

Der granitische Kern der Stubaier Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen.

Von Wilhelm Hammer.

(Mit einer Tafel [L.] und 10 Textfiguren.)

Übersicht.

Die Stubaier Alpen werden durch den tiefen Einschnitt des vorderen Stubaitales und des Unterbergtales in zwei Hälften zerlegt, deren jede in einer Gletschergruppe ihre höchste Erhebung erreicht; im S des Unterbergtales die Pfaffengruppe, im N die Alpeiner Gruppe, in welcher die zahlreichen das Sellraintal umfassenden Seitenkämme zusammenlaufen. Die beiden Gletschergruppen, die durch einen in ähnlicher Höhe sich haltenden vergletscherten Kamm zu einer größeren Einheit verbunden sind, zeigen bei durchschnittlich gleicher Gipfelhöhe in ihren Bergformen einen deutlichen Unterschied: Während in der Pfaffengruppe breite, hochgelagerte Firnfelder bis nahe an die Kämme reichen und die Gipfel des Hauptkammes sich wenig über dieselben erheben und selbst größtenteils firnbedeckt sind, herrscht im Landschaftsbilde der Alpeiner Gruppe der Fels vor, die Gipfelkämme ragen zumeist als schroffe Felskämme steil empor. Der Unterschied kommt dadurch zustande, daß die südliche Stubaier Gruppe vorwiegend aus Schiefergneisen sich aufbaut mit nur untergeordneten und meist geringmächtigen Einlagerungen von Granitgneis und Amphibolit, die Alpeiner Gruppe dagegen aus einer großen, von breiten Amphibolitzügen umsäumten granitischen Masse herausgeschnitten ist, welche als Alpeiner Granitgneismasse bezeichnet werden kann.¹⁾

Die langgestreckten Kämme, welche vom Alpeiner Gebirgsknoten gegen N ausstrahlen, liegen in einem ausgedehnten Bereich verschiedener Schiefergneise und Glimmerschiefer, der sich bis zur Tiefenlinie Rotenbrunn in Sellrain—Kühtai—Ochsengarten erstreckt und nur auf der Ötztaler Seite ein paar größere granitische Massen umschließt (Acherkogel, Engelwand, Winnebach). Da auch im vorderen Stubai Schiefergneise und Glimmerschiefer vorherrschen und im S die Schieferregion der Pfaffengruppe angrenzt, so ist die Alpeiner Gruppe fast auf allen Seiten von weiten Schieferbereichen umgeben und bildet so einen orographisch und geologisch ausgezeichneten Kern in den Stubaier Alpen.

Michael Stotter (gest. 1848) hat die bevorzugte Stellung dieser Gruppe bereits erkannt. In seiner hinterlassenen Schrift über die „Ötz-

¹⁾ Siehe Verhandlung der Geologischen Bundesanstalt 1924, 1927 und 1928, Nr. 1 (Jahresberichte).

taler Masse“, welche Ad. Pichler 1859 veröffentlicht¹⁾ hat, faßt er den „Stubai-Knoten“ als eines der beiden tektonischen Erhebungszentren der Ötztaler Alpen auf und in ihm den Alpeiner Granitgneis als den „Kerngneis“, der von einer allseits abfallenden Schieferhülle ummantelt wird.

Stotters dem damaligen Stand der tektonischen Vorstellungen entsprechende Auffassung von der Rolle des Alpeiner Gneises bei der Gebirgsbildung wurde schon von Pichler in seinen ergänzenden Beiträgen zu Stotters Arbeit abgelehnt, und auch die vom Verfasser in den letzten Jahren durchgeführte neue Aufnahme der Stubai-Gruppe führte zu einem anderen tektonischen Bilde.

Die Alpeiner Granitgneismasse umfaßt im W den hochragenden Gebirgsstock des Lisenzer Ferners (Fernerkogel—Brunnenkogel) und daran anschließend den Hauptkamm vom Wilden Hinterbergl bis zum Schwarzenbergjoch, im W abgegrenzt durch das Seltrainer Längental und das Schrankar; am östlichen Begrenzungskamm des Lisenzer Ferners reicht der Granitgneis bis zum (Inneren) Rinnennieder. Ferner gehört ihm an der vergletscherte Kamm östlich des Alpeiner Ferners vom Punkt 3399 der Ruderhofspitze (Nordwestgrat) an über die See- und Kräulspitzen bis zur Scharte zwischen Alpeiner und Valbesoner Knotenspitze und der südlichste Teil der Sommerwand (Punkt 3145). Im Valbeson reicht der Granitgneis bis zum Talriegel des Hohen Moooses und südlich desselben bildet er den Scheckbüchelgrat und die Pfandlerspitze, von der die letzten Ausläufer über den Daumbühel und die Pfandleralm bis in das Gehänge ober Ranalt sich erstrecken. Dieser Ausbreitung entspricht der aus der beigegebenen Kartenskizze ersichtliche hakenförmige Umriß, der durch die im folgenden beschriebenen tektonischen Störungen zustande kommt.

Im N und S schmiegen sich an den Rand des Granitgneises breite Züge von Amphibolit, die sich besonders in dem einspringenden Winkel jenes Hakens zu großer Mächtigkeit anstauen. Im N bauen die Amphibolite die Hohe Villerspitze und größtenteils den Blechnerkamm, Kreuzkamm und die Rinnenspitze mit ihren beiderseitigen Seitenkämmen auf; im einspringenden Winkel entfalten sie sich an der Sommerwand mächtig. Im O bilden sie die breite Wandflucht der Greithspitze am Ausgang des Valbeson und stehen, aufgelöst in einzelne dünne Lager um das Ostende des Granits herum, mit der südlichen Amphibolitzone in Zusammenhang. Letzterer gehört der dunkle Felsgrat Grabawand-Ruderhofspitze (Gipfel) und die oberste

1) Zeitschrift des Ferdinandeums in Innsbruck, III. Folge 1859, S. 7 u. f., die einzige geologische Originaldarstellung der Gruppe bis heute. J. Blaas folgt in seiner „Geologischen Übersicht des Stubaitales“ in dem Werk „Stubai, Tal und Gebürg, Land und Leute“ Leipzig 1891 hinsichtlich des kristallinen Grundgebirges den Angaben von Stotter und Pichler. Letzterer hat der Arbeit Stotters auch eine geologische Karte (Umgebung Innsbrucks) beigegeben, welche er bezüglich des Wipptales im Auftrag der k. k. geologischen Reichsanstalt aufgenommen hatte. Seine Einzeichnung des Alpeiner Gneises wurde dann auch auf die Manuskriptkarte G. Staches von Blatt Ötztal (1872) übernommen.

Umrandung des Alpeiner Gletschers (Ruderhofspitze—Schwarzenbergjoch), ferner die Mutterberger Seespitze und der höchste Gipfel der Alpeiner Gruppe, der Schrankogel (3500 m), an.

Auf den Karten von Pichler, Stache und Blaas ist der Umfang des Granitgneises größer angegeben, weil auf ihnen die großen selbständigen Granitgneismassen, welche im N und S den Alpeiner Granit begleiten, mit ihm vereinigt sind, in Unkenntnis der trennenden Amphibolit- und Glimmerschieferzüge. Es sind dies: im N eine Granitgneismasse, welche von der Alpeiner Alm bis zur Sohle des Unterbergtales zwischen Kreßbach und Ranalt reicht, wo sie in breiter Front plötzlich endet. Sie baut den Kamm Uelasgrat—Basslerjoch—Kerachspitze auf, von dem sie einerseits bis zur Oberibalm, anderseits bis zur Ruetz herabreicht. Nach dem in ihrer Mitte liegenden Basslerjoch wird sie im Nachfolgenden als Basslermasse bezeichnet. Nur ein schmaler Streifen von Amphibolit und Glimmerschiefer trennt sie an den Knotenspitzen vom Alpeiner Gneis. In ähnlicher Weise wird im S eine bedeutend kleinere Masse von Augengneis auf der Mutterberger Alm durch die südliche Amphibolitzone (Ruderhofspitze—Hölltalspitze) vom Alpeiner Granitmassiv geschieden. Sie entfernt sich im O, wo sie sich in mehrere Äste zerteilt, immer weiter vom Amphibolit durch Zwischenschaltung breiter Schieferzüge und wird im weiteren als Mutterberger Masse angeführt.

Alle drei granitischen Massen mit den zwischenliegenden Amphiboliten und Schieferzügen nehmen einen Bereich von nahe an 100 km² ein, von dem ungefähr 32 km² auf den Alpeiner Granit, 18 km² auf die Basslermasse entfallen.

