

Die Phyllitzone von Landeck (Tirol).

Von Wilhelm Hammer.

Mit 10 Textfiguren und drei Profiltafeln (Nr. XII—XIV).

Einleitung.

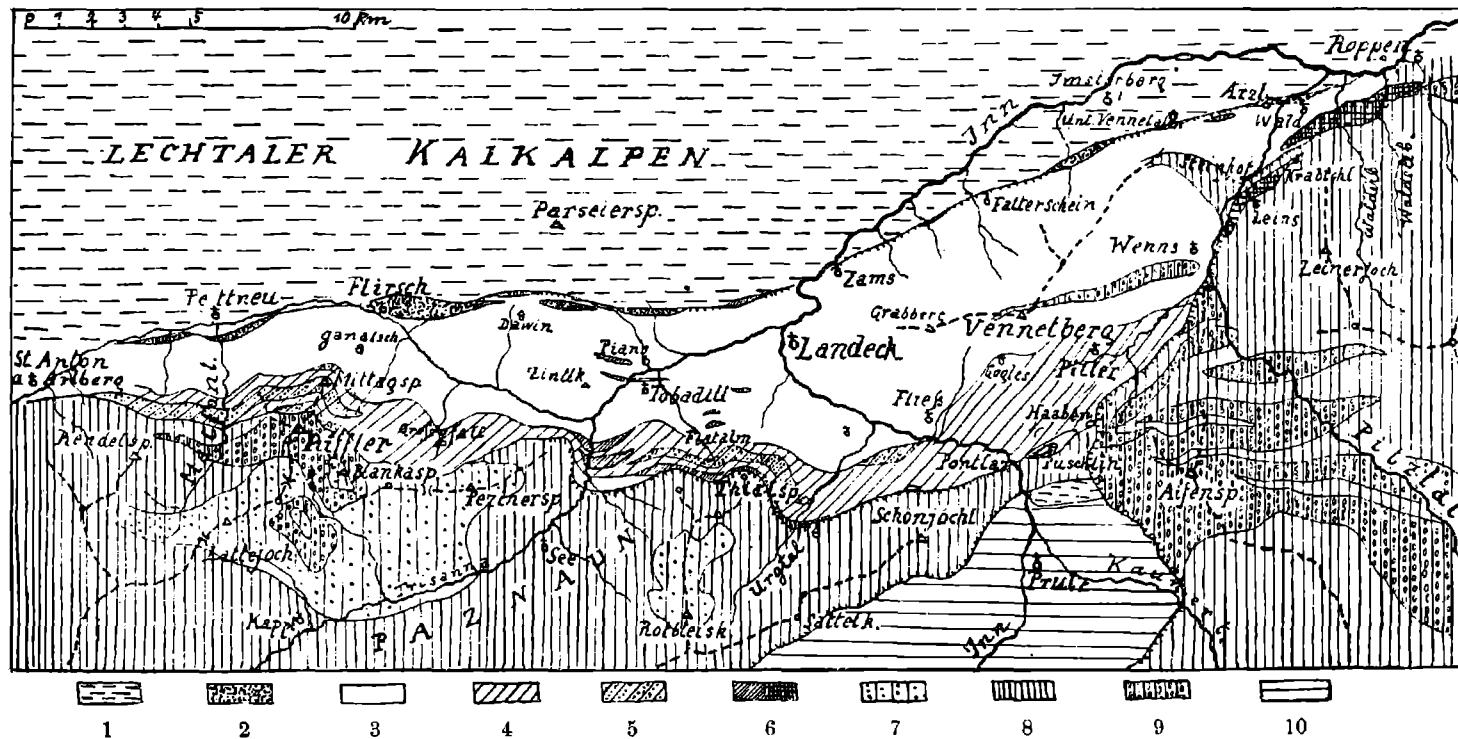
Im östlichen Teile von Nordtirol entfaltet sich zwischen den nördlichen Kalkalpen und den Zentralalpen eine breite Zone paläozoischer Gesteine, die Kitzbühler Grauwackenzone. Nach rascher Verschmälerung im vorderen Zillertal endet sie in den Berghängen südlich von Schwaz, und der an ihrem Südrand sie begleitende Quarzphyllit tritt im Inntal unmittelbar den Triasgesteinen der Kalkalpen gegenüber. Bei Innsbruck schrumpft auch der Quarzphyllitstreifen rasch zusammen und vom Ausgang des Sellraintales an, in der Hochedergruppe, ist nur am Fuß der Berghänge noch eine schmale Zone von Phyllit erhalten. Sie wird bei Rietz vom Inntal abgeschnitten und in der Gegend von Silz bis zum Ausgang des Oetztals treten die Oetztalergneise und die Triaskalke des Tschirgantkammes an den beiderseitigen Flanken des Inntales ohne Zwischenschaltung der Phyllite oder Grauwackengesteine dicht aneinander heran.

Westlich vom Oetztal aber, bei Maierhof-Roppen, setzt neuerlich ein schmaler Streifen von Phyllit ein, der sich im vorderen Pitztal rasch verbreitert und in dem weitgespannten Bergstock des Vennetberges orographische Selbständigkeit erlangt. Das Inntal zwischen Landeck und Pontlatz durchbricht die Phyllitzone; westwärts davon bildet diese die unteren Hänge an den nordöstlichen Ausläufern der Silvrettagruppe sowie die schönen Mittelgebirgsterrassen beiderseits der Sanna (Tobadill, Grins). Der Ausgang des Paznauntals ist in sie eingeschnitten. Im unteren Stanzertal baut sie die anmutigen Vorhöhen zu Füßen der Kalkketten auf, welche an der Krümmung des Tals bei Flirsch enden, womit auch der Phyllit vom linken Ufer verschwindet und nur mehr an der Südseite die hohen Berghänge der Rifflergruppe umrahmt.

Im oberen Stanzertal, zwischen Pettneu und St. Anton, läuft der Phyllitstreifen an den untersten Talhängen aus und am Arlberg stoßen wieder die Gneise unmittelbar an die Triasgesteine.

Diese Ausbreitung des Phyllits zwischen Roppen und Pettneu fasse ich hier als „Phyllitzone von Landeck“ zusammen.

Fig. 1.
Schematische Ueberblickskarte der Phyllitzone von Landeck.



Wilhelm Hammer.

Erklärung zur vorstehenden Textfigur 1.

- 1 = Mesozoische Gesteine der Kalkalpen; Triasdolomit nördlich Prutz.
- 2 = Buntsandstein und Verrucano.
- 3 = Phyllit.
- 4 = Zone der Glimmerschiefer und Phyllitgneise.
- 5 = Feldspatknottengneise.
- 6 = Orthogneise der Glimmerschieferzone; Biotitgranitgneis im Vorderen Pitztal.
- 7 = Granatglimmerschiefer des Paznaun.
- 8 = Gneise und Amphibolite der Silvretta und Oetztaleralpen.
- 9 = Orthogneise der Öztaler- und Silvrettagruppe.
- 10 = Gebiet der Bündnerschiefer.

Ihre Umgrenzung wird zum großen Teil durch Schubflächen gegeben. Im Südosten schneiden im vorderen Pitztal die Oetztalergneise mit scharfem Rande in schrägem Anschnitt an den Phylliten ab und Mylonitzonen lassen diese anormale Grenzlinie bis nahe zum Rand der Bündner Schieferregion im Prutzer Becken verfolgen. Auch westlich von Pontlatz bis zum Paznauntal sind deutliche Anzeichen vorhanden, daß hier an Schubflächen die Gneise auf die Phyllitzone aufgeschoben sind, vielfach unter Zwischenklüftung jüngerer Sedimentgesteine. Dies wird weiter unten des näheren beschrieben werden.

Im Rifflerstock dagegen ist die Abgrenzung der beiden Schichtgruppen — der Gneise und der Phyllite — eine viel unklarere. Vermittelnde Gesteinstypen — welche auch schon weiter östlich einsetzen — breiten sich stärker aus und Uebergangszonen mit mehrmaligen Wiederholungen gneisiger und phyllitischer Gesteinsarten lassen zwar tektonische Einflüsse sehr wahrscheinlich erscheinen, verhindern aber eine genauere Abgrenzung in Karte und Profilen.

Der Nordrand der Phyllitzone wird über seine ganze Erstreckung hin durch das Auftreten des Verrucano bezeichnet, der aber nicht in gleichmäßiger Entwicklung ihm folgt, sondern bald mächtig anschwillt und dann wieder bis zum Verschwinden sich verringert, eine Art Linsenstruktur, bei der neben primären Ablagerungsverschiedenheiten höchstwahrscheinlich auch tektonische Umformung beteiligt ist, wie durch eingeschobene Phyllitblätter und -schollen angezeigt wird. Er verläuft in steiler Stellung von Arzl im vorderen Pitztal über die untere Vennetalm, durchschneidet dann die Nordhänge des Vennetbergs in der Richtung Falterschein — Grist — Zams, wo er den Inn überschreitet und in gleicher Richtung am Fuß der Kalkketten der Parseiergruppe sich westwärts fortsetzt: über Schrofenstein und den Lattenbachgraben, nördlich von Grins, zur Dawinalm und nach Flirsch. Hier liegt die Grenze dann ein Stück weit unter den Alluvionen des Stanzertals, bis beiderseits des Malfontals der Verrucano an der rechten Talflanke am Fuß der Berge wieder auftaucht.

Die Struktur dieser nördlichen Randzone wurde bereits von Ampferer im „Querschnitt durch die Ostalpen . . .“ im Jahrbuch der Geol. R.-A. 1911 beschrieben und in Profilen dargestellt.

Der Verfasser hat die Phyllitzone anlässlich der Aufnahme des Blattes Landeck der österreichischen Spezialkarte für die Geologische

Reichsanstalt untersucht und im Maßstab 1:25.000 kartiert in den Jahren 1912—1917¹⁾).

In der Literatur finden sich nur sehr wenige kurze Angaben über das Gebiet. Einzelne, hauptsächlich bergbauliche, Angaben enthalten die Schriften des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg aus dem Jahre 1843 und 1858 (Innsbruck). Dann finden sich solche und allgemeine geologische Andeutungen in der von A. Pichler aus dem Nachlaß herausgegebenen Abhandlung M. Stotters über die Oetztaler- und Silvrettamasse²⁾. Ueber ein paar Einzelheiten berichtet auch Pichler selbst³⁾. Die ersten Aufnahmen für die Geologische Reichsanstalt haben G. A. Koch und Niedzwiczky durchgeführt, doch geht ersterer in seinen Berichten kaum näher auf die Phyllitregion ein⁴⁾. J. Blaas hat 1909 zuerst die Verhältnisse im vorderen Pitztale durch Annahme einer Ueberschiebung der Oetztalergneise auf die Phyllite zu erklären gesucht⁵⁾.

Die Aufnahmskarte (Manuskriptkarte in der Geol. Reichsanstalt) von G. A. Koch gibt ein übersichtliches, in den Grundzügen zutreffendes Bild der geologischen Verhältnisse, ließ der Neuaufnahme aber reichliche Gelegenheit zu interessanten neuen Funden und weitgehenden Umgestaltungen und Verfeinerungen des Kartenbildes. In tektonischer Hinsicht kann, mit Ausnahme von Blaas, bei den früheren Bearbeitern kaum von einer Vorarbeit gesprochen werden.

Es soll zunächst ein Bild der Gesteinsarten entworfen und nachher der tektonische Aufbau geschildert werden. Die geologische Karte wird im Rahmen des von der Reichsanstalt herausgegebenen Kartenwerkes erscheinen.

A. Beschreibung der Gesteinsarten und ihrer Verbreitung.

1. Phyllite und Einlagerungen in denselben.

Der Phyllit der Landecker Gegend ist ein feinschiefriges Gestein, dessen Schieferblätter stets wellig verbogen oder in kleine Falten und Fältchen gestaut sind. Die Schieferflächen sind im frischen Anbruch stahlgrau bis silberglänzend, durch Verwitterung und Umwandlung geht die Farbe ins Grünlichgraue oder Rostfarbene über; den Querbruch sieht man von feinen dünnen Quarzfasern eingenommen; seltener entwickeln sich dickere Fasern oder große Quarzknuern. Die Schieferungsflächen sind bei ausgesprochen phyllitischen Typen von zusammenhängenden Glimmerhäuten — makroskopisch nicht trennbare dichte Glimmerlagen — überzogen, die sich dort und da

¹⁾ Siehe Jahresberichte über die genannten Jahre in den Verhandl. der Geol. R.-A. und ein kurzer Vortragsbericht in der gleichen Zeitschrift 1915, S. 96.

²⁾ Zeitschrift des Ferdinandeums in Innsbruck 1859.

³⁾ Rauschrot und Rauschgelb bei Arzl (Imst). Tschermaks min. Mitt. 1883. Quarzphyllit der Trisannabrücke. Verhandl. der Geol. R.-A. 1885, S. 216.

⁴⁾ Verhandl. der Geol. R.-A. 1875, S. 123 und 226. Verhandl. 1877, S. 137 und „Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe“, Wien 1884.

⁵⁾ Verhandl. der Geol. R.-A. 1909. Siehe auch Blaas „Geologischer Führer durch Tirol und Vorarlberg“, Innsbruck 1902.

zu großen einheitlichen Blättern, oft mit feiner Runzelung entwickeln. Häufiger aber löst sich schon dem unbewaffneten Auge die Glimmerdecke in feine Schuppen auf, welche die Fläche völlig bedecken, wobei gleichzeitig sich dann auch die weißen Quarzfasern des Querbruchs in ein feinkörniges weißliches oder graues Quarzaggregat verteilen.

Ein häufig auftretender Gemengteil ist der Granat. Undeutlich umgrenzte Striche und Lagen der Phyllitzone sind davon erfüllt. Er erreicht selten mehr als Hanfkorngröße, ist aber meist gleich in großer Menge enthalten und tritt in kleinen dunkelrötlichen oder schwärzlichen Knötchen auf den Schieferflächen hervor. Eine feste stratigraphische Einordnung der Granatphyllite in der Schichtfolge des Phyllits ließ sich nicht erkennen. Granatphyllite erscheinen sowohl in den nördlichen, der Verrucanoauflagerung nahen Teilen, zum Beispiel ober der Station Flirsch, am Eingang ins Malfontal, bei Grins, Stanz, Zams als auch im mittleren Teile, zum Beispiel am Grabberg und nahe dem Südrand (Inntal bei Urgen, Fließ, Nordwestkamm der Thialspitze, Brennwald u. a. O.).

Wenn man die südlich angrenzenden Glimmerschiefer und Phyllitgneise mit heranzieht, kann man vielleicht sagen, daß gegen die Gneise hin der Granatgehalt im allgemeinen zunimmt.

Aus den oben angeführten schuppigen Phylliten entwickeln sich dann in allen Uebergangsstufen Abarten, welche als Glimmerquarzite, Glimmerschiefer und feldspatführende Phyllite bezeichnet werden können und die Phyllitzone in ausgedehnten Lagen vielfach durchziehen.

Im Querbruch erscheint herrschend das graue oder weißlich-gesprenkelte fein- bis mittelkörnige Quarzaggregat, beziehungsweise Quarz-Feldspatgemenge, der Hauptbruch ist von feinschuppigem Muskovit dicht übersät, ohne daß es zur Ausbildung wohlindividualisierter großer Glimmerkäme, wie etwa bei den Glimmerschiefern der inneren Oetztaler Alpen. An Stelle der ausgeprägten Lagenstruktur tritt eine mehr gleichmäßige Mischung der parallel texturierten Gemengteile.

U. d. M. beherrscht der Quarz als Hauptgemengteil das Feld. Häufig ist sehr starke Kataklyse zu beobachten: die Quarze sind in langgestreckte, wellig verbogene Plättchen mit stark undulöser Auslöschung verdrückt, die oft mit „Mörtelsäumen“ aneinandergesfügt sind; eine vollständige Gefügeregelung (nach Sanders Quarzgefügeregel) ist aber gewöhnlich nicht erreicht. Der Glimmer ist oft (postkristallin) in feine Fältchen verbogen.

Während bei den quarzitischen Lagen Feldspat nur die Rolle eines Akzessoriums spielt, reichert sich in anderen Lagen der Gehalt an Feldspat an, doch bleibt immer der Quarz der herrschende Gemengteil. Lagen mit viel Feldspat wechseln mit feldspatfreien. Der Feldspat ist ein dem Albit nahestehender Plagioklas, in der Regel von sehr frischem Erhaltungszustand und fügt sich in gleicher Korngröße wie der Quarz gleichmäßig in das Gesteinsgewebe ein. Die herrschende Glimmerart ist der Muskovit; in den feldspatführenden Lagen gesellt sich zu ihm auch Biotit, der oft ausgebleicht oder in Chlorit umgesetzt

ist, woher die grünliche Färbung der betreffenden Lagen stammen dürfte. Akzessorisch kommen Granat, Turmalin und Erze in diesen Abarten vor.

Quarzitische und feldspatführende Lagen sind aufgeschlossen in der Schlucht bei Stanz, Schrofenstein, auf den Mähdern nördlich des Zintlkopfes, in der Dawinschlucht, ober und unter Tobadill, Griesbüchel bei Landeck, bei Kellerle (Hochgallmig), Larcheralm am Vennetberg u. a. O.

Hierher gehört auch die Abart der Phyllite, welche an den obersten Südhängen des Grabbergs ansteht und von dort aus durch die nördlichen Steilhänge des Vennet bis zum Ostgrat desselben verfolgt werden kann. Es sind Phyllite, welche durch eine besonders ausgeprägte Lagenstruktur ausgezeichnet sind, indem verhältnismäßig dicke weiße Quarzfeldspatlagen wechseln mit Glimmerlagen. Am Gipfel des Grabbergs gehen sie in Granatphyllite über, an der Nordseite des Kammes zum Vennetberg stehen sie mit quarzitischen Formen in Uebergang. Auch hier herrscht der Quarz als Hauptbestandteil und ist Plagioklas ganz untergeordnet an Menge. In den Muskovit-Glimmerlagen mengt sich wieder chloritisierter Biotit bei. Sehr starke Kataklyse.

Außer diesen Abarten des Phyllites findet man im Bereich desselben als gesonderte Einlagerungen: Albitchloritschiefer, Hornblende-schiefer und Muskovitgranitgneis.

Die Albitchloritschiefer bilden sehr kleine Lager, von Dezimeter bis zu wenigen Metern Mächtigkeit und einer Längserstreckung bis zu 300 m. Es sind deutlich schieferige, sehr feinkörnige Gesteine. Im Hauptbruch dunkelgrün und feinschuppig-filzig, seltener durch Druckbewegung glatt und dicht (schwärzlichgrün). Im Querbruch heben sich aus der dunkelgrünen Gesteinsmasse kleine, weiße Feldspatkörnchen in großer Zahl hervor, seltener entzieht sich der Feldspat dem freien Auge. Manche sind von kleinen Kalzit- und Quarzfasern durchzogen, wie denn die meisten auch beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure aufbrausen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ergeben sich als Hauptbestandteile: Chlorit (Pennin), Albit, welcher in rundlichen oder unregelmäßigen, einfach verzwilligten Körnern in das Chloritgewebe eingebettet ist, Titanit und Titaneisen; als Nebengemengteile Quarz in einzelnen größeren Körnern und in Lagen und stets, mit Ausnahme eines Vorkommens, reichlich Kalzit. Sehr selten ist Biotit und Epidot in ganz geringer Menge anzutreffen (je 1 Vorkommen). Die Struktur ist körnig-faserig bis zu Andeutung von Lagenstruktur. Nur der Quarz zeigt mäßige Kataklyse, in bezug auf Albit und Chlorit ist die Kristallisation nachtektonisch.

Randlich ergeben sich Vermischungen mit Quarz-Serizitlagen.

Vorkommen solcher Albitchloritschiefer sind aufgeschlossen am Abkürzungsweg von Zams nach Rifenal, im Imsterauergraben, bei Grist und Falterschein, in den Wiesen südlich Arzlaier, am Gschwentkamm, am Weg von Blons zur Brücke und jenseits derselben am rechten Ufer der Pitzä.

Von den Grünschiefern in den benachbarten Bündnerschiefern sind sie deutlich verschieden, indem erstere fast immer reich an Epidot sind (oft in Porphyroblasten), der den Albitchloritschiefern fast ganz fehlt, auch mehr glimmerige Bestandteile (Serizit) enthalten und dementsprechend ausgeprägtere Schieferung besitzen, ferner Strahlstein enthalten und Quarz und Plagioklas in feinkörnigem Aggregat gemengt.

Nur der feinfaserige Grünschiefer, welcher im Phyllit oberhalb Ruezzen bei Tobadill ansteht, steht ihnen näher, da er neben Chlorit viel Serizit und Strahlstein enthält und wenig Plagioklas. Dagegen sind die benachbarten Vorkommen am Flathbach und bei Zappenhof den Hornblendeschiefern zuzurechnen.

Sehr ähnliche Albitchloritschiefer beobachtete ich in der Phyllitzone des Ennstales bei Schladming, nur daß sie mehr oder weniger biotitführend sind.

Ebenso gering in ihrer Ausdehnung und noch geringer an Anzahl sind Einlagerungen von Hornblendeschiefer, bzw. Amphibolit. Eine kleine Gruppe solcher Vorkommen liegt an der Südostseite des Vennetberges: drei davon in den obersten Hängen nahe unter dem Kamm, zwei zwischen den Weilern Larchach und Greit südlich von Wenns, und eines in der Schlucht des Pillerbachs unterhalb Matzlewald. Es sind feinkörnige dunkelgrüne Gesteine, die makroskopisch kaum von den Albitchloritschiefern zu unterscheiden sind. U. d. M. erkennt man aber, daß sie fast ausschließlich aus strahliger blaßgrüner Hornblende zusammengesetzt sind, die bald mehr, bald weniger vollkommen parallel zur Schieferungsebene geschichtet ist. Bei dem Vorkommen unter Larchach ragen einzelne prismatische Hornblendekristalle durch besondere Größe hervor. Plagioklas ist bei allen nur sehr wenig beigemischt. Als Akzessoria finden sich Magnetit, Zoisit, Epidot. Der Hornblendeschiefer bei P. 2308 unterhalb des westlichen Gipfels des Vennet enthält auch Chlorit und bietet dadurch einen gewissen Uebergang zu den Chloritschiefern, es fehlen aber auch hier die charakteristischen Albite und die Hornblende ist herrschend an Menge.

Dieser Schiefer enthält reichlich Zoisit. Das gleiche ist bei dem Vorkommen unter P. 2483 der Fall, wo Zoisit in länglichen, wohl ausgebildeten Kriställchen und mehr weniger parallel geordnet zusammen mit Plagioklas, der die Zwischenräume zwischen den Zoisitleisten erfüllt, eigene Lagen und Linsen bildet: Hornblendezoisitschiefer.

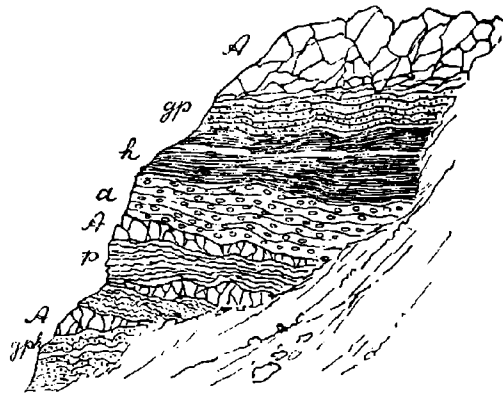
Das kleine Vorkommen an der Straße nach Piller südlich von Wenns ist gesondert von den anderen, da es viel Plagioklas und Epidot enthält, so daß das Gestein als Epidotamphibolit bezeichnet werden kann.

