnadenvoll aus der Enge dieses Lebens entlassen und zu einem höheren Sein berufen worden. Wir aber sind sehr, sehr unglücklich, daß du uns verlassen hast, wir hatten dich wirklich lieb und können dich nicht vergessen.

Unsere Gedanken aber weilen bei dir und sammeln jede Erinnerung an dich und winden sie zu einem Kranze von Verehrung und Dankbarkeit.

Verzeichnis der fachwissenschaftlichen Arbeiten von Georg Geyer.

Zusammengestellt von Dozent Dr. Alois Kieslinger.

Ver. = Verhandlungen k. k. Geol. Reichsanstalt, später Staatsanstalt, endlich Bundesanstalt.

Jb. = Jahrbuch derselben.

Abh. = Abhandlungen derselben.

1878.

Das Tote Gebirge, eine monographische Studie. Jb. des Oesterr. Touristenclubs 9.

1894.

Über jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Totengebirges in Steiermark. Jb. 34.

Untersuchungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges in Steiermark. Ver. 1884.

1885.

Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse des Lias in den östlichen bayrischen Kalkalpen. Ver. 1885.

1886.

Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Pyhrn bis zum Achensee. Jb. 36.

Über das Sengengebirge und dessen nördliche Vorlagen. Ver. 1886.

Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abh. 12.

1887.

Bericht über die geologischen Aufnahmen auf dem Blatte Kirchdorf in Oberösterreich. Ver. 1887.

Das Tote Gebirge. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereines.

1888.

Über die geologische Stellung der Gipfelkalke des Sengengebirges. Ver. 1888.

Reisebericht aus Altenberg am 29. Juni. Ver. 1888.

1889.

Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jb. 39

Vorlage der geologischen Karte der Mürztaler Kalkalpen und des Schneeberges. Ver. 1889

Über die liassischen Brachiopoden des Hierlatz etc. Abh. 15.

1890.

Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der kristallinen Schiefer von Judenburg, Neumarkt und Obdach in Steiermark. Ver. 1890.

Die Kalkalpen und der Spateisensteinzug Obersteiermarks. In „Die österr.-ungar. Monarchie in Wort und Bild“, Band Steiermark.

Über die tektonische Fortsetzung der Niederen Tauern. Ver. 1890.

1891.

Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Mürztal (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt). Ver. 1891.

Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau. Ver. 1891.

1892.

Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau. Ver. 1892.

1893.

Vorlage des Blattes St. Michael (Lungau). Ver. 1893.

Über die Stellung der altpaläozoischen Kalke der Grebenze in Steiermark zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. Ver. 1893.

Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinterschafberges in Oberösterreich. Abh. 15.

1894.

Zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. Ver. 1894.

Eine neue Fundstelle von Hierlatzfossilien auf dem Dachsteingebirge. Ver. 1894.

Bericht über eine Studienreise nach dem Silurgebiete Mittelböhmens und dem Devon des Rheinlandes. Ver. 1894.

1895.

Aus dem paläozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. Ver. 1895.

Ein neues Vorkommen fossilführender Silurbildungen in den Karnischen Alpen. Ver. 1895.

Über die marinen Äquivalente der Permformation zwischen dem Gailtal und dem Canaltal in Kärnten. Ver. 1895.

1896.

Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. Jb. 46. Aus der Gegend von Pontafel. Ver. 1896.

1897.

Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. Jb. 47. Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. Ver. 1897.

Über neue Funde von Graptolithenschiefern in den Südalpen und deren Bedeutung für den alpinen „Culm“. Ver. 1887.

Über ein neues Vorkommen paläozoischer, wahrscheinlich carbonischer Schichten bei Kötschach in den Gailtaler Alpen. Ver. 1897.

1898.

Über ein neues Cephalopodenvorkommen aus dem Niveau der Buchensteinerschichten bei Sappada (Bleden) im Bellunesischen (Italien). Ver. 1898.

Über neue Funde von Triasfossilien im Bereiche des Diploporonkalk- und Dolomitzuges nördlich von Pontafel. Ver. 1898.

Über die Hauptkette der Karnischen Alpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereines. 1898.

1899.

Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der karnischen Alpen. Ver. 1899. Uggowitzer Breccie und Verrucano. Ver. 1899.

1900.

Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore. Ver. 1900.

Über die Verbreitung und stratigraphische Stellung der schwarzen Tropiteskalke bei San Stefano in Cadore (Italien). Ver. 1900.

1901.

Geologische Aufnahmen im Weißenbachtal, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). Ver. 1901.

1903.

Aus der Umgebung von Hollenstein in Niederösterreich. Jb. 53.

Zur Geologie der Lienzener Dolomiten. Ver. 1903.

Exkursion in die Karnischen Alpen. Führer zum IX. Internationalen Geologenkongreß in Wien. 1903.

Exkursion auf den Wiener Schneeberg. Führer zum IX. Internationalen Geologenkongreß in Wien. 1903.

1904.

Über die Granitklippe mit dem Leopold v. Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. Ver. 1904.

1905.

Zur Deutung der Granitklippe im Pechgraben. Ver. 1905.

1906.

Professor Dr. Ernst Schellwien. Zum Gedächtnis. Ver. 1906.

1907.

Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. Ver. 1907.

Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges.
Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien. 72.

1908.

Vorlage des Kartenblattes Weyer. Ver. 1908.
Erläuterungen zu dem Kartenblatt „Gaming-Mariazell“ von A. Bittner.

1909.

Aus den Umgebungen von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtal. Ver. 1909.
Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstal. Jb. 59.

1910.

Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr und dem Almtal in Oberösterreich. Ver. 1910.

1911.

Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. Ver. 1911.
Die Karnische Hauptkette der Südalpen. In „Geologische Charakterbilder“, herausgegeben von Prof. Dr. Stille, Heft 9.

1913.

Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe bei Liezen in Steiermark. Ver. 1913,
S. 267.

1915.

Über die Hallstätter Trias im Süden vom Grundlsee in Steiermark. Ver. 1915, S. 107.
(Zusammen mit A. Matosch): Feier des 70. Geburtstages des Direktors Hofrat Dr. E. Tietze. Ver. 1915, S. 169.

Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut.
Jb. 65, S. 177.

1917.

Über die Querverschiebung am Traunsee. Ver. 1917, S. 67.

1918.

Zur Geologie des Schobers und der Drachenwand am Mondsee. Ver. 1918, S. 199.
Zur Morphologie der Gesäuseberge. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereines. 1918.

1920.

Jahresbericht der Geologischen Staatsanstalt für 1919. Ver. 1920.

1921.

Jahresbericht der Geologischen Staatsanstalt für 1920. Ver. 1921.

1922.

Jahresbericht der Geologischen Staatsanstalt für 1921. Ver. 1922.

1923.

Jahresbericht der Geologischen Staatsanstalt für 1922. Ver. 1923.

1924.

Jahresbericht der Geologischen Staatsanstalt für 1923. Ver. 1924.

1925.

Nachruf für Michael Vacek. Jb. 75, S. 237.

Ferner Aufnahmeberichte in den Verhandlungen der K. K. Geologischen Reichsanstalts-Staatsanstalt von 1884—1923.

Kartenblätter der geologischen Spezialkarte i. M. 1 : 75.000:

Oberdrauburg—Mauthen mit Erläuterungen. 1901.

Sillian—San Stefano mit Erläuterungen. 1902.

Weyer mit Erläuterungen. 1911.

Liezen mit Erläuterungen. 1916.

Kirchdorf mit Erläuterungen. 1918.

Gmunden—Schalberg mit Erläuterungen. 1922.