Die beigelegte Umrißkarte (Taf. I) gibt eine Übersicht der granitischen Massen. Das Kartenblatt „Ötztal“ der geologischen Spezialkarte 1:75000 befindet sich gegenwärtig in der Drucklegung.

Gesteine der Alpeiner Gruppe.

I. Granitische Gesteine der inneren Alpeiner Masse.

Wie bei mehreren der großen Granitgneismassen der Ötztaler Alpen, ist auch bei jener des Alpeinerstockes die Gesteinsbeschaffenheit nicht durch die ganze Masse gleich, sondern es heben sich randliche Teile in ihrer Zusammensetzung und Struktur von dem an Masse vorherrschenden Kerngestein ab.

Das Kerngestein ist ein Biotitgranitgneis von gleichmäßigem, mittlerem bis großem Korn, dessen Biotite eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Parallelordnung zeigen. Es fehlt nicht an Stellen, wo diese fast ganz verschwindet und in eine grobkörnig-granitische Struktur mit Biotitnestern übergeht, z. B. am Valbesoner Kräulferner, während andernorts bei glimmerreichen Abarten ein deutlicher Flasergneis entwickelt ist. An der Berglasspitze geht die Flaserung in eine stengelige Struktur mit linear ausgezogenen Biotitfasern über.

Typisch für weite Bereiche ist eine lockere Paralleltextur bei mittlerem Biotitgehalt.

Unter dem Mikroskop sieht man die Hauptbestandteile Quarz, Feldspat und Biotit, in Körnerfasern gesondert, bzw. wo die Struktur noch rein körnig, nicht flaserig ist, in Körnergruppen. Die Proben des Kerngesteins zeigen an Quarz und Feldspat keine Kataklyse, der Glimmer in einer Probe am Knotenferner Verbiegungen; er ist sonst aber durchwegs unversehrt und nicht selten auch schräg oder quer zur Schieferung gestellt. Die Kristallisation hat also die tektonische Verflaserung überdauert oder ist jünger.

Der Feldspat ist nach Lichtbrechung und symmetrischer Auslöschungsschiefe zu überwiegendem Teil ein Albitoligoklas, der meist stark von sekundären Mineralbildungen, besonders Glimmer, erfüllt ist; daneben tritt in mäßiger bis geringer Menge Mikroklin und Mikroperthit auf, die in der Regel viel einschlußfreier sind als die Plagioklase. (Vereinzelte Myrmekitkörner.) Als primärer Glimmer ist nur ein stark dichroitischer Biotit vorhanden, in dem nicht selten Zirkone mit kräftigen pleochroitischen Höfen stecken.

Eine Auszählung der Hauptgemengteile nach Rosiwal ergab an Schliften von fünf verschiedenen Fundorten folgende auf ganze Zahlen abgerundete Volumprozent:

Fundort	Quarz	Plagioklas	Kalifeldspat	Biotit
1. Scharte nördlich des Wilden Turms	43	37	7	13
2. Schrandele Ostgrat	46	35	6	13
3. Berglasspitze Nordgrat	41	42	8	9
4. Valbesoner Knotenferner (Moränenblock)	46	44	7	3
5. Verborgener-Berg-Ferner (Moränenblock)	31	37	22	10
Mittelwerte: .	41.4	39	10	9.6

Muster 1, 2, 4 und 5 entsprechen dem herrschenden Typus im Kern der Granitmasse, 3 ist mehr randlich gelegen. Die Trennung der Feldspatarten wird stellenweise erschwert und unsicher durch die starke Umwandlung derselben, da aber im allgemeinen der Kalifeldspat besser erhalten und viel weniger von sekundären Einschlüssen erfüllt ist als die Plagioklase oder ganz ohne solche, wurden die vollständig umgewandelten Feldspatkörner zu den Plagioklasen gezählt. Muster 5 ist eine besonders mikroklinreiche Ausbildung des Kerngesteins.

Um bei der chemischen Analyse nicht durch örtliche Schwankungen in der Zusammensetzung ein einseitiges Bild zu erhalten, wurde eine Durchschnittsprobe aus drei Mustern von verschiedenen Fundstellen des Kerngebietes analysiert: ein Stück aus der Moräne des Verborgenen Berg-Ferners, ein Stück aus der Mittelmoräne des Alpeiner Gletschers

unter dem Ostgrat des Schrandele und ein Stück aus der Mittelmoräne zwischen Kräul- und Alpeiner Ferner unter den Wänden der Valbesoner Seespitzen.

Die Analyse wurde von Bergrat Dr. O. Hackl und Ing. Fabich im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt ausgeführt. Die Alkalien wurden nach der Methode von Smith bestimmt und nach Fertigstellung der Analyse nochmals eine doppelte Kontrollbestimmung derselben nach der gleichen Methode durchgeführt.

	Gewichtsprozente	Molekular- quotienten × 1000	Molekularwerte nach Niggli
SiO ₂	71.01	1184	<i>si</i> 350
TiO ₂	0.39	5	<i>al</i> 39
Al ₂ O ₃	13.44	132	<i>fm</i> 21
Fe ₂ O ₃	1.01	6	<i>c</i> 13
FeO	2.27	32	<i>alk</i> 27
MnO	0.05	0	<i>k</i> 0.45
CaO	2.43	43	<i>mg</i> 0.36
MgO	1.01	25	<i>ti</i> 1.47
K ₂ O	3.81	41	<i>p</i> 0.29
Na ₂ O	3.12	50	<i>h</i> 14
Gesamt-H ₂ O	0.85	47	<i>gz</i> 142
CO ₂	0.14	3	<i>T</i> -1
P ₂ O ₅	0.19	1	
S	0.05	0	
	<u>99.77</u>		

Unter den von Niggli aufgestellten Magmatypen steht das Alpeiner Gestein den yosemitegranitischen Magmen am nächsten, die in den Alpen durch die Montblancprotogine, den Fibbiagranit u. a. vertreten sind. Niggli charakterisiert den Typus dieser Magmagruppe durch die Zahlen: *si* 350, *al* 43, *fm* 14, *c* 13, *alk* 30, *k* 0.45, *mg* 0.36. Die Ähnlichkeit liegt hauptsächlich in dem hohen Alkaliengehalt bei gleichzeitig relativ hohem *c*, wobei *k* unter 0.5 bleibt. Bei den normalgranitischen Magmen Niggli's liegt *fm* verhältnismäßig höher, *alk* niedriger (und *si* zumeist unter 300) bei sonst ähnlichen Werten. Weitgehende Übereinstimmung zeigen die Molekularwerte der adamellitischen Magmen, sowohl im Typus als in einzelnen Vertretern, z. B. Albulagranit. Doch sprechen die petrographischen Beziehungen zu den anderen Ötztaler Graniten mehr für eine Zuordnung zur Kalkalkalireihe.

Das Alpeiner Kerngestein ist nach seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung zur Gruppe der Granodiorite und Biotitgranite der Ötztaler Alpen zu stellen. Wie aus der weiter unten folgenden Tabelle (S. 101) ersichtlich ist, steht ihm das Acherkogelgestein (nach der Analyse von Hirschi) am nächsten. Auffallend und abweichend von den meisten übrigen Vertretern dieser basischen Gruppe der Ötztaler Granite ist der hohe Alkaliengehalt. Vielleicht ist durch die Beigabe des mikroklinreichen Gesteins vom Verborgenen-Berg-Ferner in der Durchschnittsprobe

der Alkalienwert zu stark erhöht worden. Jedenfalls ist durchwegs der natronreiche Plagioklas der herrschende Feldspat. Der gegenüber den anderen Vertretern der Gruppe niedrigere Wert von fm entspricht dem geringen Gehalt an dunklen Gemengteilen, während die Tschigatgneise, der Silzergneis u. a. reich an Biotit, die Granodiorite Hornblende führend sind.

Bemerkenswert ist, daß das Alpeiner Gestein und der Acherkogelgranodiorit (nach Analyse 6 α) keinen Tonerdeüberschuß, ersteres sogar einen kleinen Abgang an Al_2O_3 aufweisen, während alle anderen auf der Tabelle aufgeführten Granitgneise mehr oder weniger beträchtliche Überschüsse besitzen. Insbesondere zeigen die stark verschieferten Augengneise (Muskovitgranitgneise und Tschigatgneise $T = 13-17$), außerdem auch der Winnebachgranit ($T = 18$) solche. Eine Ausnahme unter den ersteren macht nur der Biotitaugengneis vom Schnalstalausgang, bei dem der Tonerdeüberschuß gleich Null ist (in der Umrechnung durch Aufrundung auf ganze Zahlen = 1). Bei dem Winnebachgranit beruht er wahrscheinlich auf Einschmelzung sedimentären Materials, bei den Augengneisen auf Stoffwanderung bei der Metamorphose.