Der ebenerwähnte Hornblendezoisitschiefer bei P. 2438 des Vennetberges wird — wie umstehendes Profil Fig. 2 zeigt — unterlagert von einem Albitphyllit; während die Schieferungsflächen von lichtgrünlichgrauen Glimmerschuppen völlig bedeckt sind, sieht man, daß im Querbruch das Gestein dicht erfüllt ist mit kleinen, rundlichen Feldspatkörnern. U. d. M. sieht man quarzreiche Fasern und Glimmerfasern miteinander wechseln. Der Quarz ist ausgeplättet, mit undu-

löser Auslöschung, die Glimmerfasern wellig verbogen. Letztere bestehen aus Muskovit mit Beimengung von etwas Biotit, der sich zum Teil in Chlorit umgesetzt hat. In beiderlei Fasern stecken zahlreiche große rundliche Albite, vollkommen frisch, einfach verzwilligt in der ganzen Tracht jenen der Albitchloritschiefer entsprechend. Sie umschließen nur sehr wenig Einschlüsse, welche durch ihre zu den Fasern parallele Anordnung eine Andeutung von helizitischer Struktur hervorrufen.

Dieses Gestein ist ein Mittelglied zwischen den feldspatführenden Phyllitabarten und den Albitchloritschiefern. Ganz ähnliche Zwischenformen finden sich im Phyllit von Griesbüchl bei Landeck sowie östlich des Eichbüchl bei Grins. Die schwach grünliche Färbung auf den Glimmerflächen läßt schon die Beimengung von Chlorit erraten.

Fig. 2.



Felseck unter P. 2438 des Vennet-Ostkammes.

A = aplitischer Granitgneis. — p = Phyllit. — gp = Granatphyllit
a = Albitphyllit. — h = Hornblendezoisitschiefer.

U. d. M. findet man bei letzterem Vorkommen Muskovit, Biotit und Chlorit in Schuppen verteilt und wieder zahlreiche rundliche einschlussfreie Albite, die hier aber mehrfache Zwillingsbildung besitzen, im Quarzaggregat. Titaneisen als Uebergengenteil.

Die Hornblendeschiefer zeigen keine Kataklase der feinen Hornblendenadeln oder der sonstigen Bestandteile. Ihre Kristallisation ist also entweder posttektonisch oder sie hat spätere Bewegungen ohne Umformung überstanden.

Am auffälligsten ist diese Unversehrtheit bei dem Hornblendeschiefer in der Schlucht unter Matzlewald, weil dieser makroskopisch dicht von Rutschflächen und lichtgrünen Harnischen durchsetzt ist, so daß man zuerst geneigt ist, ihn für einen Serpentin zu halten.

Eine zweite kleine Gruppe „grüner Gesteine“ steht im untersten Malfontal an, unterhalb der ersten Brücke, teils am linken, teils

am rechten Ufer. Es kommen hier einerseits die feinkörnigen Hornblendeschiefer vor, ähnlich denen des Vennetberges, daneben aber auch Lagen, in welchen großstrahlige Hornblenden (bis zu 1 cm Länge) in einem weißen u. d. M. als Plagioklas und Quarz erkennbaren Grundgewebe richtungslos und locker verteilt sind. Beide Arten wechseln bankweise mit Phyllit. Hinsichtlich Kristallisation und Tektonik verhalten sie sich gleich wie jene im Pitztal.

Größere Ausdehnung als die basischen Gesteinseinlagerungen besitzen die Muskovitgranitgneise, welche sich durch ihre weißliche Farbe, die Grobblockigkeit und geringere Verwitterbarkeit deutlich aus dem Phyllitgelände abheben, wo sie größere Mächtigkeit erlangen.

Es sind meist kleinkörnige, glimmerarme Typen mit deutlicher Paralleltexur, aplitische Muskovitgneise. Als Glimmer enthalten sie nur Muskovit; der Feldspat besteht zum größeren Teil aus albitreichen Plagioklasen, zum kleineren aus Mikroklin. Mit dem angrenzenden Phyllit sind sie oft durch randliche stärkere Verschieferung sowie durch mehrfache Wechsellagerung sehr eng verbunden. Wie überall bei diesen granitischen Lagern gehen sie mancherorts in sehr quarzreiche Formen — Orthoglimmerquarzite — über, andernorts in grobkörnige oder flaserige Pegmatitgneise. Augengneise sind in der Phyllitregion selbst selten; ein besonders ausgeprägter steht am Gamplekopf oder Falterschein an.

Die Muskovitgranitgneise sind in mehreren ausgedehnten Lagern am Kamm des Vennetberges anstehend.

Eines derselben zieht vom Vennetkamm durch das ganze Südostgehänge bis St. Margareten bei Wenns, wo es die größte Mächtigkeit besitzt. Er ist hier im Kern der Masse ein grober glimmerarmer Flasergneis, während die randlichen Teile hochgradig diaphtoritisch und mylonitisch sind. Mit dem Schmälerwerden des Lagers gegen Westen oberhalb Larchach geht der ganze Granitgneis in ein fast restlos mylonitisierendes grünlichschwarzes Flasergestein über, in dem nur höher oben wieder einzelne besser erhaltene Teile den Ursprung aus Granitgneis deutlich schließen lassen. Des näheren soll weiter unten auf die Mylonitbildungen eingegangen werden.

Kleinere Muskovitgneislager finden sich dort und da einzeln verstreut, so in der Stanzerschlucht, im Dawingraben, Schneckenbachgraben, Markbach u. a. O. Ein großes Lager zieht längs der oberen Grenze des Phyllits an der Nordseite der Mittagspitze und des Grippekopfs hin (Rifflerstock).

2. Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer.

Wenn man der Reichsstraße nach von Landeck nach Pontlatz wandert, so nimmt man an den fast ununterbrochenen Felsanschnitten wahr, daß etwa von der Urgenerbrücke an das Gestein seinen ausgeprägten phyllitischen Charakter ganz allmählich verliert und in Schiefer übergeht, welche man eher dem Glimmerschiefer oder Phyllitgneis zuzurechnen geneigt ist. In ebenso schwer abgrenzbarer Weise vollzieht sich der gleiche Wechsel längs dem ganzen Südrand der Phyllitzone

von Wönnis an bis zum Rifflerstock. Trotz der Unklarheit der Umgrenzung ergibt sich bei genauer Aufnahme des ganzen Gebietes doch ein deutlicher Unterschied der südlichen Gesteine gegenüber dem Hauptzug der Phyllite und dies hat auch schon G. A. Koch auf seiner Aufnahmskarte durch die Ausscheidung von „Glimmerschiefer und Quarzit“ an dieser Stelle zum Ausdruck gebracht, wobei sich freilich die Abgrenzung derselben bei der Neuaufnahme ganz wesentlich verschoben hat.

Die größte Flächenausbreitung erreicht diese Zone am Piller, wo infolge der gleichsinnigen Neigung der Schiefer mit dem Berghang das SO-Gehänge des Vennetberges bis zu den Almen hinauf und die ganze Breite des Pillersattels und Tales davon eingenommen werden.

Die herrschende Gesteinsart ist ein grauer, silberglänzender Schiefer, dessen Schieferungsflächen von Glimmerschuppen, und zwar Muskovit dicht bedeckt sind. Immer schalten sich Lagen dazwischen, deren Flächen wie beim Phyllit von Glimmerhäuten überzogen werden, doch ist eine schuppige Verteilung des Glimmers typisch. Im Querbruch erscheint ein grauweißes Quarzfeldspataggregat oder es treten auch Feldspatkörnchen etwas selbständiger heraus. Nicht selten sind kleine Granaten auf den Schichtflächen zu sehen. Im ganzen also eine Gesteinstracht, wie sie von den oben angeführten feldspathhaltigen Abarten des Phyllits beschrieben wurde. Ein mäßiger Gehalt an Biotit ist manchmal auch mit freiem Auge schon zu bemerken, doch bleibt der Muskovit der charakteristische Glimmer und bestimmt die Farbe des Gesteins.

U. d. M. findet man, daß die Vertreter dieser Zone im allgemeinen reicher an Feldspat sind als jene Lagen im Phyllit und während bei letzteren derselbe als Albit in klaren, fast einschlußfreien und oft ziemlich isodimensional abgegrenzten Körnern eingesprengt ist, greift er hier im Quarzaggregat in unregelmäßigen Körnern zwischen die Quarze ein, ist diesem in der länglichen unregelmäßigen Form gleich, meist dicht erfüllt mit mikrolithischen Einschlüssen und besitzt sehr oft keinerlei Zwillingsbildung. Nach der Lichtbrechung zu urteilen, gehört er zu den albitreichen Plagioklasen. An den Glimmerfasern beteiligt sich neben Muskovit auch Biotit, der oft in Chlorit umgewandelt ist. Ebenfalls in Chlorit setzen sich die Granaten um. Im übrigen gleichen die Schiefer dieser Zone strukturell auch im Dünnschliff durchaus jenen Phyllitabarten; starke Kataklase, mit Ausplattung des Quarzes (undulöse Auslöschung, kleinzackige Ränder usw.) Fäلتelung der Glimmer.

Die Gesteinstracht dieser Zone ist im einzelnen vielen Schwankungen unterworfen, was nicht zum mindesten ein Grund der schweren Abtrennbarkeit ist. Phyllitische Lagen schalten sich oft ein, ferner Granatglimmerschiefer und besonders auch quarzitisches Lagen. Solche sind z. B. im Gehänge ober Tobadill und Hochgallmig häufig.

An den Nordabhängen des Rifflerstockes zieht die Zone unterhalb der Almen in der Waldregion durch und ist hier hauptsächlich als Phyllitgneis entwickelt. In ihrem Hangenden treten aber verschiedene Schiefer auf, von denen es schwer zu entscheiden ist, ob man sie noch hierher oder zu den Granatglimmerschiefern rechnen soll,

welche auf den Kämmen und an der Südseite des Rifflerstockes sich ausbreiten.

Zwischen der Großfall- und der Gampernalalm sind die Schiefer dieser Zone im Hauptbruch phyllitisch, im Querbruch sieht man schon am Handstück den Feldspatgehalt, außerdem tritt auch Biotit stärker hervor. U. d. M. stimmt das Gestein nach der Menge und Art der Feldspäte gut mit den Schiefen von Piller etc. überein, der Biotit ist aber hier der herrschende Glimmer. Ein ganz übereinstimmend zusammengesetzter Schiefer bildet die Steilstufe unter der Ganatschalm (südlich Flirsch) und ist schon makroskopisch durch seinen reichlichen Biotitgehalt auffallend. Manche gneisige Lagen desselben gleichen den weiter unten zu beschreibenden Gneisen von Steinhof im Pitztal. Mikroskopisch stimmt er mit dem Gestein von den Steilhängen gegenüber der Gampernalalm überein. Der Schiefer unter Ganatsch ist im Hangenden und Liegenden von Phyllit umschlossen und läßt sich nach beiden Seiten kaum bis zu den nächsten tieferen Gräben verfolgen. Es dürfte sich eher um eine tektonische Einschaltung von Gesteinen einer tieferen Zone handeln, als um eine Schwankung in der Phyllitusbildung wegen der Uebereinstimmung mit dem Gampernunschiefer und dem deutlichen Gesteinsunterschied gegenüber den gewöhnlichen feldspatführenden Lagen im Phyllit.

Im obersten Teil der Phyllitgneise zwischen Gampernalalm und Großfall stehen viele quarzische Bänke an, woraus im Hangenden des Phyllitgneises eine Ueberdeckung mit Quarzit und dazwischenliegenden Phyllitlagen hervorgeht.

In der flachen Talmulde der Großfallalm breiten sich diese Quarzite aus und mit ihnen vielfach wechsellagernd — beide ganz flach liegend — erscheinen phyllitische Gesteine, auf deren Querbruch kleine weiße Feldspatkörnchen auffällig hervortreten; auch auf den Schichtflächen erheben sich aus dem Glimmerbelag weiße Knötchen; in beiden Brüchen sieht man reichlich hanfkorngroße rundliche Granaten. Wie die Dünnschliffuntersuchung zeigt, scheinen auch die weißen Knötchen größtenteils Pseudomorphosen nach Granat zu sein; Plagioklas ist in reichlicher Menge enthalten und bildet zum Teil linsenförmige Körner — entsprechend dem makroskopisch sichtbaren Körnchen —, welche stark von Quarz und Glimmer helizitisch durchsetzt werden. Starke Glimmerfasern mit viel Biotit neben Muskovit durchfasern das Gestein und umfließen die großen, schon größtenteils in chloritische Substanz umgewandelten Granate. Die Art der Feldspatbildung erinnert schon an die weiter unten beschriebenen Feldspatknötengneise, doch durchwächst hier der Feldspat nicht so das übrige Gesteinsgewebe wie dort, sondern besitzt mehr die Ausbildung eines gleichaltrigen Gemengteiles, dem durch die phyllitische Textur die Linsenform aufgezwungen wird.

Es kommen aber auch Lagen vor, welche keinen Feldspat führen und nach Struktur und Zusammensetzung als Granatglimmerschiefer bezeichnet werden können.

Während die glimmerreichen Schiefer zum Teil nur ganz schwache Kataklyse besitzen, zeigte eine Probe aus den Quarziten sehr starke dynamische Umformung.

Die Schieferfolge von Großfallalm reicht bis zum Niederjoch hinauf, wo hauptsächlich sehr phyllitische Lagen anstehen. Hier schließen unmittelbar die Granatglimmerschiefer der Paznauner Seite des Riffler an und es ist schwer anzugeben, wo und wie beide voneinander abzugrenzen wären.

Eine charakteristische Gesteinsart im Zuge der Phyllitgneise und Glimmerschiefer sind die **Feldspatknotengneise**. Sie besitzen ausgesprochen gneisigen Habitus, mit vollkommener Paralleltexur der massenhaften Glimmerschuppen. Muskovit und Biotit sind in ziemlich gleicher Menge zu sehen, ersterer meist in größeren Schuppen — manchmal großen Blättern — als der letztere. Das Charakteristikum des Gesteins sind die weißen, mehrere Millimeter großen Feldspate, die besonders im Querbruch, mehrfach auch im Hauptbruch als runde, innig mit den anderen Bestandteilen verwachsene Knoten hervortreten. Bei stärker verschieferten Formen nehmen sie auch Linsenform an, zum Beispiel am Mezzanbach bei Urgen. Auf den Schichtflächen heben sich manchmal kleine Granatkörner heraus.

U. d. M. sieht man, daß große Individuen von Albit in dem Quarzglimmergewebe stecken und in dasselbe allseits eindringen, indem sie die anderen Gemengteile in großer Zahl umschließen. Auch in die kleinen Fältchen, in welche die Glimmer- und Quarzlagen gelegt sind, dringen die Albite in schmalen, den Faltungen folgenden Ausläufern ein. Die Albite zeigen in der Regel keine Zwillinglamellierung. Neben den großen Knoten sind auch kleinere, gleichgeartete Plagioklase in allen Abstufungen bis zur Größe der anderen Bestandteile vorhanden.

Der Biotit überwiegt im Schriff noch mehr an Menge als man makroskopisch annimmt. Beide Glimmer sind in lockere Züge und Schwärme, manchmal auch zu geschlossenen Flasern geordnet, welche dann linsenförmige große Albite einfassen. Bei letzteren Formen, zum Beispiel am Mittagspitz, sondern sich auch die anderen Gemengteile unvollkommen in Lagen. Akzessorisch kleine Granate, dort und da Magnetitkörner.

Außer einer mäßigen welligen Auslöschung in einzelnen Proben sind keine Zeichen von Kataklase zu finden; das unversehrte kristallisationsschiefrige Grundgewebe wurde nach der Fältelung von den Albiten durchwachsen, wahrscheinlich auch nach der Kristallisation des Grundgewebes.

Ganz übereinstimmende Gneisarten sind in den Oetztalergneisen zum Beispiel am Hochjoch, Gepatschferner und vielen anderen Stellen häufig verbreitet; im benachbarten Paznaun beobachtete ich solche im Istalanztal.

Die Feldspatknotengneise umziehen in breitem Zuge die obersten Nord- und Nordosthänge der Thialspitze bei Landeck und setzen sich über die Flathalm bis zur Trisannaschlucht fort. Gegen Osten beobachtete ich sie noch in deutlicher Form am Mezzanbach bei Urgen; sie verschwinden dann im Inntal und am Pillersattel. Nur in den Bergwiesen nördlich Piller (in zirka 1500 m am Hang des Vennetbergs) fand ich noch einen kleinen Zug solcher typischer Gneise in den Phyllitgneisen eingelagert.

Westlich der Trisanna habe ich sie zunächst auf ein längeres Stück hin nicht aufgefunden. Erst an den nördlichen Seitenkämmen des Hohen Riffler entfalten sie sich wieder in voller Deutlichkeit, besonders am Kamm der Mittagsspitze und in den Wänden des Riffler gegen das untere Malfontal, neben der Zunge des nördlichen Rifflerferners.

Die Feldspatknötengneise sind von den angrenzenden Phyllitgneisen und Glimmerschiefern nicht scharf abgegrenzt. Diese Erfahrung macht man schon, wenn man die Vorkommen am Thialspitz—Flathalm in die Karte einzutragen sucht. Sie scheinen hier breite, langgestreckte linsenförmige Ausdehnung zu besitzen. Am Rifflerstocke stehen sie in vielfacher Wechsellagerung mit Granatphyllit, Granatglimmerschiefer und Quarzbänken.

In Begleitung der Knötengneise und in engster Nachbarschaft mit ihnen sind auch Orthogneise in der Phyllitgneiszone enthalten, welche durch ihre starke Verschieferung sich auch oft schwer abtrennen lassen. Besonders gilt dies von der Trisannaschlucht und den Hängen bei Giggel, wo beide Gesteine zusammen mit den Phyllitgneisen einer gewaltigen Druck- und Quetschregion angehören, in welcher stellenweise alles zu schwärzlichen Myloniten verarbeitet ist.

Es sind zum Teil Biotitgranitgneise, zum anderen Teil aplitische, grobkörnige Zweiglimmergneise, alle mit ausgesprochen faseriger Struktur. Im Rifflerstock (Mittagsspitze, Scheibenkopf) treten Muskovitgranitgneise hinzu, ganz gleicher Art wie jene in den Phylliten.

Eine Abhängigkeit im Auftreten der Feldspatknötengneise von den granitischen Gesteinen besteht nicht. Im Rifflerstock und bei Tobadill sind sie vergesellschaftet, jene am Mezzanbach und besonders das Vorkommen nördlich Piller entbehren dieser Begleitung.

Dies spricht gegen die Annahme, daß die Knötchengneise durch Kontaktwirkung, beziehungsweise magmatische Durchtränkung („Feldspatisation“) entstanden sind und diese Unabhängigkeit in der Verbreitung ist bei den ganz gleichgearteten Gesteinen in der Oetztalermasse noch öfter und deutlicher zu beobachten.

Da die Kristallisation der Albite in den Knötchengneisen posttektonisch ist, so ist auch deshalb jene Beziehung zu den Orthogneisen nicht möglich, welche außer der späteren völligen Mylonitisierung auch in den besterhaltenen Teilen eine frühere starke Druckschieferung aufweisen.

Die Uebergänge und die Wechsellagerung mit den Glimmerschiefern und Phylliten lassen ebenfalls diese Gneise als sedimentogen erscheinen.

3. Oetztaler- und Silvrettagneise.

Zum kleinsten Teile unmittelbar, sonst überall durch Vermittlung der Phyllitgneise und Glimmerschiefer grenzt an die Phyllitzone im Süden das Gneisgebirge der Oetztaleralpen und der Silvretta. Beide sind in ihren Gesteinsarten hier im Hauptbestande übereinstimmend. Einzelne Gneistypen sowie die Verteilung der Gneisarten in den hier in Betracht kommenden äußeren Teilen beider Gebirgsgruppen sind verschieden.

Eine eingehendere Beschreibung beider Gebiete ist hier nicht am Platze und bleibt einer eigenen Abhandlung vorbehalten. Es sollen nur ein paar Hauptzüge umrissen werden.

Die weitestverbreitete Gesteinsart ist ein glimmerreicher Schiefergneis — Biotitplagioklasgneis — mit vorherrschendem Biotit als Glimmermineral, welcher auch die bräunliche Gesamtfärbung bedingt, während in der Phyllitzone in den meisten Gesteinen ausschließlich oder überwiegend der Kaliglimmer dieselbe Stelle einnimmt. Die Struktur der Schiefergneise ist eine ausgezeichnet kristalloblastische, die nur selten durch spätere dynamische Einwirkungen zerstört worden ist. Im Gegensatz dazu sind in der Phyllitzone die phyllonitischen Strukturen außerordentlich verbreitet, abgesehen davon, daß die Kristallisation im Phyllit und Phyllitgneis nie jene Vollkommenheit erreicht hat wie in jenen Gneisen. Granat ist in beiden Gebieten ein weitverbreiteter Gemengteil, der Staurolith ist nur in den Gneisgebieten in gewissen Zügen ein wesentlicher Gesteinsgemengteil.

Im Rand des Oetztalergneisgebirges sind sehr mächtige und ausgedehnte Massen granitischen Ursprungs in Gestalt von Augengneisen und Granitgneisen eingelagert. Die größte derselben ist jene des Aifenspitzes; sie sowohl wie die nahen Begleitmassen des Kielebergs und von Matzlewald schneiden mit scharfem Dislokationsrand an den Phyllitgneisen der Pillerniederung ab und bilden einen geologisch und morphologisch eindrucksvollen Gegensatz zu letzteren. Am äußersten Gneisrand zwischen Wenns und Roppen ist ein Biotitgranit unmittelbar über die Phyllite aufgeschoben.

In Gesellschaft der granitischen Lagermassen beteiligen sich im vorderen Pitztal außerdem sehr bedeutende Mengen von Amphibolit am Aufbau des Gebirges und sind auf das engste mit Biotitgraniten verbunden.

Amphibolite und Granitgneise zusammen schaffen den wilden steilen Hochgebirgsaufbau der Pitztalerberge talaufwärts von Jerzens.

In den östlichen Ausläufern der Silvretta, zwischen Pznaun und Inntal sind die Schiefergneise fast alleinherrschend und Einlagerungen von granitischen Lagermassen und Amphiboliten ganz zurücktretend.

Wohl aber ist gerade der Nordrand der Gneise zwischen Urgtal und Giggel-See allenthalben reichlich durchschwärmt von magmatischen Gesteinsadern und Gängen in Gestalt von Pegmatit und Aplit, welche sich auf das feinste im Gestein verteilen. Derartige granitische Gangbildungen fehlen in der Phyllitzone völlig — die Muskovitgranitgneise in den Phylliten sind zwar analogen Ursprungs, haben aber durchwegs bereits eine nachträgliche Verschieferung erlitten.

Die schönkristallinen Biotitschiefergneise mit den pegmatitischen Adern in der Gatschkopfgruppe setzen unvermittelt über der Verrucanoschubzone Thialsitz—Giggleralm ein und stehen in einem auffallenden Gegensatz zu den mannigfachen phyllonitisierten und diaphoritischen Schiefergesteinen unterhalb jener Schubzone.

Es ist bemerkenswert, daß die starke granitische Durchhäderung des Nordrandes der Gneise in gleicher Weise längs ihres ganzen Südrandes — Dislokationsrand gegen das Bündnerschiefergebiet — wiederkehrt, während die mittleren Teile viel weniger solche Intrusionen aufweisen.

Eine große granitische Lagermasse ist im Silvrettaanteil erst am Rifflerstock anzutreffen, wo der Hohe Riffler mit seinen nördlichen Seitengräten, das Blankahorn und der Blankaspitz und der südliche Rifflerkopf von ihr eingenommen werden. Sie ist fast durchwegs als Augengneis ausgebildet, teils zweiglimmerig, teils nur biotitführend. An den Südabstürzen des Blankahorns und Hohen Riffler geht er in einen Biotitgranit mit nur ganz geringer Paralleltexur über, welcher auch basische Konkretionen enthält.

An der Nordseite des Riffler lastet die Granitgneismasse der Schieferfolge von Feldspatknottengneis und Granatphyllit auf. Der Rand ist hier streckenweise als Muskovitgranitgneis entwickelt. Mylonitzonen ziehen in dem liegenden Schichtkomplex durch.

Auf dem Augengneis des Blankahorns und des Blankaspitzes liegen Glimmerschiefer, welche gegen Osten und Westen hin die Kämme Weißkogel—Lattejoch und Gfallkopf—Pezinerspitz bilden und in ihrem dem Gehänge gleichförmigen Fallen die ganzen Südhänge gegen Kappl und Langesthai überdecken. Es sind Granatglimmerschiefer, welche allenthalben auch Lagen mit Staurolith, seltener auch mit Cyanit enthalten (zum Beispiel Lattejoch). Dort und da sind quarzitishe Bänke eingeschaltet. In dem vom Blankajoch zur Malfonalm hinabführenden Tal werden sie von Phyllitgneisen mit vielen quarzitischen Lagen abgelöst; die Phyllitgneise bilden zum Teil vielleicht schon die Unterlage der Granatglimmerschiefer, zum Teil treten sie aber sicher an ihre Stelle, wie dies besonders an den Nordabhängen des Kammes Hoher Spitz—Weißkogel deutlich wird, wo ein vielfaches lagenweises Schwanken zwischen Granatstaurolithglimmerschiefer und gneisigen Schiefen stattfindet; auch Schiefer mit Feldspatknotten kommen vor sowie viele aplitische Adern und Quarzgänge, welche mit den an diesem Kamm verbreiteten Lagern von Muskovitgranit in Verbindung stehen werden.

Oestlich des Rifflerstockes, am Kamm des Pezinerspitz liegen sie auf Schiefergneisen, mit denen sie durch allmählichen Uebergang verbunden sind. Am Niederjoch kommen sie mit der oben beschriebenen phyllitisch-quarzitischen Schieferfolge von Großfall in Berührung und es ist kaum anzugeben, was hier zur einen, was zur anderen Schieferfolge gehört, da der sonst nur den Paznauner Granatglimmerschiefern eigene Staurolithgehalt fehlt.

Oestlich des Paznauntals findet man am Kamm Rotbleiskopf—Gamsberg Schiefer, welche wahrscheinlich den Granatglimmerschiefern des Riffler gleichzustellen sein dürften, aber nicht so deutlich ausgeprägt sind. Typische Lagen von Granatglimmerschiefer trifft man allenthalben am Gamsbergkopf und dem Südabfall des Gatschkopfs (P. 2914), auch mit Staurolith, dazwischen schieben sich aber wieder gneisige Lagen, auch Adergneise und Schiefergneise mit Feldspatknötchen ein. Doch hebt sich im ganzen genommen der Bereich ziemlich deutlich von dem Gneisareale im unteren Teil der Berge ab.

Eine Reihe kleiner, engbegrenzter Amphibolitvorkommen begleitet den Nordrand der Gneise von Pontlatz bis See im Paznaun. Es sind Feldspatamphibolite, welche schon makroskopisch durch ihr gröberes, die Bestandteile besser zeigendes Korn von den feinen

amphibolitischen Hornblendeschiefen der Phyllitzone unterschieden sind. Einer derselben südlich Glittstein besitzt noch großkörnige gabbroide Struktur.

Der Amphibolit im Giggertobel ist ausgezeichnet durch einen sehr hohen Gehalt an Schwefelkies, welcher sowohl als dichte Imprägnation als auch in kleinen Adern das Gestein durchdringt. Alte Schurfbauwerke sind ihm nachgegangen. Auch eines der kleinen Amphibolitlager am Gigglerispitz—Westseite ist reich an Kiesen.

Einlagerungen karbonatischer Gesteine fehlen in dem hier in Betracht kommenden Teil der Oetztaleralpen ganz. Im Silvrettaanteil sind zwei sehr kleine Vorkommen kristallinen Kalkes nahe dem Gneisrand vorhanden:

Das eine derselben, welches schon sehr lange bekannt und bereits in der Karte des geognostisch-montanistischen Vereins angedeutet ist, befindet sich nahe beim Hof Glittstein, gegenüber See im Paznaun. Es sind zwei kleine Lager von etwa 50—100 m Länge und 5—10 m Mächtigkeit, welche konkordant in dem glimmerreichen zweiglimmerigen Gneis eingebettet sind, mit starker Fältelung beider Gesteine und begleitet von Harnischflächen und mylonitischen Schiefen. Sie liegen in einer Mylonitzone der Gneise; letztere sind in der Umgebung von zahlreichen Pegmatitadern durchdrungen. Die Pegmatite sind in der Mylonitzone ebenfalls heftiger Verschieferung und Verquetschung unterlegen. Der Kalk ist ein lichtblaugrauer, gut gebankter Marmor, der randlich durch silikatische Mischzonen mit dem Gneis verbunden ist. U. d. M. erscheint er sehr feinkörnig, mit enger Verzahnung der Kalzitkörner. Eingestreut vereinzelt Körner von Diopsid und Quarz. Staubfeine Interpositionen eines messinggelb reflektierenden schwarzen Erzes sind in parallele Streifen gesammelt, die auch makroskopisch als kleine parallele Strichelchen sichtbar sind.

Die zweite Stelle, wo solche Gesteine im Gneis vorkommen, ist am Grat Thialspitz—Gatschkopf. Nahe übereinander sind hier zwei sehr beschränkte Einlagerungen von gut geschichtetem bis dünnschieferigem lichtgrauem kristallinen Kalk, der randlich durch silikatreiche Lagen gebändert ist. Das obere Vorkommen bildet eine kleine enggeschlossene Mulde in dem von zahlreichen Pegmatitgängen durchdrungenen Schiefergneis.

Der Verband der Kalke durch silikatische Mischzonen läßt dieselben eher als mit dem Gneis syngenetische Sedimente erscheinen wie als Einfaltungen von Trias. Wo Triaskalkreste an Schubzonen eingeschoben sind, werden sie hier übrigens immer von Verrucano begleitet, der hier ganz fehlt, und es sind solche Schollen auch nicht metamorph, während diese Marmore dem Grad ihrer Metamorphose nach mit dem Gneis übereinstimmen.

4. Gneiszone von Steinhof im Pitztal.

Während man von Arzl taleinwärts an der Straße lange Zeit durch zweifellosen Phyllit wandert, betritt man bei Bad Steinhof eine Zone anders gearteter kristalliner Schiefer, wie schon von den älteren Aufnahmsgeologen bemerkt wurde. Auf der älteren Manuskript-

karte der Reichsanstalt ist hier am linken Talgehänge ein keilartig in die Phyllite einspringendes Feld von Schiefergneis eingetragen und diese Einzeichnung hat auch Blaa's zu weiterer Untersuchung dieser eigenartigen Gesteinsverbreitung und zur Aufstellung seiner Pitztaler Ueberschiebung veranlaßt: er erklärt den Gneiskeil bei Steinhof als einen von der Erosion verschonten, auf das linke Talgehänge übergreifenden Rest der auf die Phyllite übergeschobenen Oetztalergneise.

Die genaue Aufnahme und Verfolgung der Gesteinszüge ergab folgende Schichtfolge:

Im Norden wird der Bereich auf seine ganze Erstreckung hin von mylonitischen Gesteinen und von Quarziten begrenzt.

Letztere sind feinkörnig bis dicht, grau gefärbt, mit wechselndem Gehalt an Glimmer, erstere zeigen alle Uebergänge von diaphoritischen, schwärzlichen Phylliten bis zu dichten, massigen, ebenso dunkel gefärbten Myloniten; letztere durchsetzen auch in Adern und Fasern die phyllitischen Formen und dürften weniger aus Phylliten, sondern aus den Quarziten und den noch weiter zu beschreibenden gneisigen Gesteinen hervorgegangen sein. Ferner erscheinen in ihrer Gesellschaft mehrfach Amphibolite in wenig ausgedehnten, geringmächtigen Lagern. Sie sind feinkörnig, sehr hornblendereich, dunkelgrün bis schwärzlich, so daß sie manchmal schon den Myloniten ähnlich werden. Amphibolite stehen an: in den Felsen ober dem Bad Steinhof, in den Wiesen nördlich Hochasten, an der Südseite des Gschwentkammes, bei Blons, wo sie zum neuen Straßenbau in einem kleinen Steinbruch gebrochen wurden.

Die Mylonite sind gut aufgeschlossen bei der Blonserbrücke zu sehen sowie in den Steilhängen oberhalb Steinhof, sind aber auch sonst hin und hin wieder anzutreffen.

Die kristallinen Schiefer, welche südlich dieses Randes nun bis Brennwald hin das Gehänge einnehmen, unterscheiden sich schon bei übersichtlicher Beschau durch ihre rotbraune Verwitterungsfarbe von den stahlgrau oder silberglänzend anwitternden Phylliten. Bei näherem Zusehen ergibt sich, daß die rotbraune Farbe vor allem bedingt wird durch den reichlichen Gehalt an Biotit. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die meisten dieser Schiefer ausschließlich Biotit als Glimmer führen, der in großen, unregelmäßig ausgebildeten Schuppen in Menge das Gestein durchsetzt, ohne sich aber zu jenen dicken Fasern zu sammeln wie die Glimmer in den Phylliten.

Während die Schieferungsflächen dicht mit Biotitschuppen besetzt sind, erblickt man im Querbruch eine reichliche Menge von feinkörnigem Quarzfeldspataggregat.

U. d. M. ergibt sich, daß der Gehalt an Feldspat ein sehr reichlicher ist, in manchen Proben stark überwiegend gegenüber dem Quarz. Es ist ein albitreicher Plagioklas, der nur ziemlich selten die feine Zwillinglamellierung sehen läßt. Quarz, Feldspat und Biotit sind im allgemeinen gleichmäßig miteinander gemischt und von ähnlicher Korngröße, manchmal sammelt sich der Quarz zu Fasern und ebenso der Feldspat, ohne daß aber eine eigentliche Lagenstruktur oder Bänderung zuwege käme. Die Parallelordnung der Biotite ist eine ganz unvollkommene. Titaneisen ist teils in Körnern eingesprengt, teils in feinen

Partikeln verstäubt. Im ganzen erhält man nach Struktur und Zusammensetzung ein Bild, das gut mit dem der Pitztaler Schiefergneise der gegenüberliegenden Bergkämme übereinstimmt.

Bei der Zuordnung dieser Gneise hat man hauptsächlich zwischen zwei Möglichkeiten zu wählen: entweder stellt man sie zu den Oetztaler Schiefergneisen oder man nimmt an, daß es nur gneisige Abarten des Phyllits sind, wie solche oben an mehreren Stellen beschrieben wurden. Unterscheidend gegenüber letzteren ist vor allem der starke, ja ausschließliche Biotitgehalt, der auch makroskopisch bestimmend im Bilde wirkt, während im Phyllit stets der Muskovit herrscht und nur als Nebengemengteil in selteneren Fällen auch Biotit sich beigesellt. Auch der Feldspatgehalt ist bei dem typischen Steinhofener Schiefer beträchtlich höher; die Plagioklase sind hier stärker in Umwandlung begriffen und meist ohne Albitlamellierung, als die frischen, lebhaft verzwilligten Albitkörner der Phyllite, welche auch in selbständigeren Körnern geformt sind.

Nach der Menge und Ausbildung der Plagioklase sind näher verwandt die Gneisphyllite von Piller, in denen aber auch der Muskovit der herrschende Glimmer ist.

Nach der makro- und mikroskopischen Gesteinsuntersuchung wird man doch am ehesten diese Gesteine zu den Oetztaler Gneisen stellen können und die gegenüber letzteren im allgemeinen doch geringere Kristallinität auf die dynamischen Einflüsse zurückführen, denen die Gesteine in dieser schmalen, von einer starken Zermalmungszone begleiteten Schuppe unterworfen wurden.

Stets besitzen die Steinhofener Gneise kataklastische Struktur, die sich bis zu beträchtlicher Intensität steigern kann, wie ja auch im Gelände überall wieder mylonitische Umwandlungen, Quetschzonen, von Diaphtorese oft begleitet, an ihnen zu sehen ist. Der Quarz besitzt im Dünnschliff undulöse Auslöschung, ist bei stärker deformierten Formen zackig ineinandergedrückt und mit Mörtelkränzen umgeben oder ganz in kleinkörnige Aggregate zerdrückt. Die anderen Bestandteile wurden weniger betroffen.

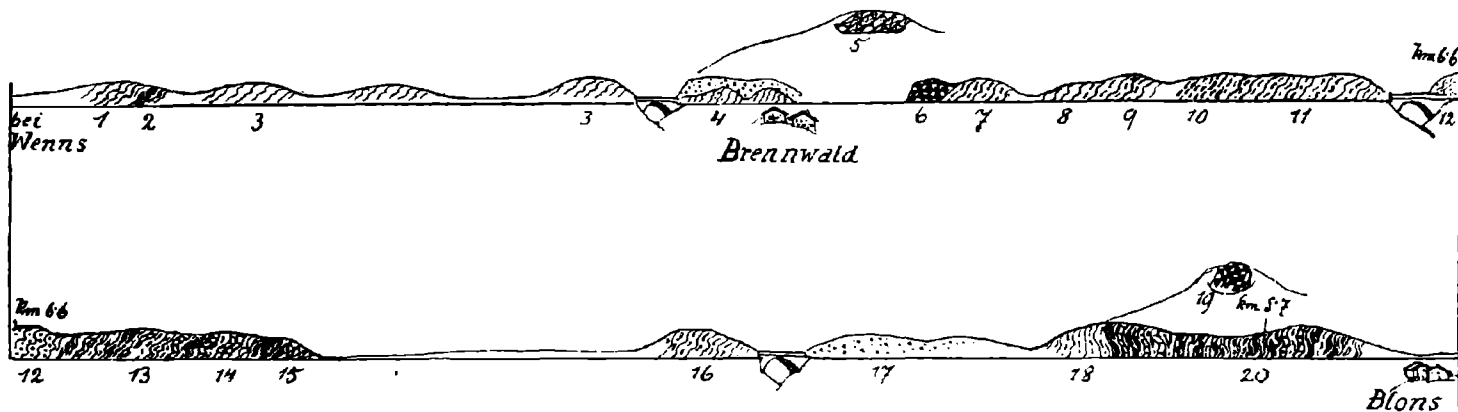
Manche Lagen sind sehr quarzreich und leiten zu Biotit-Quarziten über, die mehrfach wiederkehren.

Die ausgesprochen gneisigen Typen trifft man hauptsächlich an den Hängen südlich Steinhof, bei Langenau, und an der neuen Straße südlich von Blons.

Gegen Brennwald hin mischen sich öfter makroskopisch phyllitisch erscheinende Lagen ein. In dem kleinen Graben nördlich von Brennwald stehen deutliche Granatphyllite an. Südlich davon kehren aber, an der neuen Straße, wieder die Biotitschiefer hervor, die zwar auch noch recht phyllitisch erscheinen, aber Lagen enthalten, die im Dünnschliff den gleichen deutlich gneisigen Charakter haben wie jene bei Blons. Bei Brennwald selbst setzt dann deutlich Phyllit ein ohne oder mit nur wenig Biotit und damit beginnt wieder eine geschlossene Zone von Phylliten, die sich südlich bis über Wenus hinaus fortsetzt.

Unklarer ist die Abgrenzung in den höheren Talgehängen. Man trifft an den obersten Hängen des Gschwentkammes unterhalb der Quarzit-Mylonitfelsen noch biotithältige Schiefer ähnlich den Steinhof-

Fig. 3.



Aufschlüsse an der neuen Pitztalerstraße zwischen Blons und Wens.

Zeichenerklärung:

- | | |
|---|--|
| 1 = Phyllit. | 12 = Granatphyllit. |
| 2 = mylonitischer Phyllit. | 18 = rostbraune gneisige Biotitschiefer und Quarzite und einzelne Mylonitlagen. |
| 3 = Phyllit mit großen Muskovitblättern, stark quarzhaltig. | 14 = gneisige Biotitschiefer, auch einzelne phyllitische und mylonitische Lagen. |
| 4 = Phyllit, granathaltig, überdeckt von Grundmoräne. | 15 = Muskovitgranitgneis = wie 5. |
| 5 = Muskovitgranitgneis (kleiner Steinbruch ober der Straße). | 16 = wie 14. |
| 6 = Biotitamphibolit. | 17 = Moräne. |
| 7 = biotithaltiger Phyllit. | 18 = rostige gneisige Schiefer. |
| 8 = Phyllit, ganz oder nahezu biotitfrei. | 19 = Amphibolit. |
| 9 = wie 7. | 20 = Quarzite und Mylonite mit gneisigen Zwischenlagen. |
| 10 = Biotitschiefer. | |
| 11 = Phyllit, mit Biotithältigen Schieferlagen wechselnd. | |

gneisen und desgleichen auch ober- und unter Hochasten; die Abgrenzung ist hier aber eine ganz unsichere und es läßt sich nur im ganzen feststellen, daß die Gneiszone sich gegen den Kamm hin rasch verschmälert und am Gschwentkamm gänzlich ausläuft.

Am Kamm zur oberen Vennetalm und auf dieser ist nichts mehr von jenen Biotitschiefern vorhanden.

Amphibolite treten auch außerhalb der nördlichen Randzone noch dort und da auf, so einer bei Brennwald, der ungefähr den Südrand bezeichnet. Er besitzt — zum Unterschied von jenen — grobes Korn; das Feldspatgrundgewebe ist kreuz und quer dicht von großen Hornblendenadeln durchspießt; im Dünnschliff sieht man große, lange Hornblendeporphyrblasten neben vielen kleinen Hornblendenadeln, beide durch Zwischenformen verbunden. Beide besitzen die gleiche blaßgrünliche Färbung und sind nicht altersverschieden. Die großen sind manchmal zerbrochen oder geknickt, die kleinen sind dem in

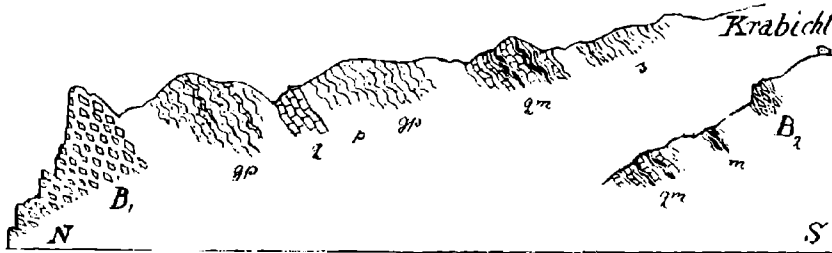


Fig. 4.

B_1 = Biotitgranit von Schweighof. — B_2 = Biotitgranit von Krabichl. — gp = Granatphyllit. — p = Phyllit. — q = Quarzit. — qm = Quarzite mit mylonitischen und diaphoritischen Flasern. — m = schwärzliche Mylonitschiefer. — s = quarzitisches und gneisige Schiefer.

der Regel entgangen. Der Amphibolit von Blons ist in allem gleich mit Ausnahme des Fehlens der Porphyroblasten. Die in den Phylliten oft vorkommenden Chloritschiefer fehlen den Steinhofschiefern ganz, während sie gleich nördlich davon im Phyllit bei Blons und bei der Blonserbrücke (rechtes Ufer) erscheinen.

Ein weiterer Bestandteil der Zone sind einzelne Lagen von Muskovitgranitgneis — zwei zwischen Brennwald und Blons, eines am Gschwentkamm — von geringer Mächtigkeit und Ausdehnung.

Während also die Gneise von Steinhof mit einer durch Mylonite angezeigten Dislokationsgrenze vom Phyllit getrennt sind, sind sie im Süden durch Uebergänge eng und ohne scharfe Grenze mit ihr verbunden. Da die ganze Schichtfolge steil gegen Süden einfällt, kommt man aus dem Phyllit von Wenns anscheinend in seine normale Unterlage. Diese aber ist unter heftiger dynamischer Umformung der untersten Teile über den Phyllit von Arzl steil aufgeschoben. Die Einschaltung des Granatphyllits bei Brennwald mag einer untergeordneten Einschuppung entsprechen.

Die Mylonite und Quarzite übersetzen bei der Blonserbrücke die Pizze und setzen sich durchs rechtsseitige Gehänge bis auf die Terrasse von Krabichl fort, wo sie zunächst unter der Glazialbedeckung verschwinden, ohne weiter östlich wieder aufzutauhen.

Sie schieben sich hier zwischen die große Biotitgranitmasse ober Schweighof und jene von Krabichl ein. Zwischen dem nördlichen Granit und den Myloniten ist hier noch Granatphyllit vorhanden, während südlich der Mylonite und Quarzite Spuren der Biotitschiefer anzutreffen sind (siehe vorstehendes Profil Fig. 4).

Gegenüber der Auffassung von Blaas als Deckscholle auf den Phylliten, führte mich meine Untersuchung zur Deutung als ein Auftauchen der Phyllitunterlage infolge steiler Aufschiebung des südlichen Teils der Phyllite auf die nördlichen an einer bei Steinhof—Blonserbrücke durchschneidenden Schubfläche.

5. Ganggesteine.

Gänge eruptiven Ursprungs kommen einerseits im Phyllit des Stanzertals und Vennetberges, anderseits in den Glimmerschiefern an der Südseite des Rifflerstockes vor. Beide Gruppen sind auch petrographisch etwas verschieden.

Gänge im Phyllit: Am Scheibenbichl bei Grins wird der Phyllit von einem Gang durchsetzt, welcher auf eine Länge von 400 m zu verfolgen ist. Genau in der Fortsetzung des Streichens gegen Osten ist am Eichenbüchl wieder auf etliche hundert Meter ein gleicher Gang erschlossen.

Das Lagerungsverhältnis zum Phyllit ist besser zu sehen an einem Gang, welcher nahe östlich der Pfarrkirche von Landeck in einem kleinen Steinbruch erschlossen ist. Das Ganggestein folgt im allgemeinen der Schieferung des Phyllites, greift aber auf kurze Strecken auch stufig in den Phyllit ein und entsendet kleine Apophysen in denselben. Auch eine große, spitz im Phyllit auskeilende Abzweigung des Ganges besteht. Beide Gesteine sind am Kontakt fest miteinander verwachsen.

Ein kleiner, schlecht aufgeschlossener Gang findet sich bei St. Georgen am Fließ der Sonnenberg und ein größerer zwischen Eichholz und Hinterstrengen am gleichen Gehänge.

Ein Gang wird an der neuen Straße vom Bahnhof Pians nach Tobadill angeschnitten.

Das Gestein dieser Gänge erscheint dem unbewaffneten Auge in der Regel dicht und richtungslos struiert, von dunkler, graugrüner Farbe. Größere Partien wie zum Beispiel am Eichenbüchl lassen weißliche Feldspatnadelchen von 1—2 mm Länge in großer Menge in dunkler Grundmasse nach Art der ophitischen Gesteine erkennen. Oft blitzen kleine Pyritkriställchen oder Nester solcher auf. Die Randzone ist in Landeck und bei Grins etwas heller gefärbt und bei letzterem ganz unvollkommen parallel texturiert.

U. d. M. erscheint als Hauptgemengteil Plagioklas, und zwar nach dem Maximum der Auslöschungsschiefe Andesin in schmalen,

richtungslos gestellten Leistchen. Die Zwischenräume erfüllt ein Aggregat aus Chlorit, Kalzit, Titaneisen mit Leukoxen und Pyrit. Auch im Plagioklas hat sich Kalzit schon ausgeschieden. Ein Teil des Grinserganges und jener bei St. Georgen besitzen eine fluidale Paralleltexur, indem die Plagioklasleisten zwischen faserigen Chloritsträngen parallel eingeordnet sind, wobei aber immer einzelne Plagioklase noch quer gestellt bleiben und von den Chloritsträngen umflossen werden. Keinerlei Kataklyse der Feldspäte deutet auf einen mechanischen Ursprung der Struktur. Auch am Landeckergang ist der äußerste Kontaktrand gegen den Phyllit parallel der Grenzfläche sehr ausgeprägt schieferig-fluidal struiert, wobei sich die hier einsprenglingsartig hervortretenden wenigen Plagioklasleisten nur teilweise der Faserung einordnen.

Die Randzone des Grinserganges ist von bedeutend geringerer Korngröße (auch bei Landeck) und ist porphyrisch struiert mit ophitischer Grundmasse. Die Menge des Plagioklases ist beträchtlich geringer als im Kerngestein.