Basische Konkretionen in Form von länglichrunden Anhäufungen parallel geordneter Biotitschuppen sind nicht selten zu beobachten, z. B. an den Brunnenkögeln, an den Seitengräten an der linken Seite des Alpeiner Gletschers, im Valbeson). In starkschiefrigen Lagen des Gneises sind sie lang ausgestreckt parallel zur Schieferung und dann großen Biotitfasern ähnlich.

Die Ausbildung des **Randes** der Alpeiner Granitmasse zeigt sowohl aus der Zeit der Erstarrung stammende Unterschiede gegenüber dem Kern als auch solche späterer Umwandlung unter tektonischem Einfluß.

Entlang dem Nordrand ist vom Längental bis zum Sommerwandferner eine aplitische Randzone ausgebildet; man beobachtet sie am Nordfuß des Lisenzer Fernerkogels, an der rechten Seite der Zunge des Lisenzer Gletschers, dann wieder sehr schön am Nordgrat (Rinnennieder) und am Ostgrat der Berglasspitze, an der rechten Seite der Alpeiner Gletscherzunge und am Sommerwandgrat.

Die Mächtigkeit der aplitischen Randzonen steigt von ein paar Metern (an der Zunge des Alpeiner Gletschers) bis zu etwa 100 m (Rinnennieder).

Östlich der Sommerwand verliert sich die aplitische Randbildung; an der Valbesoner Knotenspitze (SO-Grat) ist der Rand noch feinkörnig und etwas glimmerarm, weiterhin reicht am Hohen Moos das Kerngestein bis zum Rand.

In einem Schriff des Aplites vom Rinnennieder herrscht der albitreiche Plagioklas als Feldspat, demgegenüber Kalifeldspat ganz zurücktritt. Das Gestein besitzt Sonderung in Körnerfasern. Dagegen enthält eine Probe des Aplitrandes an der Lisenzer Gletscherzunge reichlich Mikroklin, während der (verglimmerte) Plagioklas nur die untergeordnete Lückenfüllung zwischen Quarz- und Mikroklinkörner, bildet. Er ist ungeschiefert, feinkörnig. Beide führen wenige kleine Biotitschüppchen.

Der Südrand ist größtenteils durch Entwicklung porphyrischer Struktur ausgezeichnet bei gleichzeitig reichlichem Gehalt an Biotit.

Gesteine solcher Art erstrecken sich von der Pfandler Alm ober Ranalt über den Scheckbüchelgrat und entlang dem Hochmoosferner bis zum Grat nördlich der Hochmooscharte; westlich des Alpeiner Gletschers, an der Wildgratscharte habe ich sie nicht beobachtet. Dagegen traf ich sie wieder am Westrand der Alpeiner Masse an der Felschwelle im Schrankar (Punkt 2542) und am Längentaler Joch. Da die linke Seitenmoräne an der Zunge des Schwarzenberggletschers Blöcke des typischen Biotitaugengneises enthält, dürfte solcher auch im obersten Bereich des Gletschers am Granitrand vorkommen.

Die porphyrische Fazies zeigt eine vom Inneren gegen den Rand hin stark zunehmende Verschieferung. Im Innern treten beiderseits des Hochmoosfernens porphyrische Formen auf, welche in einem sehr grobkörnigen und mäßig paralleltexturierten Grundgewebe aus Quarz, Feldspat und Biotit rechteckig-prismatische Einsprenglinge von Kalifeldspat enthalten in unregelmäßiger Stellung und Verteilung. Sie sind blaß bläulichgrau oder gelblich verfärbt und erreichen 5 cm Länge und 2—3 cm Breite. Der Dünnschliff eines Einsprenglings zeigt ihn als Orthoklas mit feiner, etwas verschwommener perthitischer Durchwachsung. Der schwärzliche Biotit des Grundgewebes ist in dichte, große Nester und Fasern gesammelt, die unter dem Mikroskop als Haufwerk feinsten Schuppen erscheinen, in dem einzelne dicke, große Biotite stecken. Auch die farblosen Bestandteile sind in Haufwerke (Gruppen und Fasern) kleinerer Körner umgeformt. Der Augengneis am Längentaler Joch enthält ausnahmsweise auch Hornblende als dunklen Gemengteil neben Biotit.

Die porphyrischen Granitgneise gehen gegen außen in Augengneise über durch Parallelstellung, Abrundung und Ausschwanzung der großen Feldspate und ausgeprägte Faserstruktur des Grundgewebes. Gegen den Außenrand hin werden schließlich die „Augen“ immer flacher und immer mehr ausgewalzt, bis zu äußerst feinblättrige Lagengneise als Endprodukt vorliegen.

Die Augengneise stimmen in ihrer Zusammensetzung und Tracht sehr gut mit den Augengneisen an der Südseite des Sulztals (Ötztal) überein, insbesondere mit jenen wenig verschieferten und besonders grobkörnigen Teilen, die auch die gleichen, mehrere Zentimeter langen Feldspateinsprenglinge in regelloser Stellung und die dichten, dunkelviolettbraunen Biotitnester enthalten, z. B. Sulzkar, Milchkar u. a. O. Beide Augengneise erleiden auch die gleiche Umformung in die feinblättrigen Lagengneise. Sie gleichen beide dem (cordierithaltigen) Porphyrganitgneis Ohnesorges am Schloßkopf im Inzinger Tal.¹⁾

Aplitische Randbildungen sind vielfach an den metamorphen Granitmassen der Ötztaler Alpen zu beobachten, dagegen ist eine analoge Entwicklung von Augengneis am Rand eines Biotitgranitgneises mir in diesem Gebiete nicht begegnet.

¹⁾ Tschermak, Mineralogische Mitteilungen, Band 38, 1925 (Hammer) S. 86.

Geologisch ähnlich erscheint die Lage des Augengneises, welcher den granitisch-granodioritischen Kern der Gleinalm¹⁾ an seinem Südrand umsäumt. Doch ist nach Angel der Augenspat hier auf spätere Zufuhr aus Restlösungen zurückzuführen, während bei dem Alpeiner Kern kein Grund vorliegt, den Augengneis nicht als primäre Abscheidung aufzufassen.

Entlang dem größeren Teile des Randes haben die Gesteine der Alpeiner Masse dann spätere tektonische Umwandlung erfahren.

Der Augengneis ist bereits eine tektonische Fazies, besonders deutlich tritt sie in den obenerwähnten äußersten Teilen desselben zutage. Als Endprodukt der Tektonisierung liegt hier ein Schiefer vor, der aus parallelen Lagen von 0.1 bis 1 mm Dicke zusammengesetzt ist: weiße Quarz- und Feldspatlagen und dunkelbräunliche Biotitlagen aus feinsten Schuppen.

Eine feine Kleinfältelung kommt in der dünnen Linierung des Querbruches ausgezeichnet zur Erscheinung, der Hauptbruch erscheint wellig und ist mitunter als Gleitfläche geglättet.

Unter dem Mikroskop sieht man an einer Probe von der Pfandler Alm dünne Quarzlagen von verschiedener Korngröße, Serizitlagen, die wohl aus dem Feldspat hervorgegangen sind und auch einzelne Biotite einschließen, und Biotitlagen. Die Glimmer (Biotit und Serizit) sind oft in paralleler Anordnung schräg oder quer zur Bänderung gestellt nach Art einer Transversalschieferung, auch die Quarze sind mitunter quer zu den Lagen gestreckt. Es kommt hier deutlich eine posttektonische Kristallisation zur Geltung, wie dies auch bei der feinlamellierten Auswalzungsform des Sulztaler Augengneises (Muschenschneid) beobachtet wurde. Letztere stimmen im Handstücke völlig überein mit den feinblättrigen Formen am Ruderhofspitz, Pfandler Alm u. a. O.