Der Gang an der Straße Pians—Tobadill ist ebenfalls porphyrisch struiert, die gut idiomorphen Plagioklaseinsprenglinge sind aber fast ganz durch eingewanderten Chlorit ersetzt, was auch der Grund sein dürfte, warum die porphyrische Struktur makroskopisch fast ganz verschwindet. Das Gestein ist für das freie Auge dicht und unvollkommen faserig. U. d. M. sieht man eine heftige Druckfaserung — im Gegensatz zu den anderen Gängen, die sehr wenig oder gar keine Kataklyse aufweisen. Einer der Schriffe zeigt außerdem stark verquetschte Mandelräume (Mandelsteindiabas), welche mit einer dünnen Rinde chloritischer Substanz ausgekleidet und im Innern hauptsächlich von Kalzit erfüllt sind. Vergleiche mit Schriffen faseriger Diabasmandelsteine (Spilite) aus den Bündnerschiefern des Oberinntals (zum Beispiel vom Vidertal) zeigen gute petrographische Uebereinstimmung.

Die Gänge im Phyllit können nach ihrer Struktur und Zusammensetzung als Diabas bezeichnet werden unter der Annahme, daß der Pyroxen völlig durch jene Kalzit-Chloritgemenge ersetzt worden ist. Sie stimmen in ihren typischen Vertretern gut mit jenen Diabasgängen überein, welche den Rand der Oetztalergneise gegen die Bündnerschiefer durchsetzen¹⁾ einerseits in der Struktur, anderseits in dem besonders hohen Plagioklasgehalt. Der Erhaltungszustand der Pyroxene ist bei den Oetztalergängen besser.

Gänge im Glimmerschiefer. In den Granat- und Staurolithglimmerschiefern auf den Kämmen und der Südabdachung des Rifflerstockes treten Gänge auf: am Lattejoch und östlich desselben, an den Felshängen gegenüber der Edmund-Grafhütte (Fuß des Weißkogelkammes), auf der Blankaspitze (nordwestlich nahe dem Gipfel), auf dem Rifflerkopf ober Kappl und am Weg von Kappl nach Obermühlen. Sie sind ebenfalls feinkörnig bis dicht und massig struiert, ihre Farbe ist etwas heller und mehr graulich als bei den Phyllit-

¹⁾ W. Hammer, Ueber einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals. Zeitschr. d. Ferdinandeums, III. Folge, 59. Heft, Innsbruck 1915, S. 67.

gängen. Jener bei Obermühlen ist grobkörnig und deshalb fein weißgrüngrau gesprenkelt, jener östlich des Lattejochs ist ähnlich.

Soweit die Lagerungsverhältnisse sichtbar sind, scheinen es durchwegs Lagergänge zu sein, nur jener am Nordwestgrat der Blankaspitze erweckt eher den Eindruck eines durchbrechenden Ganges.

Ihr Erhaltungszustand ist eher noch schlechter als bei den Gängen im Phyllit. Am frischesten ist der Gang bei Obermühlen.

U. d. M. erscheint die Struktur panidiomorph-körnig und stets richtungslos mit einziger Ausnahme des Ganges am Rifflerkopf, der eine schwache Paralleltexur besitzt. Kurze Leistchen von Plagioklas (Oligoklas) bilden den einen Hauptbestandteil wie in den Phyllitgängen, daneben ist hier aber auch der femische Bestandteil in idiomorpher Ausbildung und in bedeutender Menge vorhanden in Gestalt von grüner Hornblende. Der Plagioklas sammelt sich gern in kleinen Gruppen, deren Leistchen dann miteinander verwachsen. Sie besitzen oft einfachen zonaren Bau. In seiner Gesellschaft findet sich dann Quarz in geringer Menge in rundlichen Körnern. Die Hornblende besitzt kräftigen Pleochroismus von dunkelgrün $\parallel c$ zu hellgelblich $\perp c$, ist langprismatisch geformt, ohne Endflächen und geht oft randlich in schilfige Art mit blässerer Färbung über. Häufig beobachtet man Zwillingsbildung. Alle Gänge enthalten reichlich Ilmenit mit Leukoxenrand. Sekundäre Bestandteile sind Chlorit, Epidot, Zoisit, welche die Zwischenräume zwischen den idiomorphen Gemengteilen erfüllen nach Art der Pyroxene, beziehungsweise deren Umsatzminerale in den Diabasen. Bei stärkerer Umwandlung des Gesteins sind dann auch die Plagioklase davon erfüllt. In dem Gestein von Obermühlen ist Sillimanit in feinen gegliederten Nadeln und Büscheln allerfeinster solcher enthalten. In den anderen ist gleichlaufend mit dem sinkenden oder fehlenden Quarzgehalt auch nur sehr wenig oder kein Sillimanit. Der Hornblendegehalt ist in den quarzarmen größer.

Diese Gänge weichen durch den Gehalt an Hornblende und deren Ausbildung bei sonst großer struktureller Aehnlichkeit von den Diabasen ab, nähern sich mehr den lamprophyrischen Ganggesteinen und könnten hier den Spessartiten zugeordnet werden. Bückings¹⁾ Hornblende-Camptonite im Spessart sowie der von Andreae²⁾ beschriebene Hornblende-Kersantit von Albersweiler sind den Paznauner-gängen der Beschreibung nach sehr ähnlich, besonders letzterer.

Von den Gängen am Oetztalergneisrand sind manche durch die Idiomorphie der langprismatischen Pyroxene strukturell sehr ähnlich, so daß man bei einer Umwandlung des Pyroxens in Hornblende übereinstimmende Gesteinsformen erhalten würde. Die Hornblende der Paznauner Gänge deutet durch ihre Tracht, besonders durch die randliche Fortwachsung in blässerer Hornblende, eher auf sekundäre Entstehung. Die echten Spessartite aus dem Spessart führen braune Hornblende in kurzprismatischen Kriställchen, außerdem oft Olivin, beziehungsweise pilitische Umwandlungsprodukte desselben, was den Paznauner Gesteinen völlig fehlt.

¹⁾ Bücking, Abhandl. d. preuß. geol. Landesanstalt. N. F., Nr. 12, Berlin 1893.

²⁾ Andreae, Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesell. XLIV. Bd., 1892, S. 824.

Herr Chemiker Dr. O. Hackl hatte die Freundlichkeit, zwei Proben der Ganggesteine chemisch zu analysieren; sie sind im nachfolgenden unter I und II aufgeführt. Zum Vergleich wurde unter III die von demselben Chemiker früher durchgeführte Analyse eines Diabasganges aus dem Oetztaler Gneisrand danebengestellt. Sie ist in der oben zitierten Arbeit in der Ferdinandeumszeitschrift 1915 zuerst abgedruckt worden.

- I. Gang bei Hinterstrengen, am Fließberg Sonnenberg.
 II. Gang am Weg von Kappl (Kirche) nach Obermühlen.
 III. Gang am Mathankopf ober Fendels.

	Gewichtsprozent			wasserfreie Molekularprozent		
	I	II	III	I	II	III ¹⁾
<i>SiO</i> ₂	54.97	57.58	52.58	64.8	66.0	59.1
<i>TiO</i> ₂	3.30	3.00	(nicht bestimmt)			—
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	15.59	15.31	20.20	10.3	9.9	13.4
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	2.14	1.78	3.83	9.5	7.9	7.9
<i>FeO</i>	8.21	6.94	5.01			
<i>CaO</i>	3.09	5.68	6.73	3.7	6.7	8.1
<i>MgO</i>	3.13	2.66	3.81	5.3	4.4	6.4
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	0.33	0.91	1.24	0.3	0.6	0.9
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	5.37	4.07	3.88	5.9	4.3	4.2
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0.43	0.46	(nicht bestimmt)	0.2	0.2	—
<i>H</i> ₂ <i>O</i> (Gesamt)	3.10	1.80	3.12	—	—	—
<i>CO</i> ₂	0.48	0.52	0.17	—	—	—
	100.14	100.66	100.57	100.0	100.0	100.0

Gruppen- und Projektionswerte nach Osann.

	I	II	III
<i>s</i>	64.8	66.0	59.1
<i>A</i>	6.2	4.9	5.1
<i>C</i>	3.7	5.0	8.1
<i>F</i>	14.8	14.0	14.3
<i>a</i>	5.0	4.1	3.7
<i>c</i>	3.0	4.2	5.9
<i>f</i>	12.0	11.7	10.4
<i>n</i>	9.5	8.8	8.2
<i>m</i>	10.0	8.7	10.0
<i>k</i>	1.09	1.23	0.96

Typenformeln:

$$\begin{aligned} \text{I: } & s_{65} a_5 c_3 f_{12} \\ \text{II: } & s_{66} a_4 c_4 f_{12} \\ \text{III: } & s_{59} a_4 c_6 f_{10} \end{aligned}$$

¹⁾ Bei der ersten Veröffentlichung dieser Analyse (1915) ist bei der Umrechnung in Molekularproportionen bei *Al*₂*O*₃ ein kleiner Rechenfehler unterlaufen, der hier richtiggestellt ist. Die Umänderung bezieht sich auf die Dezimalen von *SiO*₂, *Al*₂*O*₃, *CaO* und *Na*₂*O* und äußert sich auch in den Osannschen Werten.

Ueber die verwendeten Analysen-Verfahren teilte mir Herr Dr. O. Hackl folgendes mit:

„Der Aufschluß erfolgte mit Soda. Die Kieselsäure wurde durch zweimaliges Eindampfen abgeschieden und durch Abdampfen mit Flußsäure und Schwefelsäure wurden die Verunreinigungen bestimmt. Aluminiumoxyd, Eisenoxyd etc. wurde durch doppelte Fällung mit Ammoniak unter Zusatz von Filterbrei abgeschieden und die noch im Filtrat befindliche Spur durch Konzentration mit Ammoniak in der Platinschale gewonnen. Das Gesamt-Eisen wurde in den vereinigten gewogenen Niederschlägen nach dem Aufschluß mit Pyrosulfat und Reduktion durch Schwefelwasserstoff mit Permanganat titriert, darauf Titan kolorimetrisch ermittelt. Im Filtrat wurde Kalzium und Magnesium nach Richards getrennt. Eisenoxydul wurde nach dem Verfahren von Washington bestimmt und die Ermittlung der Alkalien erfolgte nach der Methode von L. Smith, ihre Trennung mittels Platinchlorwasserstoffsäure. Die Phosphorsäure wurde nach dem Aufschluß mit Flußsäure und Salpetersäure nach Woy gefällt und als Phosphormolybdänsäure-Anhydrid gewogen. Die Menge des Gesamt-Wassers und der Kohlensäure wurde durch Glühen mit Bleioxyd im offenen Rohr und Absorption bestimmt.“

Die vom Chemiker gefundenen Gewichtsprozente wurden dann auf wasserfreie Molekularprozente umgerechnet und daraus zum besseren Vergleich mit anderen Analysen nach der Methode von Osann Gruppen- und Projektionswerte abgeleitet (2. Tabelle).

Der Vergleich der Analysen zeigt, daß der Gang von Hinterstrengen, welcher als Typus der Gänge im Phyllit von Landeck gewählt wurde, und jener in Kappl in ihrem Chemismus miteinander weitgehend übereinstimmen und ebenso auch dem Gang am Mathankopf als Vertreter jener im Oetztaler Gneis nahestehen, so daß eine Abtrennung in verschiedene Ganggesteinsgruppen chemisch nicht begründet ist.

Es gilt für die beiden neu analysierten Gesteine dasselbe, was für den Mathankopfgang a. a. O. ausgeführt wurde: Unter den von Osann aufgestellten Typen sind am nächsten einerseits die Pyroxenandesite, Labrador- und Augitporphyrite, Typus Buffalo Peak ($s_{63} a_{3.5} c_4 f_{12.5}$), und St. Egidi ($s_{64} a_{3.5} c_{5.5} f_{11}$) und der Basalttypus Cascade Range ($s_{63} a_{3.5} c_{3.5} f_{11}$), andererseits die Dioritporphyrittypen Lienz ($s_{66} a_4 c_{5.5} f_{10.5}$) und Schaubachhütte ($s_{61} a_4 c_{3.5} f_{11.5}$); in der Dreiecksprojektion übergreifen sich die Verbreitungsfelder der Diabase (Augitandesite etc.) und der Dioritporphyrite in diesen mittleren Typen und in diesem gemeinsamen Feld liegt auch die Projektion obiger Tiroler Gänge. Die Struktur der hier behandelten Gänge und ihre mineralische Zusammensetzung veranlassen, sie zu ersteren zu stellen.

Fast vollständig gleich ist der Mittelwert der Diabasgänge in der Elferspitzgruppe (Reschenscheideck): $s_{60} a_4 c_4 f_{12}$, während die betreffenden Gesteine des Unterengadins nach der Zusammenstellung von Grubenmann, wie schon a. a. O. erwähnt, stärker davon abweichen, entsprechend ihrem höheren Gehalt an dunklen Gemengteilen.

Die oben nach dem mikroskopischen Befund aufgestellte Vermutung, daß der Gang von Kappl eher zu den Spessartiten gerechnet werden müßte, bestätigt sich in der Analyse nicht.

Die von Osann aufgestellte Typenformel für Spessartit ist wesentlich verschieden: $s_{58} \alpha_4 c_1 f_{15}$. In ihr kommt der Reichtum an dunklen Gemengteilen und die höhere Acidität der Feldspate zum Ausdruck (Gehalt an Kalifeldspat, Quarz). Allerdings gründet sich diese Formel nur auf eine Analyse, aber auch die in Rosenbusch' Handbuch enthaltenen Spessartitanalysen weichen wesentlich von jenen der Oberinntaler Gänge ab durch ihren weit höheren Gehalt an MgO sowie in der Menge und dem gegenseitigen Verhältnis der Alkalien. Dagegen ist unter den von Osann im III. Teil seiner „Beiträge zur chemischen Petrographie“ mitgeteilten Analysen ein Spessartit von Belknap Mts., U. S. A. aufgeführt, der nach Menge und Verhältnis seiner chemischen Bestandteile ziemlich gut übereinstimmen würde mit dem Gang von Kappl, der aber gegenüber den typischen Spessartiten eben eine Ausnahme zu bilden scheint. Wenn man alle die bei Osann aufgeführten Spessartite zusammennimmt, wäre diese Gesteinsart chemisch noch sehr unscharf umgrenzt.

Aus dem Zusammenhalt von Analysen und Dünnschliffbefund ergibt sich also, daß alle die Gänge im Phyllit-, Oetztaler- und Silvrettagneis zu einer Gruppe diabasischer Ganggesteine gehören.

6. Verrucano.

Der Phyllit wird transgressiv überlagert von klastischen Sedimenten verschiedener Art, welche der in Westtirol als Verrucano bezeichneten Formation angehören; ihr Alter wird nur dadurch bestimmt, daß sie jünger ist als das Gneis- und Phyllitsystem und deren jungpaläozoische Faltungsphase und älter als der Buntsandstein, welcher sie überlagert. Die Abgrenzung des Verrucano vom Buntsandstein ist aber keine scharfe und im einzelnen oft schwer zu entscheiden infolge Ähnlichkeit gewisser beiden gemeinsamer klastischer Bildungen.

In der Phyllitzone von Landeck ist er einerseits an ihrem Nordrande in ausgedehnten und stellenweise sehr mächtigen Ablagerungen erhalten und andererseits in bedeutend bescheideneren Resten im Innern und am Südrand der Zone.

Da alle Verrucanozüge im Bereich mehr oder weniger starker Bewegungshorizonte des Gebirgsbaues liegen, so kann nirgends verläßlich von einem vollständigen Normalprofil gesprochen werden. Sicher wirken außer den tektonischen Störungen auch primäre Schwankungen der Ablagerungen, wie sie bei einer aus grobklastischen und feinschieferigen Absatzgesteinen gebildeten Schichtfolge in der Natur der Bildung begründet sind, mit, um die Reihenfolge der Gesteine in den verschiedenen Profilen wechselvoller zu gestalten.

Am reichhaltigsten sind die Profile des Nordrandes zwischen Flirsch und Grins.

Im Schneckenbachgraben und Rammlestobel erscheint an der Grenze gegen den Phyllit ein Quarzfels, weiß, dickbankig, dicht, mit einzelnen Kristalldrüsen, übergehend in Quarzite mit etwas Serizit.

Weiter nördlich im Kohlwald und bei Tanugg kommt ein zweiter Zug solchen Quarzfelses. Beiderseits des Malfontals ist er ebenfalls stark entwickelt; daneben besonders mächtig weiße und hellrötliche, sehr harte massige Quarzite, welche beim hinteren Lahngang größere gutgerundete Quarzgerölle eingeschlossen enthalten. Die Quarzite begleiten sowohl hier als bei Flirsch dann grobe Quarzkonglomerate und grünliche, quarzbrockenreiche Arkosen. Diese leiten über zu den feineren klastischen Gesteinen: Arkosen, rötliche und grünliche Quarzsandsteine. Eine zweite Gesteinsgruppe — mit Uebergängen zu obigen — sind dann die serizitischen Schiefer von violetter, rötlicher und hellgrüner Farbe, oft fleckig in der Farbe wechselnd, mannig-

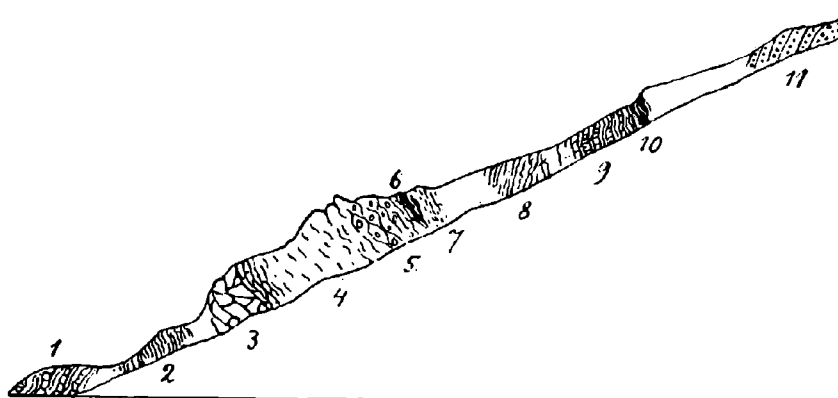


Fig. 5.

Verrucanoprofil im Schneckenbachtobel bei Flirsch.

1 = quarzitischer Phyllit. — 2 = Phyllit. — 3 = Quarzfels und Quarzit. — 4 = grünlich und violett gefleckte Serizitschiefer. — 5 = dunkle phyllitische Schiefer mit Quarzgeröllen. — 6 = schwärzliche mylonitische Schiefer. — 7 = grünliche, sandige, serizitische Schiefer. — 8 = Phyllit. — 9 = quarzitische gneisige Art des Phyllits. — 10 = wie 6. — 11 = violette und grünliche sandige Schiefer.

faltige sandigglimmerige und tonige Schiefer, schließlich dunkle, blaugraue oder schwärzliche Phyllite, deren Zugehörigkeit oft fraglich ist, da zweifellos auch Einschuppungen echter Phyllite in mehreren Profilen vorliegen.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß neben klastischen Sedimenten auch solche eruptiven Ursprungs vorkommen. Im Kohlwald bei Flirsch sind rötliche, körnig-schiefrige Gesteine im Verrucano enthalten, an deren Querbruch einsprenglingsartig hervortretende Quarzkörner, durchschnittlich von Hanfkorngröße, sichtbar sind: im Dünnschliff zeigen sie teilweise noch die buchtig gerundeten Umrisse von magmatisch korrodierten Einsprenglingen, seltener auch einzelne Kristallkanten. Sie liegen in einer äußerst feinkörnigen, schlierig-faserigen Serizitquarzgrundmasse, im ganzen das Bild eines intensiv druck-

metamorphen Quarzporphyres. Auch ein Schriff aus dem Schneckenbachtobel zeigt ein ähnliches porphyritisches Gestein.

Die Quarzfelse lösen sich im mikroskopischen Bilde in Aggregate von Quarzkörnern auf, welche die intensivste Pressung ineinander verzahnt und oft plattgedrückt hat. Alle Uebergänge leiten über zu stark kataklastischem Quarzsandstein und zeigen, daß hier ohne Umkristallisation die Sandsteine durch eine mechanische Deformation in jene makroskopisch als massige Quarzfelse und Quarzite erscheinenden Gesteine umgebildet wurden.

Der Buntsandstein besteht aus lockerer gebundenen roten und weißen Quarzsandsteinen, welche in manchen Lagen unter dem Einfluß der Verwitterung zu Reibsand zerfallen. Die serizitischen Schiefer fehlen, die Metamorphose ist geringer, meist wohl ganz fehlend.

An der Nordseite des Vennetberges ist der Verrucano nur sehr lückenhaft erhalten, mehrfach grenzt der Phyllit unmittelbar an Triaskalke (zum Beispiel bei Rifenal, Lahnbach), bei Grist liegen nur ein paar Meter weißer Quarzfels und bunte grobe Arkosen zwischen Phyllit und Triaskalk, die gegen Osten auch bald auskeilen. Ein längeres Profil gibt der Markbach (Imsterberg). Zunächst am Phyllit stehen hier bunte, grobkörnige Arkosen an, dann folgen rote grobe Sandsteine und Arkosen und schließlich ein bräunlicher Quarzit und Quarzfels. Beiderseits der unteren Vennetalmschieben sich Phyllitblätter zwischen Trias und dem Verrucano ein, der aus rötlichen, grobkörnigen quarzreichen Arkosen und gelblichen Serizitschiefern besteht.

Erst bei Arzl in der Schlucht des Pitztalerbaches ist wieder ein relativ vollständiges Profil Triaskalk-Buntsandstein-Verrucano zu sehen, beide in beträchtlicher Mächtigkeit, letzterer hauptsächlich durch grobes Quarzkonglomerat vertreten.

Im Innern des Phyllitbereichs sind schmale Züge von Verrucano zwischen Zintlkopf und Tobadill eingeschaltet. Der Zug nördlich von Larch bei Pians besteht aus weißem massigem Quarzfels in Verbindung mit stark gefaserten groben Quarzbreccien. Der südliche Zug beginnt bei Larch, übersetzt die Sanna und die Bahnstrecke und zieht im Hang zwischen Tobadill und Station Pians durch. In einem Steinbruch sieht man hier über Granatphyllit ölgrüne und violettschwarze serizitische Schiefer und darüber lichtgrüne, grobkörnige serizitarme Arkosen mit vielen weißen Quarzgeröllen. Im westlichen Teil des Zuges — an der Bahnstrecke und an der Reichsstraße unter Larch — zerfasert er sich in mehrere ganz schmale Lagen von rotvioletten sehr feinsandig-glimmerigen blättrigen Schiefen, gelbgrünen Schiefen und quarzreiche Lagen verquetschter und verflaserter Quarzkonglomerate, welche durch Phyllitlagen getrennt werden und mit diesen auf das engste konkordant verbunden sind.

Abweichend in der Gesteinsart davon sind die Einschaltungen in dem Phyllit am Nordwestkamm der Thialspitze in ungefähr 1800 m Höhe. Sie bestehen aus dunkelvioletten bis schwärzlichen, dünntafeligen, fein-sandig-glimmerigen Schiefen. Dazwischen liegen dünne lichtgrüne Lagen mit weißlichen dolomitischen Flasern. Außerdem findet man (im Hangenden) schwärzliche und dunkelgrüne Schiefer, auf deren Querbruch viele kleine Putzen von Limonit her-

vortreten. Auch die violetten Schiefer enthalten Knötchen von sekundärem Eisenerz, wahrscheinlich auch Eisenspat. Dieselben Schiefer mit Limonit findet man auch tiefer unten im Waldhang undeutlich aufgeschlossen.

Der geringe Grad der Metamorphose, der feinklastische Charakter des Sediments, das Fehlen aller groben Quarztrümmergesteine und die kalkigen Schmitzen erwecken die Vermutung, ob diese Gesteine nicht eher dem Buntsandstein zugehören. Doch fehlen die typischen Sandsteine desselben.

Während die Verrucanogesteine am Nordrand vielfach ihre primäre klastische Struktur noch sehr deutlich erhalten haben, sind die Verrucanoschollen am Südrand der Zone sehr stark verschiefert und verquetscht, da sie im Ausstreichen von Schubflächen und in breiten Mylonitzonen zutage kommen.

Am besten ist er hier im Urgtal zu sehen, besonders an dem linksseitigen Gehänge. Es stehen hier die typischen fleckig (lichtgrün, blaugrau) gefärbten serizitischen Schiefer mit verdrückten Quarzgeröllern an. Ueber den Kamm des Rauchkopfes und Thialspitz hin sind dann als eigentliche Verrucanogesteine nur stark verquetschte, grünlich und schwärzlichviolette, auch stahlgraue phyllitische Schiefer zu verfolgen.

Sie stehen am Rauchkopfkamm in engstem Verband mit kalkigen Schieferen. Es sind graue, flaserige Kalkschiefer mit grünem serizitischem Belag, graue, dünnbankige Kalke mit brauner Anwitterung, graue Kalkschiefer mit schwärzlichen, tonig-glimmerigen Lagen, gelblich verwitternd; grünlichgraue und bräunliche, grobkörnige, quarzitisch-kalkige Gesteine, narbig-schieferige Lagen und quarzitisch-serizitische, schwach kalkhaltige Schiefer und grüne, serizitische Schiefer mit gelben Kalkfasern. Beiderseits wird die Folge von den Verrucanophylliten umschlossen, die sie linsenförmig abschließen. Es erscheint als der Rest einer kleinen, zusammengeklappten Mulde.

Diese kalkigen Schichten entsprechen lithologisch völlig den Schichten am Uebergang vom Verrucano, beziehungsweise Buntsandstein zum Muschelkalk in der Sesvennagruppe (Rimsspitze u. a. O.) und am Jaggl bei Graun und dürften daher auch hier bereits der untersten Trias zuzurechnen sein.

Dagegen sind am Thialspitz kleine karbonatische Einschlüsse im Verrucano, welche sicher diesem zuzuzählen sind, nämlich eine ganz kleine, konkordant vom Serizitschiefer umschlossene Linse eines stark von Quarzknuern und Aderu durchsetzten Eisendolomits (Netzmarmor, entsprechend dem herauswitternden Quarzgeäder). Das Vorkommen wiederholt gewissermaßen im kleinsten Maßstab die großen Linsen von Eisendolomit im Verrucano des Bündnerschiefergebietes auf der Komperdell- und Masneralm.

In der breiten Mylonitzone, welche ober der Flathalm bis nach Hintergiggl zieht, ist der Verrucano in Gestalt von rötlichen und grünlichen serizitischen Schiefen enthalten, welche auf der Giggleralm außer Quarzknollen auch kalkige Flaserchen führen. Die Verrucanoschiefer sind durch die gemeinsam mit ihren Nachbarn erlittene heftigste Druckschieferung auf das engste mit letzteren verschweißt

Ebenso wie im Bündnerschiefergebiet des Oberinntals der Verrucano der Sitz mehrfacher Erzaufbrüche ist, so ist er auch in der Phyllitzone, besonders an deren Nordrand vielfach durch Metallgehalt ausgezeichnet. Es wurden bereits in einer früheren Schrift ¹⁾ die alten Bergbaue aufgezählt, welche im Verrucano des Stanzertals bestanden haben, näher auf dieselben einzugehen, soll Gegenstand einer besonderen Publikation werden.

Im oberen Stanzertal bricht bei Gand, Gemeinde Nasserein, in den tieferen Teilen des Verrucano Fahlerz ein in Gängen von Quarz, Spateisenstein und Baryt.

In den Verrucanoquarziten bei Strohsack, südlich Pettneu, sind die obersten Bänke desselben — angrenzend an den steil daraufliegenden diaphoritischen Phyllit — reichlich mit Malachitabsätzen erfüllt; Versuchsstollen darauf wurden in letzter Zeit angelegt. Weitere alte Schurfbaue befinden sich im Kohlwald bei Flirsch im roten sandigen Verrucano: Fahlerz, Kupferkies und Schwefelkies nebst sekundären Kupferkarbonaten in einer Gangart von Quarz und Eisenkarbonat bildeten das Ziel derselben. Auf Kupfererze wurde auch weiter östlich im Ramlestobel in den Verrucanoquarziten geschürft.

Die alten, gänzlich verfallenen Schurfbaue im Schwarzwald, südwestlich Landeck, und auf der Flath- und Giggleralm bewegen sich in Störungszonen, welche Verrucanoschollen enthalten. Bei der kleinen unteren Verrucanoeinschaltung am Nordwestkamm der Thialspitze sieht man den hangenden Phyllit dicht mit Kies imprägniert. Auch am Thialspitz selbst sind in der betreffenden Zone Fahlerzanflüge zu bemerken.

Die Quarz-Eisenkarbonatadern, welche in den Bauen des Stanzertals die edleren Erze mitbringen, sind in der Verrucanozone des Nordrandes weit verbreitet. Starke solche Adern sieht man zum Beispiel in der Schlucht des Markbachs (Imsterberg), sowohl den Verrucano als den angrenzenden Phyllit durchsetzen. Das gleiche sieht man an dem Verrucano unterhalb Tobadill. Westlich der Station Pians sind ein alter und ein jüngerer Schurfbau angesetzt, welche kieshaltigen derartigen Quarz-Eisenspatgängen nachgingen.

Gleichzeitig enthalten aber vielenorts die Verrucanogesteine auch lose in lockerer Verteilung eingesprengt Eisenkarbonat und Kies und für gewisse Schieferzüge ist der Gehalt an limonitisierten derartigen Putzen ganz charakteristisch. Ebenso aber sind die an den Verrucano angrenzenden Phyllite sehr häufig durch einen auffallenden Gehalt an sekundären Eisenerzen ausgezeichnet. Solche rostfleckige Phyllite, die sich dann oft schwer von den mit gleichem Gehalt ausgestatteten Verrucanoschiefern unterscheiden lassen, sind längs des ganzen Nordrandes am Vennetberg hin zu verfolgen, auch an Stellen, wo der Verrucano jetzt tektonisch ausgeschaltet ist.

Der Verrucano der Phyllitzone stimmt lithologisch völlig überein mit jenem im Bündnerschiefergebiet des Oberinntal und weiterhin auch

¹⁾ Ueber Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals. Zeitschr. d. Ferdinandsiums in Innsbruck. 1915.

mit jenem im oberen Vintschgau. Wir haben an ihm einen durch ganz Westtirol gleichbleibenden Gesteinshorizont, dessen Wechsel in der Gesteinsart im einzelnen bedingt ist durch die Beschaffenheit des transgredierte Grundgebirges und durch kleine Schwankungen im Grad der Metamorphose, insbesondere in der Stärke der tektonischen Beanspruchung.

Es ist in letzterer Hinsicht bemerkenswert, daß am Nordsaum der Phyllitzone die Gesteine des Verrucano am besten ihre ursprüngliche Gesteinsstruktur und Zusammensetzung bewahrt haben, während im Innern der Zone sehr stark verschieferte und verquetschte Gesteine herrschend sind.

B. Tektonik.

Im ganzen Bereich der Phyllitzone fallen die Schichten gegen Süden ein und streichen in der Richtung nahe Ost-West, mit geringen Schwankungen gegen ONO (Vennetberg) oder WNW (Stanzerthal). Die Neigung der Schichten ist fast durchwegs eine steile, oft nahe an die senkrechte hinreichend. Eine Ausnahme hiervon machen die höheren, schon außerhalb der eigentlichen Phyllite liegenden Teile des Rifflerstockes mit ihrer teilweise sehr flachen Lagerung, worauf unten noch zurückgekommen werden wird.

Auch der Rand der Silvrettagneise im unteren Paznaun und von dort bis Pontlatz besitzt die gleiche Lagerung, so daß man in einem Profil vom Kalkalpenrand bis über die Thialspitzgruppe immer über konkordant südfallende Schichten hingeht.

Dabei ist die Reihenfolge derart, daß die Gneise das Hangende bilden, steil unter sie der Phyllit einschließt und desgleichen unter den Phyllit der Verrucano. Auch der Buntsandstein, die Rauchwacke und die untersten Triaskalke befinden sich am Kalkalpenrand größtenteils noch in gleicher Stellung und bilden mit jenen älteren Formationen zusammen eine gewaltige, steil überkippte Schichtfolge.

1. Nordrand der Phyllitzone.

Der Verrucano steht, abgesehen von begrenzten örtlichen Schubbewegungen, im primären Ablagerungsverband mit dem Phyllit als transgressive Bildung. Die groben Quarzablagerungen entnehmen ihr Material den Quarzknauern der Phyllite und den zahlreichen Quarziten. Untrennbar mit dem Verrucano ist der Buntsandstein verknüpft, oft eine Grenze kaum sicher anzugeben; beide, besonders aber letzterer ist tektonisch wenig deformiert worden.

Erst in den Triaskalkmassen stellen sich große Verschiebungen ein, doch bilden vielfach die unteren Teile derselben noch eine tektonische Einheit mit Buntsandstein-Verrucano.

Die Schichtfolge Verrucano-Trias ist nirgends auf längeren Strecken zusammenhängend erhalten, sondern ähnlich wie der Verrucano am Phyllitrand in linsenförmige Partien zerteilt durch die Schub-

flächen. Die Hauptbewegungszone schneidet am Südrand der lang hinziehenden Kreidezone der südlichen Lechtaleralpen durch und je nachdem sie mehr oder weniger tief in die südlich angrenzende Triaszone eingreift, sind mehrere Glieder der Schichtfolge erhalten oder die meisten weggeschoben. Soweit aber die Schichtfolge erhalten ist — und stellenweise reicht sie bis zum Hauptdolomit und Rhät —, schließt sich dieselbe mit gleichem steilem Südfallen konkordant an den Verrucano und Buntsandstein an.

Die äußerst verwickelten Profile des Kalkalpenrandes hat O. Ampferer¹⁾ beschrieben und wird noch weitere genauere Darstellung darüber geben, worauf hier verwiesen sei.

Am Kalkalpenrand im Ennstal besteht, nach einem von Dr. Trauth²⁾ in der Geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrag ein ähnliches Verhältnis, insofern auch dort die Werfener Schichten noch im primären Verband mit den Phylliten stehen und erst in und über ihnen die Schubflächen einsetzen.

Von Schuppungsflächen zweiter Ordnung wird auch der Verrucano im Inntal und Stanzertal getroffen. Dies ist schon durch jene Stellen bezeichnet, wo die Phyllite direkt an den Triaskalk angrenzen, wie bei Lahnbach und Rifenal am Vennetberg. Es fehlen hier sowohl jegliche Zeichen einer Transgression der Kalke direkt über Phyllit, als auch die stark gestörte Lagerung der Triasschichten, sowie der diaphoritische Charakter der Phyllite die Aneinanderlagerung als tektonisches Produkt erscheinen lassen.

Auf der unteren Vennetalm, östlich der Almhütten, schiebt sich zwischen Verrucano und Triaskalk — wo bei Arzl der Buntsandstein liegt — eine schmale Zone von Phyllit ein, der seiner Gesteinsbeschaffenheit nach nicht zum Verrucano gehört und auch mit der geschlossenen Phyllitmasse gegen Osten zusammenhängt. In der Schlucht westlich der Alm (Schlucht des Imsterauerbaches) liegt zunächst am Triasdolomit eine geringmächtige Schichte von Phyllit (mit den rostigen Eisenkarbonatnestern, wie die verrucanonahen Phyllite am Vennetberg sie fast allenthalben führen), darüber lichtgelbliche Serizitschiefer und gepreßte Arkosen des Verrucano, dann nochmals Phyllit gleicher Art wie unten und über diesem gleichmäßig berg-einfallenden Wechsel erst rote und weiße Quarzsandsteine, Quarzfels und Arkose von bedeutender Mächtigkeit. Ueberlagernd folgen dann wieder eisenschüssige Phyllite und hierauf die geschlossene Folge der gewöhnlichen Phyllite.

Deutlicher und in größeren Massen ist die Einschiebung von Phyllit am Südfuß der Passeierspitzgruppe zu sehen im obersten Teil des Lattenbachgrabens. (Profil Fig. 6.) Die große Masse der steil südfallenden, grobklastischen Verrucanogesteine wird gegen Norden hin von einem Zug stahlgrauer Phyllite mit Quarzknuern unterlagert und unter diese wieder fallen die weißen und roten Quarzsandsteine (mit Rauhackelinse) des Buntsandsteins und auch noch die nächsten Lagen des Triaskalks ein. Der Phyllitzug verbreitert sich gegen Osten und

¹⁾ Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1911.

²⁾ Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien 1916, S. 77 ff.

hängt dort mit dem Phyllitbereich von Grins zusammen. Auch gegen Westen setzt er sich auf die Weideböden der Dawinalm hin fort und taucht auf der schönen Vorhöhe von Tanugg wieder zwischen Verrucano und den Kalkwänden auf. Hier ist weiter südlich noch eine zweite Phylliteinschuppung im Verrucano. Im Schneckenbachgraben schiebt sich im unteren Teil der breiten Verrucanozone Phyllit ein (siehe Fig. 5), desgleichen bei Bach nördlich Flirsch. In diesem gut aufgeschlossenen Profil ist auch zwischen Verrucano und dem Muschelkalk der Bergwände nochmals Phyllit eingeschoben.

Es ist also die Verrucanozone von Schuppungsflächen durchschnitten, die wahrscheinlich gleichwertig sind den Schubflächen, welche den Phyllit durchsetzen, wie weiter unten beschrieben wird.

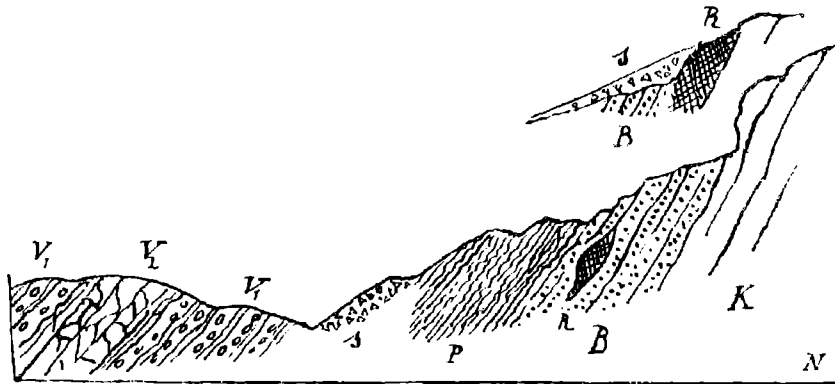


Fig. 6.

Verrucanoprofil über dem Lattenbachgraben.

K = lichter Triaskalk. — *B* = weißer und roter feinkörniger Sandstein. — *R* = gelbe Rauchwacke. — *P* = stahlgraue Phyllite mit Quarzkauern. — *V*₁ = weiße grobkörnige Quarzite. — *V*₂ = violette und grünliche Arkosenschiefer und phyllitische Schiefer. — *s* = Schutt.

Die Grenzfläche Verrucano, beziehungsweise Buntsandstein gegen die Triaskalke erscheint entlang dem Vennetberg nahezu seiger, wie schon aus ihrem geradlinigen Verlauf quer über Berg und Tal (in ONO-Richtung) ersichtlich ist. Auch am Fuß der Lechtaler-Alpen ist sie sehr steil aufgerichtet, gleich wie die begleitenden Schichten beiderseits derselben. Verschiebungen quer zu ihrem Verlauf wurden nirgends beobachtet.

2. Rand der Oetztalergneise.

Schon aus der Zeichnung der Koch'schen Aufnahmskarte tritt das abnormale Grenzverhältnis zwischen Phyllit des Vennet und den Gneisen der Oetztaler-Kämme hervor, wenn-auch lange nicht so auffällig als es in der neu aufgenommenen Karte in die Augen fallen wird, da G. H. Koch von Wenna an südwärts die Schichtzüge un-

unterbrochen aus dem Pillertal zum Leinerjoch hinüber durchstreichen läßt, was nicht den Tatsachen entspricht.

An der linken Talseite reichen die Phyllite bis zur Einmündung des Pillerbaches in die Pitztaler Ache, während das gegenüberliegende rechtsseitige Talgehänge bis Ried hinaus ganz aus unzweifelhaften Oetztaler Gneisen aufgebaut wird. Das Streichen der Schichten ist beiderseits des Tales wesentlich das gleiche.

Irgendwelche Zeichen einer transgressiven Anlagerung fehlen vollständig. Der unmittelbare Kontakt ist zwar größtenteils von Schutt-ablagerungen überdeckt, die sichtbaren Stellen zeigen deutlich die rein tektonische Aneinanderfügung beider, die ja schon aus der beiderseitigen Lagerung mit größter Wahrscheinlichkeit sich erwarten läßt.

Im nördlichsten Teil, zwischen Meierhof (Roppen) und Wald bildet eine Masse von wenig verschiefertem Biotitgranitgneis den Nordrand der Oetztaler Gneise. Die letzten Ausläufer der Phyllite gegen NO sind an der Bahnstrecke gleich oberhalb der Station Roppen, durch Glazial weit getrennt vom Gneis. In den Gräben westlich ober dem Weiler Waldele sind beide im Kontakt miteinander aufgeschlossen.

Der Phyllit ist auf eine breite Zone vom Rande hochgradig diaphtoritisch und mylonitisch, von Rutschflächen durchzogen. Eingelagert enthält er einen schmalen Streifen Albitchloritschiefer und graphitische Lagen. Er fällt steil unter den Biotitgranit ein, welcher an seiner Unterkante aufs höchste verschiefert und verarbeitet ist, so daß fast nur die dickeren Feldspatfasern seine Herkunft erraten lassen. Nach oben geht er dann rasch in einen massigen oder dickbankigen, immer noch mylonitischen Biotitgranit über.

Ganz ein ähnliches Bild bietet die Schlucht des Walderbaches bei Hohenneck. (Fig. 7.) Vom Phyllit ist hier weniger zu sehen, da er gleich unter der Schotterdecke verschwindet. Es ist ein mylonitisch-phyllitischer Schiefer, der aus den phyllitgneisähnlichen Abarten des Phyllits hervorgegangen sein dürfte. Auch er fällt unter dem Granit ein. Dieser ist ein grobflaseriger Biotitgranitgneis, welcher mehrfach kleine amphibolitische Schlieren enthält. Nur nahe dem untersten Rande wird er mylonitisch-schieferig und setzt dann mit deutlicher Grenzfläche gegen einen in eckigen Stücken brechenden dunklen, blaugrün anwitternden Mylonit ab, der ein paar Meter mächtig den Austritt der Schubfläche bezeichnet und, nach den darin noch stellenweise erhaltenen großen Feldspäten zu schließen, auch durch Zermahlung des Biotitgranits entstanden ist.

Aus beiden Aufschlüssen ist zweifellos ersichtlich, daß die Oetztaler Gneise hier an einer Schubfläche steil über den Phyllit hinaufgeschoben sind.

Die Biotitgranitmasse reicht bis Ried und bietet weiterhin keine Grenzaufschlüsse.

Im Gehänge ober Ried, gegen Krabichl hinauf, schiebt sich über dem Biotitgranit eine schmale Zone von Phyllit (Granatphyllit und Quarzite) ein (siehe Profil 4 und Tafel XIII), weiterhin eine mylonitische Zone, welche die Fortsetzung der Mylonitzone bei Steinhof und Blous ist und hier in den Oetztaler Gneisrand einschneidet. Sie

endet auf der begrünten glazialen Felsterrasse östlich Krabichl — die Walder Schlucht jenseits der Terrasse gibt ein ununterbrochenes Gneisprofil. Ober dieser Einschubzone setzt nun neuerdings Biotitgranit ein, anfangs schmal, dann rasch sich verbreiternd, und bildet die mächtige Felsmasse über der Blonser Brücke; er ist zum Teil als schöner Augengneis entwickelt, zum Teil stark mylonitisch und wird von gangartigen Adern dichten, dunklen, muscheliggbrechenden Mylonites durchsetzt. Er reicht, mit einer Unterbrechung durch einen breiten Wiesenabhang, bis unter den Hof Wiesle (gegenüber Brennwald), wo er das Ufer des Pitzenbaches erreicht; unter ihm — doch ohne Sichtbarkeit der eigentlichen Grenze — liegt noch am rechten Ufer Phyllit.

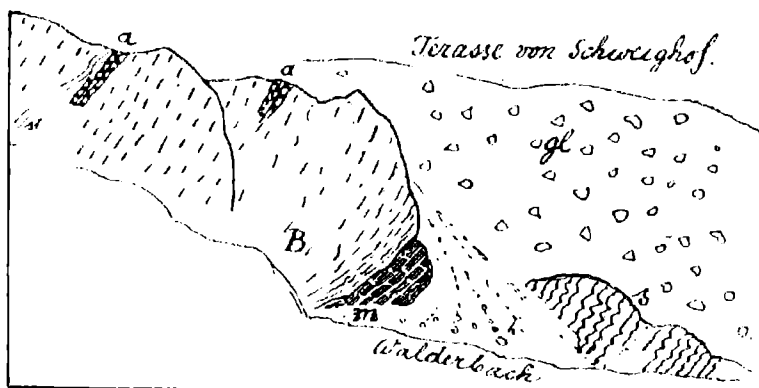


Fig. 7.

Gneisrand in der Schlucht des Walderbaches bei Hoheneck.

B = grobfaseriger Biotitgranit; *a* = amphibolitische Lagen in demselben. —
m = Mylonit. — *s* = mylonitisch-phyllitischer Schiefer. — *gl* = Glacialschutt.
h = Schutthalde. — *st* = Fußsteig Hoheneck-Schweighof.

Der Verlauf dieser Granitgneismasse schneidet das ostwestliche Streichen des Phyllits am anderen Ufer quer ab. Die über den Granit folgenden Oetztaler Gneise schließen sich zunächst durch nordöstliches Streichen dem Verlauf der Granitmasse an, auch der ganze Berghang von Krabichl gegen die Walder Alm hinauf weist noch dieses Streichen auf. Erst im Walder Tal, auf der Höhe des Leiner Joches und gegen Jerzens hin schwenken die Gneise dann in die normale OW- bis ONO-Richtung ein.

Von Wenns bis zur Pillerbachmündung trennen breite Schutt-ablagerungen die beiden unvermittelt einander gegenüberstehenden Talhänge aus Phyllit, beziehungsweise Gneis.

An der Pillerbachmündung stoßen sie wieder zusammen und bieten ein ähnliches Bild wie bei Wald. Im Oetztaler Grundgebirge setzt hier neuerlich eine große Granitgneismasse ein, welche randlich mylonitisiert ist, und unter ihr liegen in der Schlucht des

Pillerbaches die Phyllite mit einem Lager von Hornblendeschiefer, der dicht von glänzenden Harnischflächen durchwoben ist.

Diese Granitgneismasse besitzt einen nordsüdlichen Verlauf; mit entsprechendem Streichen fallen in der Pitzenbachschlucht unter Jerzens die Schiefergneise flach von ihr ab, gehen aber ober dem Dorf sofort in ostwestlichem Streichen weiter. Es kann als Wirkung der Verschiebung der Oetztaler betrachtet werden, daß der Granitgneis derart quer hineingestaucht ist zwischen Gneis und Phyllit.