Am Längentaler Joch ist es in den Augengneisen nicht zur Ausbildung solcher Auswalzungsformen gekommen, sondern die Augengneise sind hier an der großen Querstörung einer postkristallinen rupturrellen Deformation, einer Mylonitisierung verbunden mit Diaphthorose unterworfen worden. Das gleiche gilt für die stark tektonisierten Randteile des Granits am Fuß der Wände im Längental und an den parallel gerichteten Zerrüttungsstreifen am Lisenzer Fernerkogl. Die Art der tektonischen Umformung weist auf das jüngere Alter derselben hin, auch ist hier die Durchbewegung nicht parallel zur Schieferung der Hüllgesteine und zur Paralleltexur des Granitgneises erfolgt, sondern an einer das Streichen der Schichten durchschneidenden Querstörung.

Eine der tektonischen Umwandlung des Südrandes entsprechende Tektonisierung zeigt wieder der aplitische Nordrand. Am Rinnennieder ist die aplitische Randzone in ihren äußersten Teilen zunächst in einen sehr stark verflaserten Muskovitgranitgneis mit serizitischem Glimmerbelag und Zickzackfältelung umgewandelt und schließlich am äußersten Rande in einen blättrigen Muskovitschiefer. Die Stengelstruktur (Pseudo-

¹⁾ Angel, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1923, S. 65, und Tschermak, Mineralogische und petrographische Mitteilungen, 39. Bd., S. 27.

augenstruktur) am Ostgrat der Berglasspitze wurde schon oben erwähnt. Auch am Nordgrat der Berglasspitze ist der randliche Kerngneis ähnlich geformt.

Verband des Granitmassivs mit der Schieferhülle.

Während demnach der Südrand, Westrand und Teile des Nordrandes eine scharfe Abgrenzung des Granitkörpers gegen die Hülle an tektonischen Verschiebungsflächen und damit die Zerstörung des ursprünglichen magmatischen Verbandes aufweisen, sind am Ostrande Granit und Hülle noch eng miteinander verbunden und die Abgrenzung beider infolge gegenseitiger Durchdringung undeutlicher. Es treten hier auf der Valbesoner Knotenspitze und ihrem Seitenkamm zwischen Jedlasgrube und Valbesoner Knotenferner mehrere kleine Begleitlager in der Schieferhülle auf, deren Gestein ein Augengneis mit großen (bis zu 5 cm Länge) plattgedrückten Feldspaten ist. Der Schiefergneis ist oft wenig deutlich von den Augengneisen abgetrennt und wird feldspatreicher und körniger nach Art von Injektionsgneisen. Zum Teil wird die Unschärfe der Abgrenzung bewirkt durch die sehr starke Verflaserung und Auswalgung, welche beide Gesteine gemeinsam erlitten haben. Die Ausbildung zahlreicher Quarzadern, breiter Glimmerfasern und die Auflösung der großen Feldspate in Körnerfasern nähert beide Gesteine einander in ihrer Tracht.

In ähnlicher Weise treten am Kamm Greithspitze—Pfandlspitze und im Gehänge gegen Ranalt einzelne Begleitlager in der Tracht stark gepreßter Augengneise auf. Als ein Begleitlager besonders großer Ausdehnung kann schließlich auch der Hölltalgranit und der Augengneis des Schwarzenbergs bezeichnet werden, der in der südlichen Amphibolitzone auftritt und gemeinsam mit dieser weiter unten beschrieben wird.

Auch am Nordrand treten ähnliche Verbandsverhältnisse im Bereich des Ostgrates der Berglasspitze auf, nur ist hier die Hauptgranitmasse deutlich abgegrenzt von der mit Granit durchdrungenen Schieferhülle durch die dem Granitrand folgende Bewegungsfläche. An der Südseite des Ostgrates sieht man mehrere konkordante Lager von Aplit, Aplitgneis und sehr feinkörnigem glimmerarmem Biotitgranitgneis in dem glimmerreichen Biotitschiefergneis ausstreichen, teils als geringmächtige Bänke, in mehrfacher Wiederholung übereinander, teils in dicken Lagern. Erstere reichen bis außerhalb der Mündung des Berglachs in den Alpeinerbach. Am Grat selbst fehlen diese Begleitlager und setzt nahe der Granitgneisgrenze an einer Mylonitzone gleich der Amphibolit ein (Fig. 1). Dagegen sieht man nördlich des Kammes, an den Rundhöckern ober dem Rinnensee, zwischen dem Amphibolit und dem Granitgneis in der wieder breiter entfalteteten Schiefergneiszone zahlreiche aplitische Gänge und Adern, teils konkordant, teils in gewundenem Verlauf den Schiefergneis durchbrechend (Fig. 2). Der Granitgneis ist ebenso wie am Grat aplitisch mit deutlicher Paralleltexur und ist hier durch keine Störungsfläche vom Schiefer getrennt; es läßt sich aber nicht feststellen ob der weitem von Moränenblockwerk

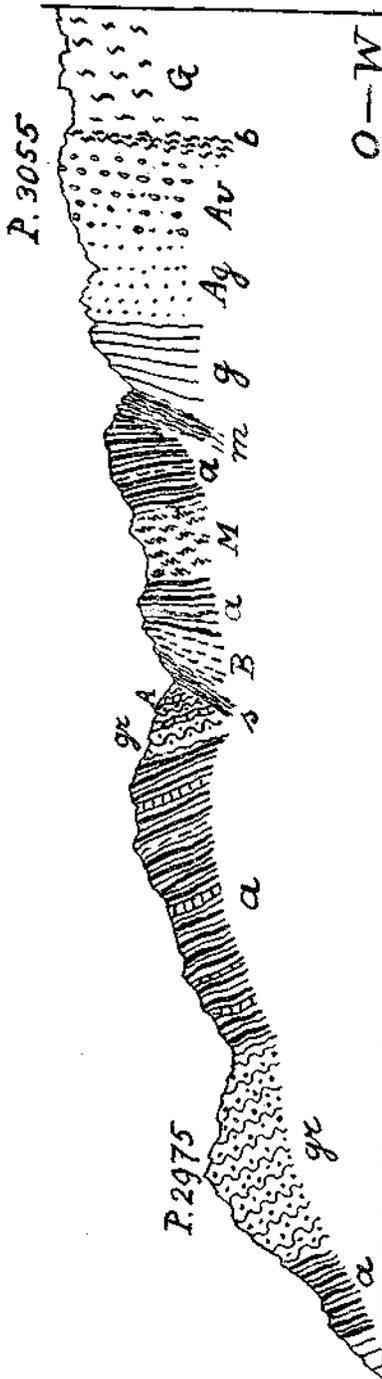


Fig. 1. Ostgrat der Berglasspitze *gr* = knochtige Granatgneise *s* = Serizitphyllit *m* = mylonitischer Schiefer *a* = Amphibolite mit Zwischenlagen von Hornblendgneis und Aplit *A* = Aplit *M* = faseriger Muskovitorthogneis *B* = feinkörniger Biotitgneis *g* = Biotit-schiefergneis *Ag* = aplitischer Rand des Granitgneises *Au* = stengeliger Augengneis *G* = Biotitgranitgneis *b* = dunkler, feinkörniger Biotitgneis (Paragneis?) im Granitgneis.

und Halden umgebene Granitgneis der Rundhöcker der Rand der geschlossenen Granitgneismasse oder ein größeres Teillager ist, um so mehr als am Ostgrat mehrere beträchtliche Störungsflächen die Schiefergneis-Amphibolithülle durchschneiden.

Die porphyrische Fazies des Granits erscheint nach ihrem Auftreten am Rand des Massivs und in den Begleitlagern abhängig von der Kontaktnähe. Wo die Lager wie z. B. am Scheckbüchelgrat mächtiger werden, geht auch im Innern desselben die porphyrische in die granitisch-körnige Struktur bzw. deren metamorphe Form über.

Eine Kontaktwirkung des Granits auf die umschließenden Schiefer konnte, von obigen auf Injektion hinweisenden Erscheinungen abgesehen, nicht festgestellt werden.

In der Moräne des Valbesoner Kräulferners und beim Valbesoner See (am Fuß der Seespitzen) sieht man Schollen eines dunkelbraunen, feinschuppigen Biotitschiefers eingeschlossen im Granit und von diesem durchdrungen, daneben auch Blöcke von Biotitschiefer ohne Granit. Es deutet dies darauf hin, daß unter dem Kräulferner und vielleicht auch an dem Felsgrat von der südlichen Kräulspitze (Punkt 3300) zur Seespitze eine schmale Schieferzone im Granit eingeschlossen ist und von diesem durchdrungen und zerteilt wurde. Damit würde auch

die Beschaffenheit des Granitgneises am See sprechen, da dieser hier feinkörnig und zum Teil glimmerarm ist, wie dies die Randzone am Valbesoner Knotenspitze zeigt. Es treten hier im Granit ganz unscharf umgrenzte gangartige Partien auf, welche in einem sehr feinkörnigen Feldspat-Quarz-Biotit-Gemenge einzelne oder gruppenweise sprenglingsartig hervortretende große Biotite enthalten. Unter dem Mikroskop ergeben sich als Hauptbestandteile ein albitreicher Plagioklas und Biotit, der in den zwei schon mit freiem Auge sichtbaren Generationen auftritt, und in den großen Biotiten ebenso wie im Granit Zirkon mit pleochrotischen Höfen einschließt, und Sagenit, wogegen Quarz nur in geringer Menge vorhanden ist. Die Struktur ist richtungslos-körnig.