Ein schmaler Schiefergneis-Amphibolitzug teilt die Granitgneismasse in zwei Teile; der schmalere südliche setzt sich als Augen-

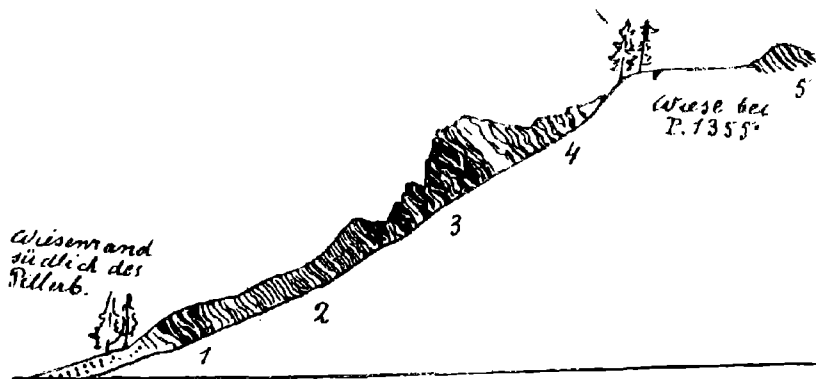


Fig. 8.

Profil durch die Mylonitzone südwestlich Matzlewald.

1 = diaphoritische und mylonitische Schiefer. — 2 = Phyllit und Phyllitgneis. 3 = schwarze bankige Mylonite, grauer Quarzfels und schwärzliche Flasermylonitschiefer. — 4 = Adergneise. — 5 = Zweiglimmergneis mit quarzitischen Lagen.

gneis gegen SW im Gehänge des Kieleberges bis gegen Harben hin fort und ist besonders an diesem Ende auch stark verarbeitet.

Von Matzlewald gegen SW hin bildet nicht mehr der Granitgneis die Grenze gegen den Phyllit, beziehungsweise gegen die Phyllitgneise von Piller, sondern er wird zunächst noch von einem Zug von Schiefergneisen unterlagert und erst diese grenzen an die Phyllitgneise: Es zieht von dem Gehöfte Lachwiese südlich Piller bis ober Matzlewald durch die Waldhänge zwischen 1200 und 1400 m Höhe eine Zone von Myloniten (schwarze Flasermylonitschiefer, dichte schwarze Mylonite u. a.) hin, an manchen Stellen zwei bis drei Zonen solcher übereinander — nur östlich von Lachwiese ist auf eine Strecke hin nur ein Amphibolit ohne Mylonit an der Grenze zu sehen — und diese Mylonitzonen können als Schubrاند der Oetztaler betrachtet werden. (Fig. 8.)

Die Schiefer beiderseits dieser Grenzlinie schmiegen sich in ihrem Streichen dem Verlaufe derselben an und gehen nach beiden

Seiten hin dann in das regionale ostnordöstliche Streichen über. Die Gneise südlich sind deutliche Oetztaler Biotitplagioklasgneise, teilweise mit pegmatitischen Injektionen, während unter der Mylonitzone die muskovitischen Pillerphyllitgneise anstehen.

Von Lachwiese weiter gegen Harben vermochte ich den Verlauf der Schubgrenze auf ein längeres Stück nicht festzulegen, da hier dichte Waldbedeckung und geringe, nicht entscheidende Aufschlüsse es verhindern. Man sieht zunächst nur die Phyllitgneise mit ONO-Streichen und nahezu saigerer Stellung, keinen Mylonit, jenseits der großen Sumpfflächen auf der Höhe der oberen Terrassen sind schon die heftig verquetschten Oetztaler Gesteine (Schiefergneis, Augengneis und Amphibolit) anstehend.

Der nächste Anhalt für die Annahme einer Störungsfläche ist das kleine Vorkommen von Dolomit nordnordöstlich von Harben, das ganz isoliert auf der Ostseite des Waldkopfes nördlich des genannten Gehöftes durch eine zum Kalkbrennen angelegte Grube künstlich aufgeschlossen ist. Es ist ein dunkelgrauer, splitteriger Dolomit, der sehr wahrscheinlich zur Trias gehört.

Für die Fortsetzung der Oetztaler Randlinie stehen von hier zwei Möglichkeiten offen: einerseits von Harben gegen Süden, wo wenig mehr als 1 km von Harben entfernt der Triasdolomitkopf (P. 1851¹⁾ ober Noggl (Kaunerberg) als nördlichster Punkt des „Engadiner Fensters“ am Granitgneis des Aifenspitz abstoßt, oder von Harben gegen Westen, über die Phyllit-Triaseinschaltung von Puschlin zur Pontlatzenge und von dort zu der Südrandlinie der Phyllitzone im Silvrettagebiet im Urgtal—Thialspitze.

Leider sind gerade in diesem wichtigen Treffpunkte großer Strukturlinien die Aufschlüsse auf der vom Inngletscher abgeschliffenen muldigen Hochfläche weit auseinanderliegend und ist viel mit Wiesen und Wald überdeckt.

Am Fuße des steileren Berggehänges der Aifenspitzgruppe, südöstlich des genannten Dolomitvorkommens, setzt die große Augen- und Flasergneismasse der Aifenspitzen ein. Eine sumpfige Weidemulde trennt sie von dem Waldkopf des Dolomits. Oestlich neben den Häusern von Harben ist Muskovitgranitgneis an der kleinen Bachschlucht gut aufgeschlossen und bildet den Kopf P. 1803. Eine schmale Zone von Oetztaler Schiefergneis schaltet sich hinter ihm ein und ist noch am obersten Wiesenrand, 500 m südlich von Harben, anstehend zu sehen. Von hier an fehlen bis nahe an den genannten Dolomitrand ober Noggl Aufschlüsse am Fuße des Berghanges. Auf der Höhe der Aifner Alm kann man den Augengneis als zusammenhängende Masse bis über P. 1803 verfolgen.

Es besitzt alle Wahrscheinlichkeit, daß der Granitgneisrand hier von Harben am Fuße des Berges — nur unterbrochen durch die schmale Schiefergneislage — gerade südwärts bis zu dem Sattel am Triaskopf verläuft und so auch morphologisch mit dem Wechsel der Hangneigung zusammentrifft, denn in den nun tiefer hinab folgenden

¹⁾ Siehe die Kartenbeilage (Tafel XXV) zu Hammer: „Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal.“ Jahrb. d. Geol. R. A. 1914.

Wiesenhängen ist kein Augengneis mehr zu finden. Der oberste Teil der Bergwiesen bietet keine Aufschlüsse; in den kleinen abwärts führenden Bachrinnalen und auf den Felshöckern dazwischen sowie am Wege Falpaus—Puschlin stehen mehrfach Schiefergneise an, welche den Phyllitgneisen ähnlich sind. Aber die im Streichen gegen W ihre Fortsetzung bildenden Gneise im tieferen Gehänge bei Löchl und Gufer sind wieder biotitreiche Schiefergneise von der Art der Oetztaler-, beziehungsweise Silvrettaschiefergneise. An dem kleinen Hügel (P. 1529) ober Löchl, auch daneben am Wege Falpaus—Puschlin und über demselben, ferner an dem von Harben gegen SW, südlich des Erzbaches verlaufenden Hügelrücken stehen feinkörnig-faserige, lichtgrünlichgraue, quarzitisch-aplitische Gneise an, dickbankig brechend, welche aplitischen, stark deformierten Lagen der Granitgneise, wie sie am Gneisrand auf dem Kauner Berg vorkommen, sehr ähnlich sehen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt ein feinflaseriges, gefaltetes Gestein, aus Serizitfasern und solchen von feinzerdrücktem Quarzaggregat zusammengesetzt, in welchem dort und da noch große Feldspatkörner in augenartiger Form erhalten geblieben sind, darunter auch Körnchen von Mikroklin. Im ganzen also ein Bild, wie es sehr wohl durch die Mylonitisierung eines Granitgneises entstehen kann. Die Augengneise am Aifenspitzgehänge sind nicht so stark deformiert, auch ist es unwahrscheinlich, daß die Kilometer-breit entfaltete Augengneismasse plötzlich in ein paar schmale Züge umsetzt. Letztere entsprechen viel eher einzelnen kleinen Lagern im Schiefergneis, welche der allgemein in diesen Schiefen hier herrschenden starken Druckeinwirkung stärker unterlegen sind als die Schiefergneise, wie gleiches auch anderwärts beobachtet wurde. (Siehe unten über Mylonite.) Sie setzen sich von Harben nordostwärts gegen den Dolomit hin ein Stück weit bis auf die Wasserscheide fort. Gegen SW geht er (am Falpauser Weg) in einen Biotitquarzitgneis über, der wieder mit glimmerreichem Schiefergneis im Uebergangsverband steht.

In der Streichungsrichtung scheint, soweit die weit auseinanderliegenden Meßpunkte einen Schluß erlauben, eine Diskordanz zwischen den Schiefergneisen und dem Granitgneis zu bestehen: letzterer streicht bei Harben NNO in sehr steiler Aufrichtung, was einem Grenzverlauf Harben — Triaskalkkopf P. 1851 entsprechen würde, die Schiefergneise am Falpauserweg und über demselben streichen dagegen ONO bei gleichfalls sehr steiler Stellung. Auch auf dem Rücken südwestlich Harben und auf den Höhen nördlich Harben herrscht ONO-Streichen.

Der Gesteinscharakter der Schiefergneise in dem Gelände zwischen Puschlin, Pontlatz, dem Triaskopf und dem Granitgneisrand ist ein recht schwankender, im ganzen stehen die Schiefer aber doch den Schiefergneisen näher als den Phyllitgneisen von Piller. Ob sie der Oetztaler- oder Silvrettamasse zugehören, beziehungsweise ob beide hier zusammenhängen, läßt sich aus der Gesteinsart nicht entscheiden, da die Schiefergneise an den Ausläufern der Silvretta (Schönjochlkamm, Gatschkopfgruppe) völlig gleich sind jenen des vorderen Pitz- und Kaunertales. Jedenfalls stehen sie über Pontlatzschlucht weg in ununterbrochenem Verband mit den Gneisen des

Schönjöchel, am Oetztaler-Rand dagegen endet die große Granitgneismasse der Aifenspitzgruppe plötzlich in ungefähr 4 km Breite mit nord-südlichem Rande teils über den Bündner-Schiefern, teils über den besprochenen Schiefergneisen und bildet schon durch die Richtung ihre Grenze die Fortsetzung der Pitztaler Randlinie.

Es kann also als sehr wahrscheinlich angenommen werden, daß auch das in Frage stehende 1 km lange Stück der ganzen Linie gleicher tektonischer Art ist und der ganze Verlauf von Roppen bis Kaunerberg eine geschlossene große Randdislokation der Oetztalergneismasse darstellt.

Die zweite der oben aufgestellten Möglichkeiten stützt sich auf einen Zug von Phyllit, Verrucano und Trias, welcher aus dem

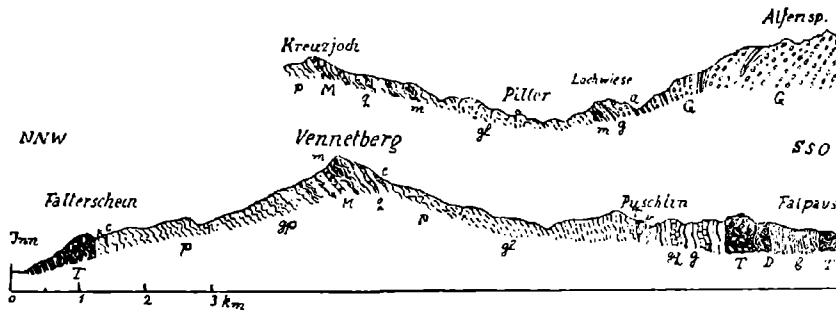


Fig. 9.

Uebersichtsprofile durch die Phyllitzone am Vennetberg.

b = Bündnerschiefer. — *D* = Diabasschiefer. — *T* = Triaskalk und Dolomit. — *v* = Verrucano. — *P* = Phyllit. — *gp* = Granatphyllit — *c* = Chloritschiefer. — *q* = Quarzitischeschiefer. — *gl* = Phyllitgneis und Glimmerschiefer. — *g* = Schiefergneise. — *a* = Amphibolit. — *G* = Augengneis. — *M* = Muskovitgranitgneis.

Tälchen Harben-Puschlin (Erzbach) an letzterem Weiler vorbei gegen Pontlatz sich erstreckt. Ober und unter Puschlin sind zwischen den Schiefergneisen unsicherer Zugehörigkeit deutliche Phyllite eingeschaltet, sehr steil stehend wie alle Gesteine in der Pontlatzgegend und innerhalb derselben wieder lichtgrüne Serizitschiefer mit Quarzknollen des Verrucano. Im Verrucano steckt unterhalb Puschlin ein hellgrauer, brecciöser Dolomit; in dem Tälchen oberhalb der Säge von Puschlin steht in den Wiesen ein weißer Kalk und höher oben noch ein Rest von lichtgrauem brecciösem Dolomit an. Der Verlauf des ganzen Zuges ist nordöstlich gerichtet, seine Fortsetzung über Harben hinaus trafe auf den Dolomit NO von Harben,

Die Talsohle des Inntals wird nicht erreicht, wohl aber trifft man am gegenüberliegenden Schluchthang wieder den Phyllit und an dem von Ladis zur Fisseralm führenden Weg in 1500 m Höhe nahe der Bergkante einen kleinen Rest von Verrucano und Triasdolomit.

Der Inn hat durch seine Schlucht die beiden Teile des ganzen Zuges auseinandergeschnitten¹⁾.

Der Teil bei Puschlin kann seiner Lagerung und Schichtverteilung nach als enggepreßte synklinale Einlagerung betrachtet werden. Der Teil westlich des Inn geht gegen W in eine schmale Quetschzone aus, der Phyllit verschwindet und von dem Verrucano-Triasresten ab bezeichnen schwarze dichte Mylonite im Gneis die völlige Ausquetschung aller andern Gesteine und den weiteren Verlauf gegen Westen als Schubfläche.

Der Puschliner Zug besitzt als durch eine Schubfläche verquetschte Synklinalen einen genetisch anderen tektonischen Charakter als die Oetztaler Randlinie. Die Puschliner Störung gehört den Schubbewegungen an, welche innerhalb und am Südrand der Phyllit- und Glimmerschieferzone auftreten, mit ostwestlichem Verlauf, im Gegensatz zu der nordnordöstlichen Erstreckung des Oetztaler-Randes.

3. Der Nordrand der Silvrettagneise.

Die Zone der eigentlichen Phyllite und jene der Glimmerschiefer und Phyllitgneise sind durch keine scharfe stratigrafische oder tektonische Trennungslinie voneinander geschieden. Beide Gesteinsgruppen gehen allmählich ineinander über, die Grenzlinie auf der Karte kann nur schätzungsweise angenommen werden im Ueberblick über größere Flächen; die später zu beschreibenden Schuppungsflächen im Innern der ganzen Zone sind nicht an jene Grenze gebunden. Es erscheint daher die Glimmerschiefer-Phyllitgneiszone als zur Phyllitzone zugehörig.

Gegen die Gneise der Silvretta aber ist die Glimmerschieferzone von Pontlatz bis ins Paznauntal durch tektonische Linien deutlich abgegrenzt.

Die Grenze beider beginnt mit dem Puschliner Zug im Osten.

Die erwähnten Mylonite am Fisseralmweg verlieren sich weiter westwärts in dem dichten, blockübersäten Ronseckerwald. Eine deutliche Spur für die Fortsetzung jener Störungszone trifft man genau westlich davon, nahe dem Mannboden (in 1500 m Höhe, südlich Urgan): ein kleiner Rest Verrucano und Schollen von grauem brecciösem Dolomit übergehend in gelbe Rauchwacke, schwarzen dünntafeligen und rötlichbraunen Tonschiefern, NW streichend und sehr steil NO fallend.

Weitere Reste jüngerer Schichten sind in Gestalt von Verrucanoschiefern in dem sehr aufschlußarmen, dicht bewachsenen Bereich der Fisseralm (Schönkampalm) anzutreffen; ein höher gelegener Streifen ganz nahe unter den Almhütten, zwei tiefer unten an den steilen Gehängeanrissen über dem Urgenerbach.

Im Gehänge über diesen Schollen bis hinauf zur Hochregion stehen durchwegs die hochkristallinen glimmerreichen Schiefergneise

¹⁾ Siehe die geologische Karte der Umgebung von Prutz im Jahrb. d. Geol. R.-A. 1914.

der östlichsten Silvretta an, im Gehänge unterhalb trifft man Phyllitgneistypen und die Feldspatknotengneise (Mezzanbach).

Gut und zusammenhängend aufgeschlossen sind diese Bildungen dann an dem kahleren linksseitigen Gehänge des Urgtales und in der Hochgebirgsregion der Thialspitze zu beobachten. (Siehe hiefür und das folgende Tafel XIII.) Hier ist die tektonische Einschaltung von jüngeren Sedimenten zwischen die Gneise von der Tiefe des Urgtales bis in die obersten Mulden der Flathalm fast ununterbrochen, zu verfolgen.

Oberhalb der Talstufe bei der Urglealm setzt an der linken Flanke Verrucano (bunte Serizitschiefer mit Quarzgeröllen) in sehr steiler Stellung (etwas Sfallend) ein und streicht fast in der Fallinie über das steile Gehänge hinauf bis nahe an 2100 *m* Seehöhe. Von hier zieht sich der Verrucanostreifen flach am Gehänge bis zum Kamm Rauchkopf—Gatschkopf, den er bei 2300 *m* erreicht. Dabei bleibt die Stellung der Serizitschiefer aber eine steile.

Die südlich angrenzenden Gneise sind im unteren Gehänge schöne Biotitplagioklasgneise mit einzelnen Pegmatitadern und stehen gleichfalls sehr steil, aber mit Einfallen gegen N. An dem flach verlaufenden Teil in der Höhe umschließen sie Lagen von Amphibolit und gegen den Kamm hin grenzen Orthogneise (Biotitgranitgneis und aplitische grobkörnige Granite) an den Verrucano. Am Rand gegen den Verrucano sind alle stark verquetscht und umgewandelt. Ihre Stellung ist auch in diesem Teil bis nahe zum Kamm steil Nfallend.

Die Gneise liegen hier auf zirka 500 *m* Entfernung vom steilstehenden Teil bis zum Kamm flach über die Unterlage vorgeschoben, quer abgeschrägt zur Lage ihrer Schichtplatten. Am Kamm schwillt der an der Schubfläche eingequetschte Verrucanostreifen rasch zu viel größerer Mächtigkeit an, indem er in seiner Mitte einen Kern von jüngeren kalkigen, wahrscheinlich untertriadischen Schichten bewahrt erhalten hat: vielleicht ein Zeichen, daß hier bereits eine Entlastung von der Gneisdecke eingetreten ist, wenn es sich nicht doch nur um eine angeschnittene große Quetschlinse handelt.

Sie verschwindet jenseits des Kammes rasch und nur ein viel schmalerer Streifen serizitischer Schiefer leitet weiter bis zum Kamm nahe unter der Thialspitze, wo er in zwei Blätter, nahe übereinander gespalten ist und jene obenerwähnte sehr kleine Eisen-dolomitlinse enthält.

Die Biotitplagioklasgneise mit Pegmatitadern fallen im Hangenden hier mit gleichmäßiger Neigung gegen S wie die Verrucanoschiefer und desgleichen die darunterliegenden Feldspatknotengneise. Die Verrucanozone trägt alle Anzeichen sehr heftiger Durchbewegung; in den über- und unterlagernden Schichten sind undeutlich verlaufende Quetschzonen noch in mehreren hundert Meter Abstand davon zu beobachten.

Nach Unterbrechung durch die Schuttablagerungen auf der Flathalm erkennt man die Fortsetzung der Bewegungszone wieder am Nordkamm des Gigglerispitz zwischen Isohypse 2200 und 2300 in Gestalt einer mächtigen Mylonitzone, welche wieder zwischen Feldspatknotengneis im Liegenden und von Pegmatit durch-

ädertem Schiefergneis im Hangenden durchschneidet, wobei wieder alle Schichten gleich gegen S geneigt liegen. Eine sekundäre Verwerfung durchschneidet und verschiebt die Zone auf der Flathseite in senkrechter Richtung.

Die Mylonite sind zum Teil dicke Bänke von dichtem, ungeschiefertem, grauem oder schwarzem Mylonit, von mehreren Metern Mächtigkeit, zum andern Teil verruschelte und verdrückte graue und grünliche Schiefer. Ein Teil derselben läßt durch seinen Wechsel von talkgrüner und schwärzlicher Färbung und die enthaltenen Quarzknollen vermuten, daß sie aus Verrucanogesteinen hervorgegangen sind.

In gleicher Ausbildung, nur noch breiter und deutlicher, ist die Mylonitzone dann weiterhin auf der Giggleralm, in den Felsabbrissen nördlich der Hütte aufgeschlossen. Verrucano ist hier sicher erkennbar durch seine grünlichen und rötlichen Schiefer, welche teils Quarzknollen, teils kleine kalkige Fasern enthalten. Die Mylonite sind in reichlicher Entfaltung in allen Abstufungen von den schwarzen dichten Gesteinen bis zu diaphtoritischem Schiefergneis und Phyllitgneis in einer ein paar hundert Meter breiten Zone entfaltet.

Die Mylonitzone läßt sich, aufgelöst in einzelne Streifen und ohne Verrucano durch das Gehänge von Hintergiggel und den Giggelertobel bis zur Trisanna, in der Gegend des Gfällwirtschauses verfolgen.

Während im Hangenden sich immer noch die typischen Schiefergneise befinden, stehen im Liegenden beiderseits der Trisanna hier phyllitische Schiefer an, zum Teil Granatphyllit, alles gegen S einfallend.

Es scheint hier eine größere Scholle von Phylliten eingeschoben zu sein, denn talauswärts gelangt man in der Trisannaschlucht zunächst in die Zone der Phyllitgneise und Feldspatknotengneise und erst kurz vor Wiesberg erreicht man wieder den Phyllit.

Die ganze gneisige Zone ist aber sehr heftig gefältelt und verflasert, von Harnischen durchschnitten, die Gesteine größtenteils diaphtoritisch, so daß es im einzelnen schwer anzugeben ist, wieviel davon zum Phyllitgneis, zum Feldspatknotengneis und zu Orthogneisen gehört, wie solche im Gehänge von Vordergiggel in größerer Masse anstehen.

Unterhalb der ersten Straßenbrücke über die Trisanna übersetzt eine ausgesprochene Mylonitzone die Schlucht: schwarze, dichte und faserige Mylonite mit allen Uebergängen zu Gneis. An einer Stelle fand ich darin eine 3—4 dm lange kalkige Schliere eingeflochten — vielleicht ein letzter Rest aus dem Verrucano? Im Verfolg des Verrucano gegen Osten sieht man am Weg von Platills nach Burgfried, wie der lichte, grobflaserige Orthogneis, der im Gehänge gegen Giggel hinauf ausstreicht, flach gegen N über die schwarzen, hier etwas graphitischen Mylonitschiefer vorgepreßt ist. Darunter und darüber richtet sich die Schubfläche wieder steiler auf. Von diesem durch die Erosion freigelegten Schubrand des Gneises sind die großen Gneisblöcke abgebrochen, welche den ganzen Steilhang gegen die Straße hinab übersäen.

Westlich der Trisanna bildet die Gneisquetschregion die Steilwände unter Falgenair. Ober der jähren Wiesenterrasse, auf der die Häusergruppe nistet und auch an der Bergkante gegen das Rosannatal ist nichts mehr von der in der Schlucht so breit ausgedehnten Mylonit- und Gneiszone und von den Phylliten von Gfäll zu sehen: An der Bergkante, beziehungsweise an dem Steig, welcher von der Trisannabahnbrücke nach Falgenair hinaufführt, trifft man bis zur Höhe des Weilers Phyllit, ober den Häusern aber bereits zweiglimmerigen Schiefergneis und nur einige diaphoritische Schiefer zwischen beiden sind als Ausläufer der Mylonitzone anzutreffen. Geht man ober der Wiesenterrasse nach Süden, so bleibt man bis Seiche und darüber hinaus immer in den Schiefergneisen — glimmerreiche, mit viel Biotit, oft mit Granat und auch Staurolith; weiter südwärts gelangt man in die pegmatitadrigen Gneise mit dem Marmor von Glittstein — und diese bilden, mit Einlagerungen von Amphibolit, das ganze Steilgehänge bis zur Waldgrenze hinauf. Sie streichen NO, im tieferen Teil NNO und fallen sehr steil gegen W ein, während die Gesteine in der Schlucht ostwestlich streichen und steil S fallen. Zwischen Raut und Falgenair sind an ihrem unteren Saum Mylonite entstanden.

Zusammeng gehalten mit den Aufschlüssen in der Schlucht, ergibt sich für das Verschwinden des Schluchtprofils die Erklärung, daß die Gneise ähnlich wie am Thialsitz über den Verrucano, hier in weit größerem Ausmaße über die Phyllitscholle und die Phyllitgneis-Mylonitzone an einer flachen Schubfläche soweit gegen N vorgeschoben sind, daß sie zuäußert direkt mit dem Phyllit von Wiesberg in Berührung kommen. Es steht dies im Einklang mit der kleinen Verschiebung unter Vordergiggel und mit jener Bewegung am Thialsitz: überall ein Vorwärtsdrängen der Gneise gegen N über den Phyllit hinauf.

In der weiteren Verfolgung der Schubfläche gegen Westen, gerät man zunächst in die großen dicht überwachsenen Waldhänge unter der Kleingfallalm, welche nicht genügende Aufschlüsse geben. Erst vom Tal des Unteren Klausbachs und der Großgfallalm an bieten sich wieder ausreichende Beobachtungsgelegenheiten.

Die Profile, welche die Kämme und Täler der Rifflergruppe darbieten, setzen sich vom Ufer der Rosanna bis zu den Kämmen aus isoklinalen Schichtpaketen zusammen — wie in den Tobadillbergen; ein diskordanter Vorschub, wie an der Trisanna ist hier nicht mehr zu sehen. (Siehe Tafel XIV.) Ueber der geschlossenen, S fallenden Phyllitfolge, welche die unteren Berghänge aufbaut, lagert zunächst ein Phyllitgneis mit Quarziten, welcher als die Fortsetzung der Phyllitgneiszone ober Tobadill betrachtet werden kann. Er ist nach oben und nach unten von Phyllit umschlossen und durch Uebergänge mit beiden verbunden, der Phyllit im Hangenden (teilweise Granatphyllit) wechsellagert wieder mit Quarziten.

Die Schiefergneise ober Falgenair weichen anscheinend ganz ober die Kleingfallalm zurück und verschwinden dort unter der Bedeckung von Granat- und Staurolithglimmerschiefer, welcher vom Kleingfallkopf an den ganzen Kamm einnimmt bis zur Granitgneismasse des Blankaspitz. Erst am Nordkamm des Großgfallkopfs

taucht unter seinem Nordrand nochmals ein Schiefergneis auf — ein biotitreicher zweiglimmiger Plagioklasgneis welcher petrographisch mit jenem übereinstimmen würde — und kann vielleicht als Aequivalent jener aufgefaßt werden. Er wird im Hangenden und nahe seiner Basis von mylonitischen Quetschzonen durchschnitten. Jene im Hangenden hat sicher auch ein Orthogneislager erfaßt, wovon Reste erhalten sind.

Zwischen dieser Gneisscholle, beziehungsweise Paznauner-Gneisunterlage und jenen Phyllitgneisen über dem Phyllit schieben sich die genannten höheren Phyllite und außerdem eine phyllitisch-quarzitische Gesteinsfolge ein, welche die ganze flache Mulde von Großfall auskleidet — sie wurde oben petrographisch beschrieben. Man kann sie als Vertreter der Feldspatknotengneise im Tobadiller Gebiet ansehen; schwer zu erklären daran ist aber der eine Umstand, daß sie bis zum Niederjoch reicht und dort ihrem N-Fallen nach, scheinbar auf den Paznauner Glimmerschiefern liegt, anstatt, wie man erwarten möchte, unter denselben hervorzutauchen, wie dies am Kamm des Großfallkopfs durch Vermittlung des Gneises der Fall ist.

Die petrographische Unterscheidung der beiden Schieferarten am Niederjoch ist wegen ihrer dort wenig ausgeprägten Art überhaupt schwierig. Beide liegen sehr flach; die Großfallschiefer fallen als flache Mulde gegen die Almhütten hin ein. Wie man am Nordgrat des Großfallkopfs sieht, ist die Mulde der Paznauner Glimmerschiefer dort eine sehr einseitige, der größte Teil derselben fällt auch hier gegen N ein.

Zur Erklärung muß man annehmen, daß doch die beiden Schieferarten nahe dem Joch durch eine Störungsfläche voneinander geschieden sind, an welcher die Gneisbasis nicht mehr zum Vorschein kommt und wo infolgedessen der derselben auflagernde Glimmerschiefer unmittelbar an die Großfallschiefer anstößt. Die Gneise am Nordkamm des Großfallkopfes bilden dann eine an dieser Schubfläche vorgedrückte Scholle und ergibt sich für die Schubbewegung ein ähnliches Bild wie bei Falgenai: eine steil aus der Tiefe aufsteigende Fläche, welche sich nach N flach überlegt, mit Vorschub des Hangenden gegen N. Diese Bewegungsfläche ist ihrer Lage nach jener bei Falgenai entsprechend.

Die Variabilität der Phyllitgneise, Glimmerschiefer und Phyllite bei im ganzen wenig großen Unterschieden in der Reihe Phyllit—Schiefergneis macht es in diesen endlosen Folgen gleichmäßig übereinanderliegender Schiefer sehr schwer, tektonische Gliederungen zu verfolgen, wo nicht Einschübe jüngerer Schichten oder Mylonitbildung ein Kennzeichen der Schubflächen gewähren.

Die Großfallschiefer mit den kleinen Feldspatknötchen sind das erste Anzeichen vom Wiederauftauchen dieser Gesteinsgruppe, welche sich nun gegen Westen hin an der Mittagsspitze und bis ins Malfontal sehr deutlich entwickeln.

Am Mittagsspitz (südlich Flirsch) werden die Phyllite von einer mindestens 1000 m mächtigen Folge der Feldspatknotengneise überlagert und diese wieder von den Paznauner Gneisen, auf denen als höchstes Glied der gewaltigen S fallenden Schichtreihe der Granat- und Staurolithglimmerschiefer auflagert. Der ganze Oberteil

des Rifflerstockes wird von der Augengneis- und Granitgneismasse eingenommen, unter welcher die Schiefergneisbasis vom Großfallkopf am Scheibenkopf und Rifflerferner untertaucht. Große Lager von Muskovitgranitgneis sind eingeschaltet. Unmittelbar unter diesen granitischen Massen konkordant und ohne jedes Zeichen einer Störung lagern die Feldspatknotengneise der Mittagspitze, welche ihre Mächtigkeit dadurch erlangen, daß sie mit vielen Lagen von Granatphyllit und Quarzitbänken wechsellagern.

Sehr schön und in größtem Maßstab ist die Schichtenfolge in den hohen Wänden, mit welchen die Seitenkämme des Riffler gegen das Malfontal abstürzen, erschlossen. Das Profil reicht hier vollständig vom Verrucano des Nordrandes — welcher hier auf das südliche Ufer der Rosanna übergreift — bis zu den Paznauner Glimmerschiefern.

Ueber dem Phyllit, der eine etwa 2 km mächtige, steil S fallende Schichtmasse bildet, folgt zunächst die breit entfaltete Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer: sie wird eröffnet durch Lager von Muskovitgranitgneis. Ueber ihnen lagern in großer Mächtigkeit Feldspatknotengneise, wechselnd mit Zügen von Granatphyllit, Phyllitgneis und Quarzit sowie mit kleinknotigen Schieferen, welche sehr denen von Großfall ähnlich sind. Diese Folge streicht unter und neben der Zunge des nördlichen Rifflerfeners durch. Die obere Begrenzung der ganzen Folge bildet dann eine ausgesprochene Quetsch- und Bewegungszone, bestehend aus dunklem diaphoritischem Schiefer, Quarziten und schwärzlichen schieferigen Myloniten. Ihr steiles Südfallen in den Wänden geht oberhalb der Thaya im untersten Talgehänge in ein ganz flaches über.

An der Talstufe zwischen unterer und oberer Alm sowohl als auch hoch oben an dem Absenker des nordöstlichen Rifflerspitz liegt über ihnen ein Zug von zweiglimmerigen glimmerreichen Schiefergneisen mit quarzitischen Bänken, welche wohl noch etwas an die Feldspatknotengneise erinnern, im ganzen aber doch den Schiefergneisen der Silvretta entsprechen. In ihnen steckt zunächst ein Muskovitgranitgneislager und höher oben überdeckt sie die gewaltige Masse des Riffleraugengneises, welcher randlich nur ganz unscharf gegen die Schiefergneise abgegrenzt ist; am Fuße des Gehänges bei der Malfonalm ist er als feinkörniger Biotitgranitgneis mit wenigen Augen ausgebildet. Auf dem Augengneis liegt dann von der Edmund Graf-Hütte an am Gehänge des Blankahorns der Granat- und Staurolithglimmerschiefer, während unterhalb der Hütte, in den Wänden über der Malfonalm an ihrer Stelle Schiefergneise mit zahlreichen Quarzitlagen eintreten und erst auf der Höhe des Kammes Lattejoch—Weißkogel darüber der Glimmerschiefer einsetzt.

Wir haben also im Malfontal die vollständig gleiche Schichtenfolge vor uns wie im Tobadiller Gebirge, alles mit gleicher Neigung und ohne Diskordanz gegen S einfallend. Die Mylonitzone ober der Thaya zeigt aber an, daß auch hier starke Verschiebungen innerhalb der Folge stattgefunden haben. Diese Bewegungszone nimmt die gleiche Stellung im Profil ein wie die Uberschiebung am Thialsplitz und die Schubflächen im vorderen Paznaun,

die Bewegung ist hier aber parallel der Schichtlage, ohne diskordanten Vorschub erfolgt.

Im westlichsten Ausläufer der Phyllitzone von Landeck, vom Malfontal bis St. Anton a. A. habe ich die Gneisgrenze nicht mehr vollständig abgegangen, aber in dem felsigen Legumtobel unterhalb St. Anton a. A. ein gutes Querprofil durch diesen Teil gewonnen. In der Höhe der Almterrasse (Renalm) beginnen die zweiglimmerigen Schiefergneise, in denen Muskovitgneise und Quarzite eingeschaltet sind; ganz wie auf der oberen Malfontalm, unter sie hinein, südfallend, folgt dann durch den ganzen Tobel hinab die Fortsetzung der Phyllitgneis-Glimmerschieferzone, bestehend im oberen Teil vorwiegend aus Feldspatknötchengneisen (granathältig), im mittleren Teil aus Granatphyllit mit vereinzelt Knötchengneislagen und biotithältigen Phyllitgneisen ähnlich jenen zwischen Gampernun- und Großgfallalm und zuunterst aus einem Wechsel gneisiger und phyllitischer Schiefer; auch hier die ganze Schichtreihe bis zum Gneis konkordant S fallend. Die Phyllite streichen erst nördlich der Tobelmündung durch und sind zwischen Wolfsgrube und der Eisenbahnbrücke über die Rosanna durch Albitchloritschiefer und Epidothornblendeschiefer vertreten. Zeichen einer tektonischen Zertrennung fand ich in diesem Profil keine.

Ueberblicken wir den ganzen Grenzbereich Phyllit—Gneis, so sehen wir von Pontlatz bis St. Anton a. A. immer die gleichen drei Gesteinsgruppen in überkippter Folge übereinander liegen: Gneise und Phyllite zu beiden Seiten, in der Mitte eine beide verbindende Mischung beider Gesteinsgruppen unter Hervortreten quarzglimmerreicher Formen, also im großen und ganzen dem entsprechend, was seit langem als Formation der Glimmerschiefer bezeichnet wurde, ohne daß hier aber Gesteine, welche petrographisch diesen Begriff streng und typisch zum Ausdruck bringen, herrschend sind.

Daß Phyllit und Glimmerschiefer jeder deutlichen Abgrenzung voneinander entbehren, wurde schon oben betont. Aber auch zwischen der Zone der Phyllitgneise—Glimmerschiefer und den Gneisen haben nur die in dieser Region durchschneidenden Schubflächen scharfe Grenzen geschaffen, ohne daß diese einer ursprünglichen stratigraphischen Scheidung entsprechen; noch weniger bedeuten sie etwa eine Zugehörigkeit zu weiter getrennten tektonischen Einheiten.

Ueberall, wo wir die Gesteine beiderseits jener Störungszonen miteinander vergleichen, finden wir große Verwandtschaft und Annäherung, so daß dort, wo die Störungen fehlen, beziehungsweise infolge paralleler Stellung von Schicht- und Schubflächen und Fehlen stärkerer Mylonitisierung nicht zur Beobachtung kommen, jene gute Trennung sofort entfällt.

Dies ist zum Beispiel in der Innschlucht bei Pontlatz der Fall, wo die eingeschaltete Mulde jüngerer Gesteine unter Puschlin nicht bis zur Taltiefe reicht — hier ist es nicht möglich, eine Grenze anzugeben, wo die Phyllitgneise von Piller enden und die Silvrettagneise beginnen, obwohl die Enden des Profils sicher diesen beiden

Schichtgliedern angehören. Das gleiche haben wir gerade vom Legumtobel beschrieben und gilt auch von dem Profil Mittagspitze—Riffler. Auch dort, wo Mylonitzonen durchschneiden, wie an der rechten Flanke des Malfontals, wechseln mit dieser Zone die Gesteinsarten nicht scharf, sondern stehen sich noch sehr nahe und die Mylonitzone besteht vielfach (Malfon, Trisanna, Giggleralm u. a. O.) aus mehreren parallelen Quetschzonen, welche in beträchtlicher Entfernung voneinander höhere und tiefere Teile der Schichtfolge betroffen haben, weshalb auch ihre Orientierung in den verschiedenen Profilen sich nicht genau parallelisieren läßt.

Die Feldspatknoteugneise sind eine Gneisform, welche in den Oetztaler- und Silvrettagneisen häufig auftritt und auf gleiche Verhältnisse der Metamorphose an beiden Stellen hinweist.

Alle diese Umstände sprechen dafür, daß Glimmerschiefer und Gneise in gleich enger, übergangsweiser Verbindung miteinander gestanden sind wie erstere mit dem Phyllit und daß die Schubbewegungen, welche sie trennen, gleichen Ranges sind wie jene, welche die Phyllitregion selbst im Inneren durchschneiden, aber in größerem Ausmaß und mit größerer Stärke der Bewegung.

Die Phyllitzone setzt innabwärts nach der kurzen Unterbrechung Roppen—Rietz neuerlich ein und hier in der Hochedergruppe treffen wir eine ganz übereinstimmende Schichtfolge an wie bei Landeck, welche ebenfalls in überkippter Stellung steil gegen S einfällt und durch keine Schubflächen in dem allmählichen Uebergang der Glieder ineinander gestört ist. Nach der Beschreibung von Th. Ohnesorge¹⁾ folgen übereinander: Quarzphyllit mit Einlagerung von Chlorit-schiefern (und einem Kalklager); dann eine Folge von Phyllitglimmerschiefern und Granatglimmerschiefern mit Einlagerungen von Muskovitglimmergneis und Biotitgranitgneis, welche unserer Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer entspricht; zu ihr kann auch der überlagernde granat- und staurolithführende Muskovitschiefer gerechnet werden, der im Laudecker Bezirk an dieser Stelle fehlt — sie entsprechen petrographisch sehr gut den Paznauner Glimmerschiefern —, dann folgt ein Glimmeraugengneis, welcher nach der Beschreibung ganz dem Feldspatknoteugneis gleicht (im Hauptbruch glimmerschieferähnlich, im Querbruch mit zahlreichen 4—7 mm großen runden Plagioklasen voll von Einschlüssen). Daran schließen sich im Süden braune Glimmergneise, granat- und staurolithführend, klein weiß gesprenkelt durch die Feldspatkörner, welcher durchaus den Schiefergneisen der Thialspitz etc. entspricht.

Die Übereinstimmung der beiderseitigen Schichtfolgen ist ein gutes Zeugnis sowohl für die Kontinuität innerhalb jeden Profils als auch für den ursprünglichen Zusammenhang beider Phyllitzonen.

Die Beteiligung der Granat—Staurolithmuskovitschiefer an der Glimmerschieferzone in der Hochedergruppe gibt auch einen Hinweis auf die enge Beziehung der jenen gleichen „Paznauner Glimmerschiefer“ zu der Phyllitgneis-Glimmerschieferzone.

¹⁾ Die vorderen Kühetaier Berge (Hochedergruppe). Verhandl. d. Geol. R.-A. 1905, S. 175.

In den Profilen über die Rifflergruppe muß man die Paznauner Glimmerschiefer jener Zone stratigraphisch gleichstellen, gleichviel, ob man die Gneise zwischen ihnen als nach N übergelegte und ganz zusammengeklappte Antiklinalen oder als einfache Schuppen erklärt. Für Schuppenstruktur spricht das Profil über den Blankaspitz, wo im Tal unter den Blankaseen die Glimmerschiefer neuerlich vom Augengneis des Rifflerkopf überschoben werden und wenn man das Profil weiter südlich fortsetzt, ebenso die Glimmerschiefer des Hohen Spitz-Lattejoch von den Biotitgneisen von Seßlat¹⁾.

Anderseits läßt sich die nordfallende Abwölbung der Schichten unter der Kleingfallalm als Rest einer antiklinalen Umbiegung in der Glimmerschieferzone deuten. Im Profil am Großfallkopf wäre diese Antikline dann wieder ganz zusammengeklappt und die Phyllite, welche über den Phyllitgneisen liegen, könnten als synklinale Wiederholung des Phyllits an der Rosanna erklärt werden, über welche dann an einer Schubfläche der Gneis aufgeschoben ist.

Wahrscheinlich werden beide tektonischen Mittel zusammengewirkt haben. Die Verrucanovorkommen besitzen ja zum Teil auch noch synklinen Charakter, doch sind im allgemeinen Umbiegungen sonst nicht zu sehen und ist jedenfalls Schuppenstruktur durch Bewegung an Schubflächen vorherrschend.

Paznauner Glimmerschiefer und die verschiedenen Glimmerschieferarten auf der Nordseite des Rifflerstockes stehen sich ja auch petrographisch so nahe, daß, wie zum Beispiel am Niederjoch, eine Trennung oft kaum möglich ist, die Parallelisierung daher auch petrographisch sehr naheliegt.

4. Schuppungsflächen innerhalb des Phyllites.

Im unteren Stanzertal sind im Phyllit, wie oben schon erwähnt, mehrere Züge von Verrucano eingeschaltet.

Die nördlichste befindet sich an der Ostseite des Zintlkopfes. Die Gesteine des Verrucano stecken steil aufgerichtet im Phyllit, welcher gleiches Streichen und Fallen einnimmt.

Gleiches Lagerungsverhältnis zeigt der nächst südlichere Streifen, welcher bei der Kapelle Larch, ebenfalls an der Ostseite des Zintlkopfes, beginnt, die Sanna übersetzt und die Bahnlinie oberhalb Station Pians und dann oberhalb der genannten Bahnstation endet.

Ein kleines Fleckchen deutlicher Verrucanogesteine in den Wiesen unterhalb des Gasthauses in Tobadill deutet eine dritte solche Verrucanoschuppe an.

In der großen Felsausbrunnische ober dem Zappenhof (östlich Tobadill) treten in einer Zone intensiver Fältelung und Veruschelung der Phyllite ebenfalls in beschränktem Umfange Schiefer auf, welche wahrscheinlich schon dem Verrucano angehören. Gleichzeitig ein schmaler verquetschter Lagergang von Diabas.

Weiter nach Süden im Phyllitprofil folgen dann nahe übereinander am NW-Kamm der Thialspitze zwei Verrucanovorkommen, deren

¹⁾ Siehe den geologischen Alpenquerschnitt (Jahrb. d. Geol. R.-A. 1911).

Gesteine oben beschrieben wurden. Während die anderen alle schmale konkordante Lager im Phyllit bilden, läßt die Form der Umgrenzung durch den Phyllit bei dem oberen dieser eine etwas breiter muldenartige Einlagerung vermuten, ohne daß aber eine Muldenumbiegung zu sehen wäre. Beide Gesteine fallen gleichmäßig gegen S ein.

Alle diese Verrucanovorkommen kann man nach dem Vorbilde jener bei Puschlin und am Rauchkopfkamm als Reste von Synklinen im Phyllit auffassen, welche durch die Versenkung in den Phyllit infolge von Schubbewegungen zusammengepreßt und von der Erosion zum Teil bewahrt wurden.

Einen anderen Charakter besitzt das Auftauchen gneisiger Gesteine bei Steinhof—Blons im vorderen Pitztal. Es wurde bereits oben näher ausgeführt, daß es sich hier um ein Auftauchen tieferer Gesteine handelt, welche an einer Schubfläche gegen Norden über den Phyllit aufgeschoben wurden.

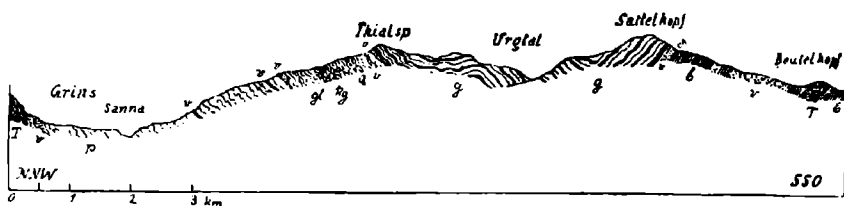


Fig. 10.

Buchstaben - Erklärung gleich wie bei Fig. 9.

Kg = Knötchengneis. — *O* = Orthogneis.

Auf ähnliche Weise ist vielleicht auch das Auftreten biotit-reicher Glimmerschiefer unter der Ganatschalm bei Flirsch zu erklären, die übrigens in manchen Stücken den Steinhof Gneisen recht ähnlich sehen. Doch ist ihr Feldspatgehalt nach den vorhandenen Schlifften ein geringer.

Eine sehr langgestreckte Quetschungs- und Bewegungsfläche verrät sich südlich von Wenns in dem Zustand des Granitgneislagers, welches dort bei St. Margareten beginnt. Diese Mylonitzone reicht von hier bis zu dem höchsten Gipfelkamm des Vennetberges und jenseits auf die obersten Hänge ober der Goglesalm.

Die Schubfläche von Steinhof durchschneidet, wie aus dem Profil von Krabichl hervorgeht, den Ueberschiebungsrand der Oetztaler Gneise, sie ist jünger als die Aufschiebung der letzteren. Dagegen ist bei der Wennser Schubfläche ein Uebergreifen über den Gneisrand nicht wahrzunehmen.

Wenn die Oetztaler Randdislokation im Pitztal sich ununterbrochen in jene am Ostrand der Bündner Schiefer des Prutzer Beckens fortsetzt, wie es oben wahrscheinlich gemacht wurde, so ist der Vorschub der Oetztaler jünger als die Schubfläche, welche den Südrand der Silvretta bildet, da letzterer von ihr abgeschnitten wird. Ebenso sprechen die Ortsverhältnisse dafür, daß er jünger ist als

die mit der Puschliner Mulde einsetzende Schubfläche zwischen Silvretagneis und der Phyllitglimmerschieferzone.

Schon der Uebergang der Gneise in die Phyllitgneise, der enge ursprüngliche Zusammenhang beider, der örtlich durch eine engbegrenzte Schubbewegung zerrissen ist, läßt es unwahrscheinlich erscheinen, daß diese Dislokation Puschlin—Thialspitz die Fortsetzung einer so tiefgehenden großen tektonischen Linie, wie jene des Oetztaler Randes, ist. Sie sind auch genetisch verschieden geartet.

Für ein Einschneiden des Oetztaler Randes durch die Puschliner Zone liegt kein deutliches Anzeichen vor. Verrucano, Trias und Phyllit setzen sich nicht über das Dolomitvorkommen nordöstlich Harben hinaus fort. Die Augengneise am Fuße des Kieleberges sind an ihrer Basis, der Amphibolit darüber an seinem westlichsten Ende mylonitisiert und könnte dies — über die aufschlußlose Sumpffläche hinweg — als Fortsetzung einer Puschliner Störung gedeutet werden. Doch läßt sich dies ebenso als randliche Zertrümmerung der Oetztaler Masse deuten, parallel der tieferen Mylonitzone am eigentlichen Rand und bei dem Augengneis entspricht es überdies der besonderen Neigung der Orthogneise zur Mylonitisierung (siehe Wennser Granitgneiszug).