Übereinstimmend mit dem Befund auf der Valbesoner Seite des Kammes findet man auch in der linken Seitenmoräne des Alpeiner Kräulferners, die an der Grenze gegen den Alpeiner Gletscher entlang-

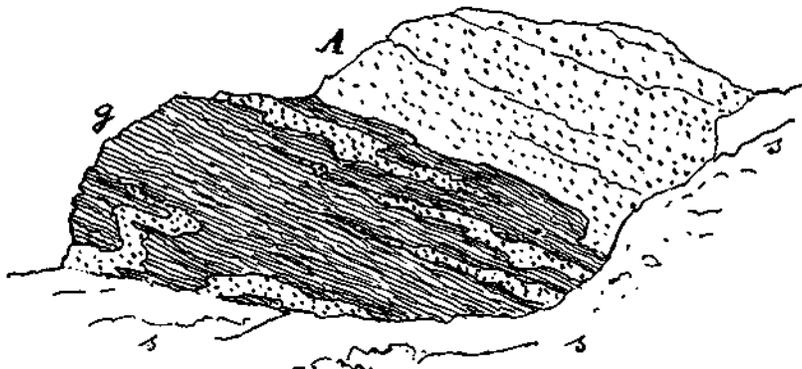


Fig. 2. Rundhöcker ober dem Rimmensee. Ansicht. A = aplitischer Granitgneiss
g = feinkörniger Biotitgneiss s = Schutt.

zieht und ihr Material von den Nordwänden der Östlichen Seespitze und dem Südrand des Alpeiner Kräulferners erhält, Blöcke eines biotitreichen Schiefergneises und solche von einem dunkelbraunen feinschuppigen, fast dichten Biotitschiefer, der nach dem mikroskopischen Befund aus einem nur wenig geregelten Biotitschuppenwerk besteht, in dem einzelne größere gerundete Albite eingebettet sind. Das Fehlen des Quarzes und die ungleichmäßige Verteilung der Bestandteile unterscheiden das Gestein von dem Typus der weitverbreiteten Öztaler Biotitschiefer.

Die geringe Menge der Blöcke läßt auf eine beschränkte Ausdehnung des Vorkommens schließen, das wohl in den Eis- und Felswänden der Seespitze oder unter dem Gletscher verborgen liegt.

Ganggefölschaft.

Unter den Geröllen der Valbesoner Kräulfernermoräne finden sich einzelne, welche an das Vorkommen von basischen Ganggesteinen in diesem Bereich hinweisen: Ein sehr feinkörniges, richtungslos struiertes Gestein, in dem neben dichtgedrängten winzigen Biotitschüppchen einzelne Biotite von 1—2 mm Größe und Nester solcher von 5—6 mm

Durchmesser und rechteckigem Umriß — vielleicht Pseudomorphosen nach Hornblende — hervortreten. Unter dem Mikroskop erblickt man neben den dicken kleinen Biotittäfelchen als Hauptbestandteil Schwärme und Nester kleiner Zoisitkörner und etwas Quarz als Füllsel zwischen den Biotiten. Im ganzen wohl ein lamprophyrisches Ganggestein; ein recht ähnliches beschreibt Hradil¹⁾ von Sölden im Ötztal und gibt eine auf Lamprophyre passende Analyse desselben. Ein anderes Gerölle zeigt ein gröberes körniges Gestein mit Hornblende und Biotit als dunkle Gemengteile und länglichen einsprenglingsartigen Feldspäten bis zu 1 cm Länge. Unter dem Mikroskop besitzt es Tracht und Zusammensetzung eines Biotitamphibolits mit kristalloblastischer Struktur. Die „Einsprenglinge“ lösen sich in Körnergruppen von Plagioklas auf.

Am Lisenzer Fernerkogl sind Gänge von Aplit mehrfach zu beobachten. Dicke, quergreifende Quarzgänge durchziehen die Südwand der Berglasspitze, auch im südlichsten Teil der Sommerwand und beim Valbesoner See treten Quarzgänge im Granitgneis auf.

Im ganzen ist die Gangefolgshaft des Alpeiner Granites eine sehr spärliche.

2. Gestein der äußeren Granitmassen.

Die beiden Granitmassen, welche symmetrisch im Norden und Süden der Alpeiner Masse erscheinen, die Bassler- und Mutterberger Masse, sind aus grobkörnigem Granitgneis aufgebaut, der zumeist Augengneisstruktur besitzt mit bis zu 4 cm langen und oft nach den Karlsbader Gesetz verzwilligten Kalifeldspäten als Augen. In der Mutterberger Masse tritt die Augenstruktur mehr zurück, in der Basslermasse ist sie fast allenthalben vorhanden. Der Glimmergehalt ist im allgemeinen gering und kann örtlich fast ganz verschwinden; Muskovit ist zumeist allein herrschend, streckenweise begleitet von etwas Biotit, z. B. in den südöstlichen Randeilen der Basslermasse, bei Ranalt ist letzterer bei im ganzen geringem Glimmergehalt vorwiegend. Auch bei der Franz-Sennhütte (Sommerwandbach) beobachtet man randlich stärkeren Biotitgehalt, an beiden Orten unter gleichzeitiger Abnahme der Korngröße des Gesteins.

Im Gebiet der Alpeiner Almen (Oberiß) sind die Feldspat-Augen blaßfleischrot gefärbt, was zusammen mit dem etwas verschmierten, grünlichen Glimmer ein für diese Granitgneisart bezeichnendes Gesteinsbild schafft. Im Dünnschliff erkennt man, daß die Augengneise außer den „Augen“ auch in dem groben Grundgewebe neben dem sauren Plagioklas noch reichlich Mikrokl. führen.

Am Schrimmennieder und Basslerjoch ist der kristalloblastischen Flaserstruktur eine jüngere, heftige, kataklastische Zerrüttung — hervorgerufen durch die unten erwähnte Querstörung — aufgeprägt; das Gestein zerfällt hier griesig unter dem Einfluß der Atmosphärien.

Die Basslermasse legt sich gegen S und W unmittelbar oder nur durch ein schmales Schieferband getrennt an die Amphiboliumrahmung des Alpeiner Massivs an; aber auch im Norden umsäumen sie noch

1) Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1911, S. 194.

einzelne geringer mächtige Amphibolitlager, so daß sie gewissermaßen noch in den äußeren Bereich der Amphibolitzone mit einbezogen ist.

An der Ostseite der Sommerwand ist der Basslergranitgneis mit den Amphiboliten eng verschweißt: In den Amphiboliten südlich der Franz-Senn-Hütte vermehren sich gegen den Rand zu die aplitischen Gneisbänder und gehen dann in stark verflaserter grauliche Gneise mit kleinen Feldspatäugen über und diese wieder bald in typischen Grobgnais mit großen Äugen.

Dagegen ist der Kontakt der Amphibolite mit dem Granitgneis im Kar nördlich des Schrimmennieders ein tektonischer, so daß das starke Überhandnehmen der Apliten an ihrem südlichen Ende (rechtsseitiges Felsköpfchen im Kar unter Basslerjoch) nicht als Zeichen eines ursprünglichen Verbandes von Amphibolit und Granitgneis herausgezogen werden kann.

Im Valbeson ist der Kontakt der Amphibolite mit dem Basslergranit fast durchwegs mit Halden überdeckt, zum Teil auch tektonisch.

Die Mutterberger Masse liegt ganz außerhalb der Amphibolitzone im Schiefergneis, in dem sie gegen Osten, in mehrere Teillager zerspalten, auskeilt. Auch da, wo sie den Amphiboliten am nächsten kommt — nördlich des Mutterberger Sees —, tritt sie nirgends in unmittelbare Berührung mit dem Amphibolit. Auf der Schongelairalm ist eine zweite selbständige kleine Granitgneismasse aufgeschlossen, die in dem breiten Schiefergneisbereich zwischen den Ostausläufern der Mutterberger Masse und der hier sehr verdünnten und lückenhaften Amphibolitzone liegt und fast rein aplitische Gesteinsart besitzt.