Es ergeben sich auf diesem Wege drei Phasen von Schubbewegungen: die ältesten unter den hier zusammenstoßenden wären jene von Puschlin, Thial etc. mit Ueberwältigung der Verrucanosynklinen und Verschiebung der Gneise gegen N über die Glimmerschiefer; dann folgt der Vorschub der Oetztaler über die Phyllite und über die Silvretagneis und zuletzt das Durchschneiden des Oetztaler Randes durch die letzten Schubbewegungen im Phyllit. Die Verrucanoschuppenbildung bei Pians und Tobadill kann als gleichzeitig mit jener am Thialspitz betrachtet werden.

5. Gesteinsdeformation.

Der Charakter der Phyllitzone von Landeck als ein Bereich lebhafter tektonischer Bewegung kommt in strukturellen und chemischen Veränderungen der Gesteine zum Ausdruck, besonders dort, wo die Bewegung sich in bestimmten schmalen Zonen gesammelt hat.

Die Umwandlung besteht dort einerseits in stofflich-mineralogischen Veränderungen andererseits in der Zerstörung der ehemaligen Struktur. Meistens gehen beide Umwandlungen nebeneinander vor sich, doch fehlen auch nicht die beiderseitigen Endglieder der Reihe.

Der Mineralumsatz besteht vor allem in der Serizitisierung und Chloritisierung des Glimmers und in der Umwandlung des Feldspats in Serizit, Epidot, Zoisit, Kalzit. Fast immer beobachtet man gleichzeitig im Dünnschliff kataklastische Erscheinungen, wobei immer der Quarz zuerst vor den anderen Gemengteilen dergestalt reagiert. Das Produkt dieser Umwandlung sind mannigfache diaphthoritische Schiefer.

Die kataklastischen Erscheinungen mikroskopischen Ausmaßes sind der Anfang zu der Reihe der Mylonitgesteine.

Als Mylonite wurden hier solche Deformationsformen bezeichnet, in denen die mechanische Deformation vorherrscht und auch makroskopisch die Gesteinstracht bestimmt. Es sind darunter sowohl richtungslose, massige Mylonite als auch verschieferte: Flasermylonite, Mylonitschiefer.

Die Beschränkung der Bezeichnung Mylonit nur auf geschieferte Gesteine, wie es Staub¹⁾ tut, erscheint mir durchaus unbegründet und dem ursprünglichen Gebrauch des Wortes widersprechend.

Die verschiedenen Arten und Grade der Dislokationsmetamorphose kommen am vollständigsten an den Granitgneisen zur Ausbildung.

Der schon in einer früheren tektonischen Phase erworbenen Paralleltexur oder Schieferigkeit wurden bei den Schubbewegungen stärkere Deformationen aufgeprägt. Zunächst bilden sich daraus stark flaserige Gneise, häufig mit Augenstruktur, die Schieferungs-(Flaserungs-)flächen mit grünlichem Serizit überzogen. In diesem Stadium befinden sich fast alle Orthogneise der Region. Mikroskopisch geht bei stärker ausgeprägten Formen dieser Art bereits eine Sonderung der Gemengteile in feinkörnige Aggregate, beziehungsweise Serizitflaser vor sich; die Quarzflaser zeigen in manchen Fällen Gefüge-
regelung nach Sanders Quarzgefügeregel. Derartige Gesteine bezeichnet P. Quensel²⁾ in seiner Einteilung der Mylonite, welche sich sonst sehr gut auf die Landecker Gesteine anwenden läßt, als Mylonitgneis, doch möchte ich für solche Gesteine noch nicht die Benennung Mylonit verwenden, da hier die kristalloblastische Umwandlung stärker hervortritt als die rein mechanische.

Wie bei der Beschreibung der Vintschgauer Augengneise (Jahrb. d. Geol. R.-A. 1909) ausgeführt wurde, führt die Metamorphose aus diesen Gneisen zu einem Quarzglimmerschiefer, beziehungsweise Serizitschiefer als Endprodukt.

An den Schubflächen der Phyllitzone und am Oetztaler Rand drängen sich aber mehr die klastischen Umformungen vor. Wir treffen am Rand der Oetztaler Masse (Aifenspitz, Leins) Granitgneismylonite, mit richtungslos grobbrecciöser Struktur oder grobflaseriger, makroskopisch deutlich klastischer Struktur, welche den Kakiriten der schwedischen Geologen entsprechen. Die flaserigen und schieferigen Granitgneismylonite sind grünlichgraue bis schwärzliche, feinkörnige bis dichte Flasergesteine; die Schieferungsflächen gleichzeitig bucklige glänzende Rutschflächen, gestriemt oder mit glatten Harnischen oder auch mit Nestern von Glimmerschuppen. Der Gesteinscharakter ist ein stark schwankender, Flaser und größere Partien mit noch besser erhaltener Gneisstruktur wechseln mit solchen mit gänzlich zerstörter Struktur. Nur diese Relikte des Ausgangsgesteines lassen in den ausgeprägten Mylonitzonen entscheiden, ob man es mit einem schieferigen Granitgneismylonit oder einem solchen nach Schiefergneis oder auch Verrucano zu tun hat, denn auch letztere gehen bei vor-

¹⁾ Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 60. Bd., S. 71.

²⁾ Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. of the geolog. Inst. of Upsala, 15. Bd., S. 91 u. ff.

geschrittener Mylonitisierung in einen dunkelgrünen oder schwarzen, bröckligen, von Rutschflächen dicht durchzogenen Schiefer über. In Vordergiggl sind sie etwas graphithältig; nicht selten ist Schwefelkies eingesprengt.

Den Serizitschiefern, als hauptsächlich durch mineralische Metamorphose entstandenem Endglied, stehen auf der anderen Seite der Reihe der dynamometamorphen Umwandlungen jene richtungslos struierten, dichten Mylonite gegenüber, welche ich im Jahrb. d. Geol. R.-A. 1914, S. 555 vom Rand des Bündner Schiefergebietes als Gangmylonite (pseudoeruptive Mylonite) beschrieben habe. Sie durchsetzen dort den brecciös zertrümmerten Rand der aufgeschobenen Silvrettagneise über den Bündner Schiefer mit einem Adernetz, welches seinem makroskopischen Bilde nach an Eruptivbreccien erinnert. Sie entsprechen dem was Quensel Ultramylonite nennt: richtungslose Kataklyse mit vollständiger Zerstörung der ursprünglichen Struktur, ohne erkennbare Porphyroklasten, und was in Termiers Stufenleiter der Deformation als *purée parfaite* (sans laminage) bezeichnet wird¹⁾. Soweit bei dem Zustand dieser Gesteine überhaupt noch die mineralische Zusammensetzung erkannt werden kann, sind sie ein Produkt rein mechanischer Deformation, ohne oder mit nur geringer Umkristallisation.

Gleiche Gangmylonite trifft man nun auch mehrfach in dem hier behandelten Gebiete. Ich beobachtete solche in den randlichen Teilen der Oetztaler Masse in den Biotitgranitgneisen gegenüber Blons (auch jene am Walderbach-Biotitgranit stehen ihnen nahe), ferner in den Mylonitzonen des vorderen Paznaun auf der Giggleralm, am Nordgrat der Giggler Spitze, in der Trisannaschlucht und im Malfontal. Auch hier durchdringen sie das Gestein in allen Richtungen als dicke, muschelartig brechende dunkle Ader, am Nordgrat der Giggler Spitze sind sie in meterdicken Bänken in die Mylonitschiefer eingeschaltet. Häufig beobachtet man in ihnen Schwefelkies eingesprengt. Das mikroskopische Bild entspricht genau jenen im Jahrb. 1914 beschriebenen und abgebildeten.

Der Unterschied dieser Ultramylonite gegenüber den anderen besteht meines Erachtens aber nicht darin, daß sie den höchsten Grad der Mylonitisierung, die anderen geringere Grade darstellen, sondern in der Art ihrer Entstehung. Bei ihnen ist die ganze Zermalmungskraft mechanisch-rupturell zur Auswirkung gekommen, bei den übrigen hat sich diese in geringerem oder größerem Maße auch in chemisch-mineralogische Vorgänge umgesetzt.

Die Gangmylonite finden sich besonders an Stellen, wo Bewegungen größten Ausmaßes auf den engsten Raum konzentriert waren: die Ueberschiebung der Silvrettagneise über die Bündner

¹⁾ Sur les mylonites de la region de Savone. Compt. rendus d. seances de l'Acad. d. sc. Paris, 152. Bd., S. 1550. — J. Lehmann beschreibt in seinem Werke über die „Entstehung der kristallinen Schiefergesteine“, Bonn 1884, S. 191—198, aus dem Gabbro des sächsischen Granulitgebirges Mylonitadern, die ganz mit jenen des Paznauner Gneisrandes übereinstimmen (Gabbrofelsite“), nur sind die ursprünglichen Bestandteile noch deutlicher erkennbar. Auch die Bilder (Taf. XIX, XX und XXI) bestätigen die Aehnlichkeit.

Schiefer ist sicher eine der größten tektonischen Diskordanzen weiterum dabei sind aber an der Schubfläche weder die Gneise noch die Bündner Schiefer weiterhinein in ihrer Masse zerrüttet, sondern die Bewegung ist scharf konzentriert auf eine Schubfläche und eine schmale Randzone der aufgeschobenen Gneise und nur diese ist von den Gangmyloniten durchdrungen¹⁾.

Aehnlich ist das Verhältnis beim Oetztaler Gneisrand im vordersten Pitztal.

Die Vorkommen in den Tobadiller Bergen liegen allerdings zusammen mit Mylonitschiefern aller Abstufungen, aber auch diese Bewegungszonen sind doch auch auf verhältnismäßig engen Raum begrenzt. Immerhin sind die Gangmylonite auch hier viel seltener in typischer Ausbildung anzutreffen als am Bündner Schieferrand.

Sowohl am Südrand der Silvretta als am Oetztaler Gneisrand erfolgte die Schubbewegung nicht parallel den Schichtflächen der Gneise, sondern schräg oder quer zu ihrem Streichen.

Die Mylonitschiefer und alle ihre Uebergänge bis zu den Serizitschiefern (Phyllonite Sanders) verbreiten sich an Bewegungszonen, welche in der Schieferungsebene erfolgten und sind weit weniger auf einzelne Flächen beschränkt, sondern umfassen breitere Streifen der Schichtfolge. Ihr Extrem ist eine allgemeine Phyllonitisierung ganzer Schichtkomplexe.

Auf die Entstehung von Myloniten ist nicht nur die Mechanik der Bewegung, sondern auch die Art der betroffenen Gesteine von Einfluß.

Die Beobachtungen in der Phyllitzone von Landeck ergaben, daß der Mylonitisierung vor allem die Granitgneise unterliegen. Es sind wenige größere Granitgneismassen in diesem Gebiete, welche nicht bis zu gewissem Grade, mehrere in sehr hohem mylonitisiert wären.

Das auffälligste Beispiel ist der große Orthogneiszug St. Margareten (Wenns)—Vennetgipfel, welcher fast gänzlich in Mylonitschiefer umgeformt worden ist, während die begleitenden Phyllite zu beiden Seiten ihre unveränderte Struktur bewahrt haben. Die Mylonitbildung ist hier nicht an eine Störungslinie, sondern an das Gestein gebunden.

Die Orthogneise, welche zwischen Tobadill und Hintergiggel anstehen, sind gleichfalls weit stärker mylonitisiert als ihre Umgebung. Die Mylonitzone, welche „Am Mösl“ (Scheibenkopf) zum Nordgrat der Mittagspitze zieht, ist an eine Linse von Biotitgranit gebunden und geht nicht darüber hinaus. Ebenso fällt die Mylonitzone am Großfallkopf mit einer Orthogneiseinschaltung zusammen.

Auch im Gneisgebirge treffen wir noch diese Lokalisation des Mylonitbildung, zum Beispiel am Augengneis an der Nordseite des

¹⁾ Auch Cornelius berichtet im „Führer zu geol. Excursionen in Graubünden etc.“, 1912, daß bei der Ueberschiebung des Granits von Gravasalvas auf die Liasschiefer am Longhinpaß ersterer an seiner Unterfläche stark mylonitisiert wurde, letztere nicht. Bei der Ueberschiebung des Corvatschgranits auf die Schiefer von Val Fex herrscht nach Staub (Vierteljahrsschrift der Schweizer naturf. Ges. 1915) die gleiche Verteilung.

Kielebergs, bei der Amphibolit-Biotitgranitmasse am Nordgrat des Planskopf (Urgtal).

Diese selektive Druckmetamorphose, welche den Vennet-Wenenser Granitgneis zu Mylonit verwandelt hat, ist nicht die Wirkung einer Bewegung an einer dort durchschneidenden Schubfläche, sondern es kommt darin die Durchbewegung, welche die ganze Phyllitregion betroffen hat, zum Ausdruck, während sie im Phyllit in den Gleitungen an der feinen Schieferung sich unauffällig und in weiterer Verteilung ausgleichen konnte. Die Gneislinse in den Phylliten spielt eine ähnliche Rolle wie Porphyroblasten oder große Einsprenglinge vom Feldspat, Quarz, Hornblende u. a. zwischen dicken Glimmerfasern; auch sie erliegen zuerst der Kataklyse. Die mylonitischen Granitgneise sind gewissermaßen die empfindlichen Indikatoren, welche die Durchbewegung der ganzen Region verraten.

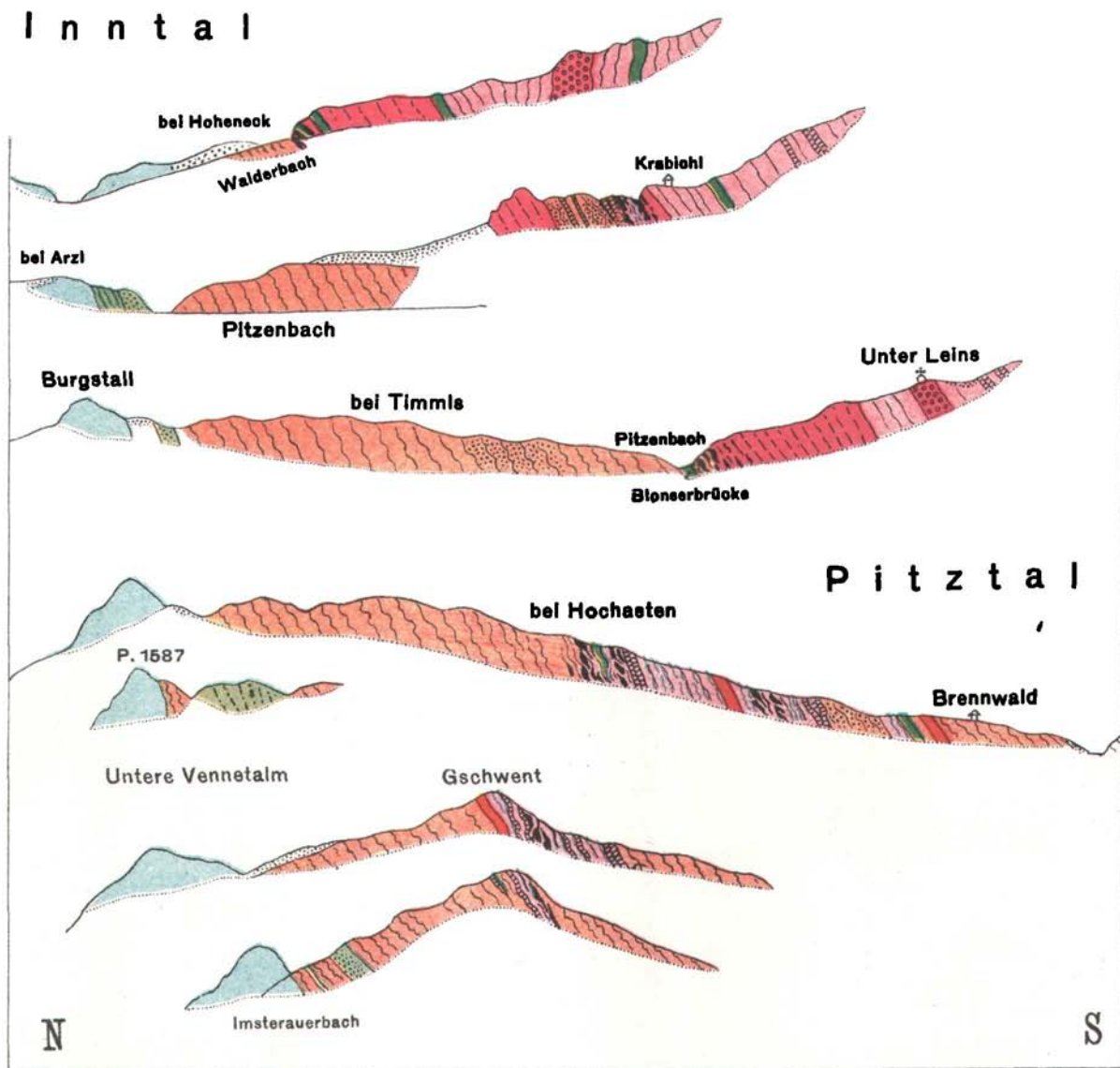
Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	205 [1]
A. Beschreibung der Gesteinsarten und ihrer Verbreitung	. 208 [4]
1. Phyllite und Einlagerungen in denselben .	. 208 [4]
2. Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer	. 213 [9]
3. Oetztaler- und Silvrettagneise .	217 [14]
4. Gneiszone von Steinhof im Pitztal	. 220 [16]
5. Ganggesteine	225 [21]
6. Verrucano	. 230 [26]
B. Tektonik	235 [31]
1. Nordrand der Phyllitzone	. 235 [31]
2. Rand der Oetztalergneise .	. 237 [33]
3. Der Nordrand der Silvrettagneise	244 [40]
4. Schuppungsflächen innerhalb des Phyllites	252 [48]
5. Gesteinsdeformation	. 254 [50]

Profile durch das vordere Pitztal.

1 : 25.000.

-  Triaskalk und -dolomit.
-  Buntsandstein
-  Verrucano.
-  Phyllit.
-  Granatphyllit
-  Quarzit.
-  Albitchloritschiefer.
-  Biotitschiefergneis und Quarzite der Zone von Steinhof.
-  Öztaler Schiefergneis und Quarzite.
-  Amphibolit und Hornblendeschiefer.
-  Augen- und Flasergneis.
-  Muskowitgranitgneis.
-  Biotitgranit.
-  Mylonite.
-  Moränen und Halden.





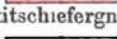
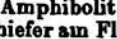


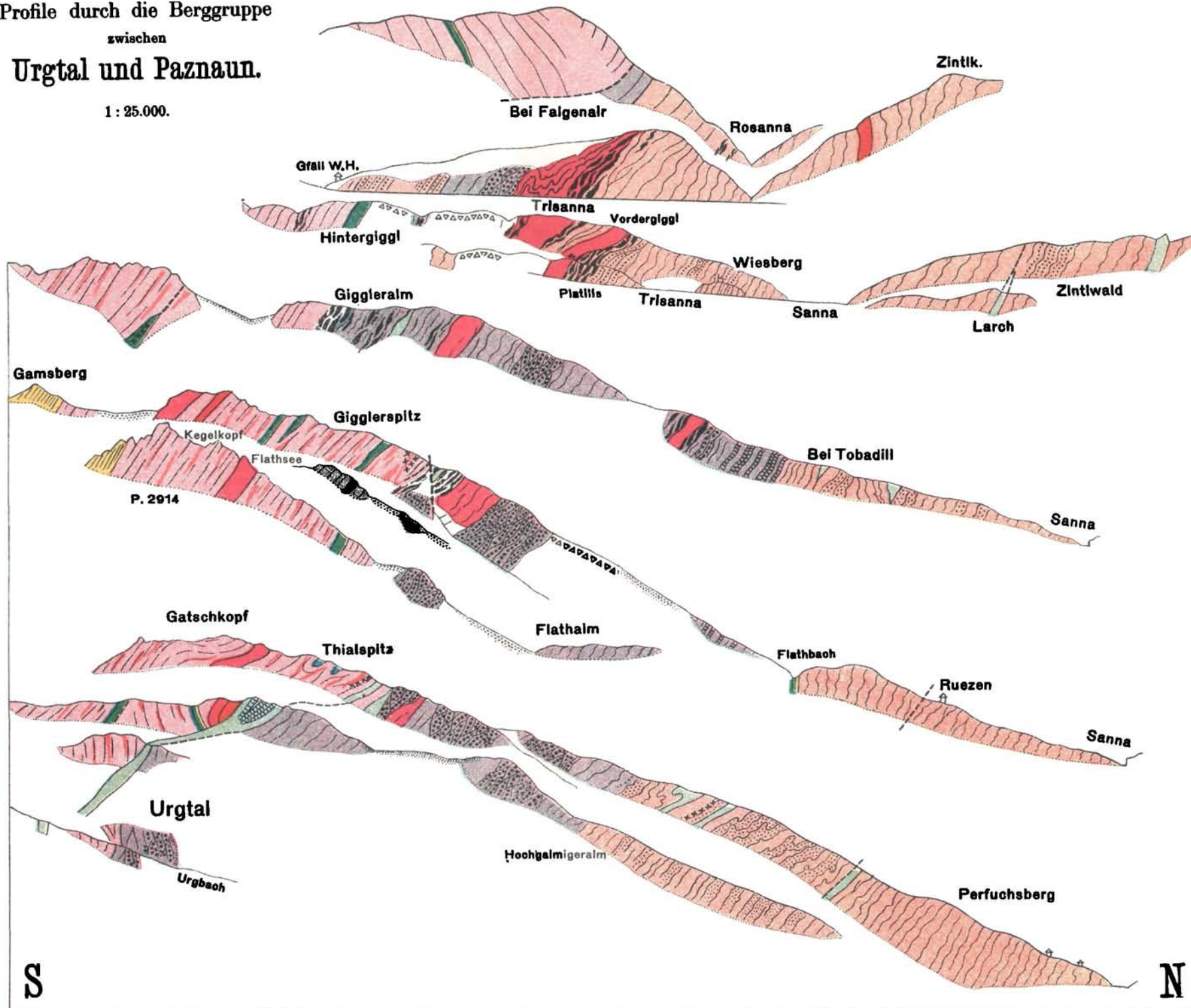
Profile durch die Berggruppe

zwischen

Urgtal und Paznaun.

1 : 25.000.

-  Kalke und kalkige Schiefer der unteren Trias (?).
-  Verrucano.
-  Phyllit.
-  Garnatphyllit.
-  Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer
-  Feldspatknottengneise.
-  Quarzitische Schiefer und Quarzite.
-  Garnatglimmerschiefer der Rothbleiskopfgruppe.
-  Biotitschiefergneis
-  Kristalliner Kalk (im Gneis).
-  Amphibolit; Grünschiefer am Flathbach.
-  Biotitgranitgneis.
-  Muskowitgranitgneis
-  Pegmatitische Durchsüderung im Gneis.
-  Vererzung.
-  Mylonite.
-  Bergstürze und Halden.



Profile
über die
Rifflergruppe.

1 : 25.000.

-  Verrucano (Quarzite und Sericitschiefer).
-  Phyllit.
-  Granatphyllit.
-  Quarzite und quarzische Phyllite.
-  Feldspatführende Granatglimmerschiefer und Quarzite von Großfall.
-  Phyllitgneise und Glimmerschiefer Quarzite; Biotitschiefer von Ganatsch und Gampernun
-  Feldspatknotengneise.
-  Amphibolit (Hornblendeschiefer).
-  Staurolith-Granatglimmerschiefer des Paznaun.
-  Diabas.
-  Schiefergneise.
-  Biotitgranit, Augengneis.
-  Muskowitgranitgneis.
-  Mylonite.
-  Moränen und Halden.