3. Übersicht über die granitischen Gesteine.

Wie schon oben angegeben wurde, schließt sich das Kerngestein der Gruppe der Biotitgranitgneise¹⁾ an, welche in ihrer Zusammensetzung gekennzeichnet sind durch das Vorwiegen des Plagioklases, und zwar eines albitreichen Plagioklases, unter den Feldspäten, starkes Zurücktreten des Kalifeldspates, durch Biotit als Vertreter der Glimmergruppe, manchmal begleitet von Hornblende, und in struktureller Hinsicht durch Ersatz der ursprünglichen, großen Mineralkörner durch Haufwerke kleinerer, die sich meistens in Körnerfasern ordnen. Ferner fehlt bei ihnen in der Regel die starke nachkristalline Deformation, welche für die „alten Intrusivgneise“ (Becke) bezeichnend ist.

Die basischesten Glieder der Gruppe sind die Tonalit- und Granodioritgneise der Plamorderspitze²⁾ bzw. der Engelwand usw., bei denen Andesin als vorherrschender Feldspat auftritt und Hornblende den Biotit als dunkler Gemengteil begleitet. Im Granodiorit des Acherkogls³⁾ gehört der Feldspat bereits zum Oligoklas, neben dem einzelne Mikroklinkörner eingestreut sind; Hornblende ist nur stellenweise in einer Randfacies entwickelt, so daß dem Acherkoglgranodiorit das Alpeiner

¹⁾ Siehe Hammer, Geologische Rundschau, Bd. XVI, S. 155.

²⁾ Hammer und Schubert, Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien, 126. Bd., 1917, S. 427.

³⁾ Verhandlungen d. Geol. St. A., 1921, Heft 4—5.

Kerngestein in der Zusammensetzung — und auch in der Struktur — nahekommt, wenn auch letzteres mehr Mikroklin enthält. Zusammen genommen mit der porphyrischen Randzone ergäbe sich im Durchschnitt für die ganze Alpeiner Masse jedenfalls ein höherer Kalifeldspatgehalt. Beide Massive enthalten basische Konkretionen.

Die porphyrische Randzone der Alpeiner Kernmasse stellt bereits eine alkalreichere Abstufung dieser Magmen dar.

Ebenso sind beträchtlich reicher an Orthoklas und Mikroklin der Augengneis der Muschenschneid, dessen petrographische Übereinstimmung mit dem Alpeiner Augengneis oben angeführt wurde, und die weiter westlich sich anschließenden Biotitgranitgneise und Biotitaugengneise im Ötztal (Längenfeld, Dorf, Hauerkogl, Loibiskogl) und der Tristkogelgneis im Pitztal, welche alle noch zu dieser Gruppe zu rechnen sind. Sie entsprechen ihrer Zusammensetzung nach dem Biotitaugengneis der Tschigatmasse in den südlichen Ötztaier Alpen.

Ein Massiv, welches mehrere Abarten dieser Gruppe in sich vereinigt, ähnlich wie das Alpeiner, ist jenes der Watzespitze, mit Biotitgranitgneis, Biotitaugengneis und Tonalitgneis.

Die Augengneise der Bassler- und Mutterberger Masse gehören dann der zweiten Gruppe granitischer Gesteine an, die kieselsäure- und kalireich sind und zusammen mit den Apliten das saure Endglied in der Reihe der „alten Intrusivgneise“ Beckes bilden und als typische Vertreter derselben erscheinen.

In der nebenstehenden Tabelle sind die Nigglichschen Molekularwerte für eine Anzahl von typischen Vertretern der obigen beiden Granitgneisgruppen und des Winnebachgranits als dritte Gruppe zusammengestellt.

Die Analysen 1—3, 6—8 und 10 sind der Abhandlung von Fr. Becke „Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen“, Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 75. Bd., S. 180, entnommen. 6a ist der Züricher Dissertation von H. Hirschi „Beiträge zur Kenntnis der gesteinsbildenden Biotite und deren Beziehungen zum Gestein, 1901“, entnommen und wird von Becke l. c., S. 205, mitgeteilt, weil diese Analyse von frischerem Gestein als 6b (Acherkogel) gemacht wurde und deshalb ein richtigeres Bild vom Stoffbestand der Acherkogelmasse bietet. 9 ist die Analyse des Biotitaugengneises am Ausgang der Schlucht des Schnalser Tals bei Naturns, ausgeführt und mitgeteilt von H. Hradil (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1909, S. 675). Analyse 4, 11 und 12 entstammen früheren Veröffentlichungen des Autors (4: Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1909, S. 707, 11: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 1917, 126. Bd., S. 441, 12: Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 1925, 38. Bd., S. 73). Von allen Analysen wurden die Nigglichschen Molekularwerte berechnet. Sie gewähren auf engem Raume eine bessere Übersicht als die Anführung der vollständigen Analysen.

Aus der Übersicht der Analysen geht einerseits deutlich die Gruppierung der Ötztaier Granitgneise in die drei genannten Gruppen — saure,

	Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	Gruppe
1	Maurach (Um- hausen)	493	50	13	5	32	0.49	0.21	264	Muskovitgranitgneise u. saure Augengneise
2	Söldnerkogel	446	52	13	7	30	0.62	0.26	226	
3	St. Leonhard im Passeier	447	49	14	6	31	0.46	0.28	223	
4	Plawener Alm	438	49	15	3	33	0.50	0.23	206	
5	Alpeiner Masse	350	39	21	13	27	0.45	0.36	142	Granodioritgneise und Biotitgranit- gneise.
6	Acherkogelmasse:	320	39	22	14	25	0.46	0.36	120	
6a	a) Tumpenersteig									
6b	b) Acherkogel	340	43	23	19	15	0.23	0.40	180	
7	Silz	307	43	29	10	19	0.46	0.34	131	
8	Tschigatmasse:	292	45	27	12	16	0.40	0.41	129	
8a	a) Zieltal									
8b	b) Partschins	284	41	29	11	19	0.55	0.39	108	
9	Schnalstal Ausgang	262	36	27	10	27	0.57	0.41	54	
10	Engelwand	284	39	27	18	16	0.37	0.39	120	
11	Plamorderspitze	197	42	30	17	12	0.37	0.50	49	
12	Winnebach	312	44	30	4	22	0.51	0.42	124	Winne- bach- granit

basische Granitgneise und Winnebachgranit — hervor, anderseits die Zugehörigkeit des Alpeiner Kerngesteins zu der basischen Gruppe. Der Bassler und Mutterberger Granitgneis wird gut vertreten durch die ganz gleichartigen Gesteine des Maurach bei Umhausen und des Söldnerkogels. Der Winnebachgranit nimmt eine Sonderstellung ein durch seine Annäherung an Alkaligranite (siehe diesbezüglich Tschermaks Mitteilungen, 1925, S. 75) und seine Pinitführung.

Das Differentiationsdiagramm (Fig. 3) zeigt die Mittelstellung der Biotitgranitgruppe zwischen den sauren Muskovitgranitgneisen, die sich den engadinitischen Magmen Niggli nähern, und den Tonaliten mit $alk < c$. Starke Abweichung von der Differentiationsreihe zeigt nur der Augengneis vom Schnalstal (9), der zahlreiche, besonders große Orthoklas-einsprenglinge (Augen) enthält, bei geringem Quarzgehalt, und die Analyse 6 b, bei der die Abweichung wahrscheinlich in der schon von Becke beanstandeten Unfrische des Materials liegt. Der Winnebachgranit (12) wurde als gesonderte Gruppe bei der Kurvenführung nicht einbezogen.

Auch im k - mg -Diagramm (Fig. 4) sondern sich die beiden Gruppen gut voneinander. Der Tonalitgneis der Plamorderspitze rückt in beiden Diagrammen als basischestes Glied von den übrigen granitischen und granodioritischen Gesteinen ab.

In das Diagramm wurde auch noch der (in der Tabelle nicht aufgenommene) „flaserige Granitgneis“ von Winterstall im Venter Tal nach

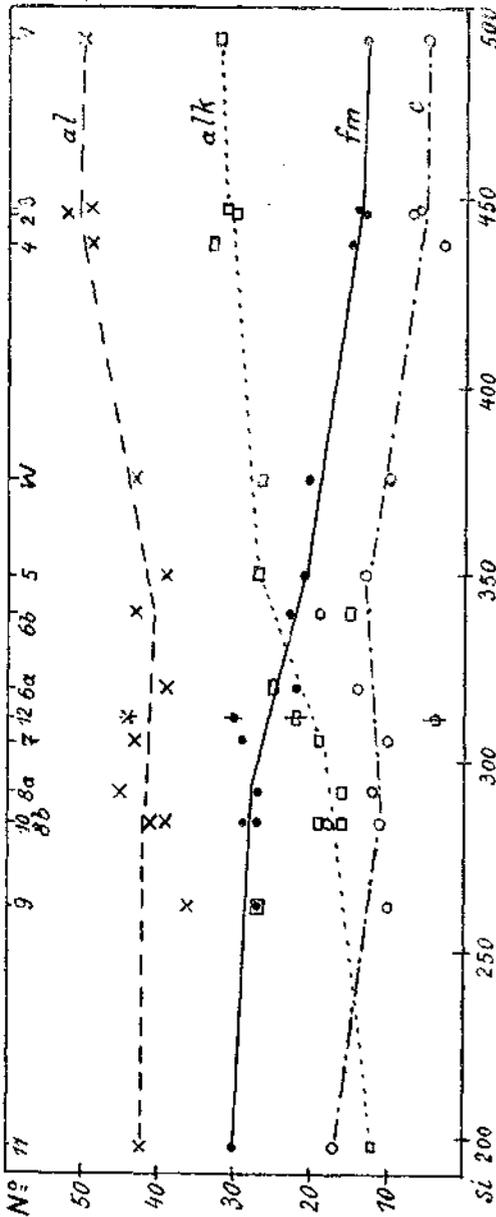


Fig. 3.

der von Becke (l. c.) mitgeteilten Analyse eingetragen (Buchstabe W). Er steht an der Grenze zwischen basischen und sauren Granitgneisen.

Wie aus dem von Streckeisen¹⁾ (S. 209) gezeichneten Diagramm der Ötztaler und Silvretta-gneise ersichtlich ist, gibt auch die Zusammenstellung mit den Silvretta-granitgneisen einen gut übereinstimmenden Kurvenverlauf.

Auch das von Angel²⁾ nach der gleichen Methode gezeichnete Verteilungsbild der granitischen Magmen der Gleinalpe zeigt die gleiche Reihenentwicklung, nur erfolgt der Übergang von den sauren Graniten zu den Granodioriten rascher: der Schnittpunkt von *alk* und *fm* liegt näher (bei $si = 280$) an jenem von *alk* und *c* als bei den Ötztaler Gesteinen, auch tritt bei letzterem Schnittpunkt schon Isografie ein. Dem Winnebachgranit chemisch entsprechend ist auch auf der Gleinalpe ein tsnagranitisches Gestein vorhanden, das aber geologisch eine ganz andere Rolle spielt: der schon oben erwähnte Augengneis, der das Hangende des Gleinalpkernrandes bildet, also eher dem Biotitaugen-

¹⁾ Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 1928, VIII. Bd., S. 87.

²⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beilageband LVI, Abt. A, 1928, S. 430. („Die Magmentaltung im Gleinalpengebiet.“)

gneis am Südrand der Alpeiner Masse entspricht. Seinen abweichenden chemischen Charakter führt Angel auf Umwandlung eines Granodiorits durch granitpegmatitische Zuflüsse zurück, wie überhaupt der Gneisalpenkern eine viel innigere Vermengung der verschiedenen Magmen zeigt als die Alpeiner Masse mit ihrer einfachen Verteilung der Granitarten.

Die Analysen aus der Acherkogelmasse und jene aus der Tschigatmasse zeigen übrigens auch, daß innerhalb derselben im Felde und im Handstück gleichmäßig erscheinenden granitischen Gesteinsmasse recht beträchtliche Verschiedenheiten der Zusammensetzung bestehen und dasselbe ergaben auch die Rosival-Ausmessungen am Alpeiner Gestein. Die großen Gruppen heben sich aber trotzdem gut gekennzeichnet voneinander ab. Ich kann mich deshalb sowie wegen der weiter unten beschriebenen regionalen Verteilung der Gesteinsarten der Meinung von Streckeisen nicht anschließen, daß die Differentiationen der granitischen Gesteine in der Silvretta- und Öztaler Gruppe wesentlich auf Aufschmelzungen der durchbrochenen oder benachbarten Gesteine und nur untergeordnet auf innermagnetische Differentiationen zurückzuführen seien.

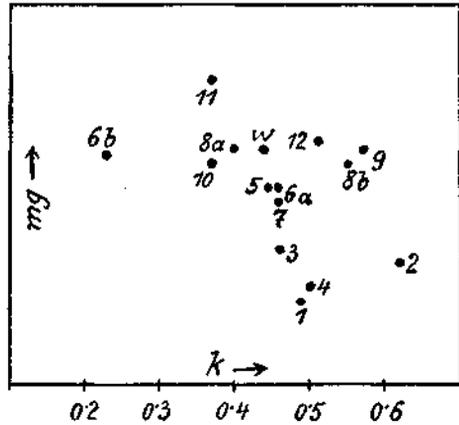


Fig. 4.

Nur bei dem Winnebachgranit dürfte der chemische Bestand stark durch Aufschmelzungen beeinflusst sein. Der Alpeiner Granitstock würde wenig gut zu jener Auffassung passen, da er, obwohl er von Amphiboliten umsäumt ist, teils eine ausgesprochen aplitische, teils eine ebenfalls saurer als der Kern zusammengesetzte Augengneisrandzone besitzt, während zu beiden Seiten außerhalb der Amphibolitzone die großen, einheitlichen, sauren Muskovitgranitgneise angrenzen. Dagegen werden gerade die Tonalit- und Granodioritgneise der Plamorderspitze und des Acherkogels hauptsächlich von Paragneisen mit nur untergeordneten Amphibolitlagern umschlossen, während die Muskovitgranitgneismassen der Aifenspitzen und des Birkkogels von mächtigen Amphibolitlängen begleitet werden.

4. Gesteine der Amphibolitzone.

Am Rinnennieder, an der Ruderhofspitze, beim Schwarzenbergjoch und bei der Valbesoner Ochsnerhütte legen sich die Amphibolite unmittelbar auf den Granitgneis. Im übrigen Bereich liegt zunächst dem Granit ein schmaler Zug von Biotitschiefergneis in der weitverbreiteten Ausbildung, welche die „Öztaler Schiefergneise“ allenthalben besitzen; bei dem Begleitlager von Augengneis an der Kreuzspitze und Greithspitze ist die Schiefergneiszone breiter.

In der nördlichen Amphibolitzone liegen zwischen den Amphibolitlagen und an ihrem Rande Granatglimmerschiefer, deren Granaten mitunter Kirschengröße erreichen. Oft sind sie reichlich von Quarzadern und Knauern durchsetzt.

Am Blechnerkamm, Kreuzkamm und an der Kerachspitze (Nordseite) sind die Glimmerschiefer dicht von großen Albitknoten durchwachsen, so daß das Gestein nicht mehr als Glimmerschiefer, sondern als ein dickbankiger kleinknolliger Biotitgranatgneis erscheint. An der Kreuzspitze (östliche Knotenspitze) wechseln quarzreiche Bänke mit großen Granaten mit quarzarmen, muskovitreichen, blättrigen Glimmerschiefern und mit Bänken von Feldspatknottenglimmerschiefer.

Gegen außen legen sich auf die Amphibolitzone die Schiefergneise des Oberbergtales, die in ihren Ausläufern bis zum Horntaler Joch reichen, nach innen werden die Amphibolite und Glimmerschiefer von den Schiefergneisen am Granitgneisrand unterlagert. Es herrscht hier, besonders an der Kreuzspitze, das umgekehrte Verhältnis, wie im Sellrainger Glimmerschiefergebiet, wo die Amphibolite in der Regel von Schiefergneis umgeben und durchzogen sind und nach außen von Glimmerschiefer umschlossen werden, z. B. am Kastengrat im Fotscherthal, also anscheinend ein genetischer Zusammenhang zwischen Amphibolit und Vergneisung der angrenzenden Schiefer besteht. Der gneisige Charakter der letzteren scheint demnach anderen Ursprungs zu sein als die in beiden Gebieten verbreitete Verfeldspatung.

Im östlichen und südlichen Teil der Amphiboliumrandung treten nur an der Greithspitze noch Muskovitsglimmerschiefer auf, sonst herrschen die Schiefergneise. Am Kamm Greithspitze—Pfandspitze treten in ihnen auch feinschuppige Biotitschiefer auf mit Biotitporphyroblasten und quarzische, feinschuppige Schiefergneise. Am Südabfall der Gamsspitze (Punkt 3092) und der Hölltalspitze trifft man am Südrand der Amphibolitzone feldspatreiche Biotitgneise, deren Zuordnung zu den Ortho- oder Paragneisen unsicher ist. (Siehe Prof. Taf. I.) An der Südseite der Mutterberger Seespitze und an den Bockkögeln sind Albitknotengneise weit verbreitet und besonders an den Bockkögeln schön entwickelt. Der Grad der Verfeldspatung wechselt oft; wo sie verschwindet, ergeben sich Glimmerschiefer. Stellenweise sind die Albitknoten sehr groß und dicht gedrängt, anderorts kleiner (Perlgneise). Mitunter ist ein geringer Granatgehalt zu beobachten.

Die Amphibolite weisen eine große Mannigfaltigkeit von Unterarten auf. Am häufigsten sind sehr hornblendereiche dunkle Plagioklasamphibolite, die auch in fast feldspatfreie Formen übergehen. Ferner findet man Epidotamphibolite mit hellpistaziengrünen Epidotschnüren. Seltener sind feldspatreiche Amphibolite von körniger Textur oder mit strahliger Hornblende. Biotitamphibolite leiten über zu Biotithornblendegneisen, wie solche besonders an der Sommerwand, Greithspitze und Gamsspitze entfaltet sind. Sie wechsellagern wieder mit Biotitgneisen.

An der Südseite des Scheckbüchelgrates laufen die breiten Amphibolitzüge der Ruderhofspitze in einzelne dünne Lager von Biotithornblendegneis und Biotithornblendeschiefer aus, teilweise mit Albitknötchen. Erst bei Ranalt setzen dann wieder die mächtigeren Amphibolite der Greithspitze ein.

Nicht selten sind Granatamphibolite. Sie besitzen oft eine massige, richtungslose Struktur, die Granaten haben Schrotkorngröße. In ihrer Gesellschaft befinden sich an der Alpeiner Gletscherzunge schwärzlich-grüne dichte Amphibolite mit reichlicher Einsprengung von Pyrit.

Kelyphitamphibolite mit völlig dichter Grundmasse und hellen, umrindeten, kleinen Granaten bilden den Rand der Amphibolite gegen den Granitgneis bei der Ochsnerhütte am Hohen Moos. Kelyphitamphibolit traf ich ferner an der Rinnenspitze und an dem Grabagrubennieder. An letzterer Örtlichkeit stehen auch die weißlich und dunkelgrau geflaserten Gesteine an, wie sie die Eklogite im Sulztal (Schwarzwanter u. a. O.) und bei Längenfeld begleiten und dort das Übergangsstadium vom Eklogit zum Amphibolit (Eklogitamphibolit) bilden.¹⁾

Die Kelyphitamphibolite bei der Ochsnerhütte zeigen im Dünnschliff die mikrodiablastische Struktur der Hornblende, wie sie an den Ötztaler Eklogitamphiboliten in mannigfacher Ausbildung zu beobachten ist. Doch kann, da Reste von Pyroxen fehlen, daraus allein nicht sicher entschieden werden, ob diese Amphibolite sich von Eklogit ableiten. Das diablastische Grundgewebe zeigt einheitliche Auslöschung in größeren Feldern, die mehr oder weniger mit ihrer Längsrichtung parallel geordnet sind, gleich wie die Gruppierung der Amphibole in einem Amphibolit. Dabei sind bei stärker schieferigen Formen auch die Einzelfasern der diablastischen Hornblende parallel gerichtet. Gleiche Felderteilung zeigen auch Eklogitamphibolite der Längenfelder Gegend. Die Umrindung der Granaten ist dünn; in einer anderen Probe sind sie bereits ganz in Haufwerke von Biotit, Zoisit und Hornblende umgesetzt.

Ein dichter derartiger „Eklogitamphibolit“ steht am Südhang der Greithspitze nahe über den Augengneis an. Er ist graugrün und weiß gebändert, mit einzelnen großen Biotitschuppen und wird von Aplit und Staurolithglimmerschiefer begleitet. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein flaserige Walzstruktur mit Fasern von diablastischer Hornblende und solchen von feinstem Feldspatkörnerwerk, in denen sich linsenförmige Nester kleinster Zoisite angesammelt haben. Stellenweise ist es zur Bildung größerer Hornblenden und langer Zoisitnadeln gekommen; große, ausgezackte Biotite ragen aus dem feinen Gewebe hervor und sind oft quer zur Flaserung gestellt, ebenso wie die langen Zoisite und mitunter auch die großen Hornblenden. Die Kristallisation erscheint deutlich posttektonisch. Gut übereinstimmende Typen von Eklogitabkömmlingen (auch mit Biotit) enthält das Profil Längenfeld—Burgstein.

Zu den Eklogitamphiboliten ist auch der dichte grüngraue Granat amphibolit mit reichlichen Pyriteinsprengungen zu rechnen, der am NW-Fuß der Sommerwand, bei Punkt 2291, ansteht. Er zeigt im Dünnschliff sehr reichlichen Gehalt an Granat, der eingebettet ist in ein teils feindiablastisch struiertes, teils bündelweise parallel geordnetes feinfaseriges Hornblendegemenge und Quarz. Die Granaten sind vielfach nur geschlossene Kristallschalen mit guter kristallographischer Innen- und Außenbegrenzung, der Hohlraum gefüllt mit Hornblende, Quarz oder auch mit diablastischem Gewebe. Ein Teil der Granatkristalle ist von einer dünnen Rinde kräftig grüner Hornblende umrindet.

¹⁾ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1926, S. 115.

Unveränderte Eklogite wie jene im Ötztal habe ich im Stubai bisher nicht aufgefunden. Das Vorkommen der mit den Abkömmlingen der Ötztaler Eklogite, den Eklogitamphiboliten, übereinstimmenden Gesteinsarten sowie A. Pichler's Angabe, daß das von A. Cathrein¹⁾ beschriebene Eklogitgerölle der Sill aus dem Stubaital stamme, lassen aber vermuten, daß erstere sich tatsächlich von Eklogiten herleiten und daß in den hohen Felswänden oder unter den Gletscherfeldern, welche große Teile der Amphibolitzonen verdecken, auch Eklogite selbst irgendwo anstehen dürften.

Ein bemerkenswertes Glied in der Reihe der Amphibolite bilden weiters großstrahlige Amphibolite beziehungsweise Strahlsteinfelse, welche im südlichen Zug auftreten. Schon an der Grabawand findet man in den dunklen, feldspatarmen Amphiboliten große Nester von schwärzlichgrüner Hornblende in Kristallen bis zu 5 cm Länge sowie solche von hellgrünem Strahlstein. Seltener an den Südausläufern der Ruderhofspitze, reichlich aber am Kamm Hölltal Spitze—Mutterberger Seespitze entfalten sich solche strahlige Entwicklungen zu ausgedehnten Lagen. Sie bilden hier dicke Bänke und Lager, welche hauptsächlich

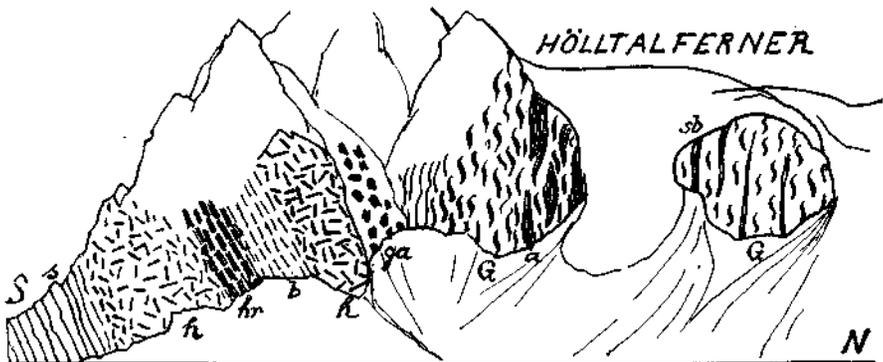


Fig. 5. *s* = Schiefergneis *h* = großstrahliger Amphibolit mit dunkler Randzone (*hr*). *b* = Biotitgneis *ga* = gabbroider Amphibolit *G* = Biotitgranitgneis mit Schlieren und Lagen von gabbroidem Amphibolit (*a*) und von Biotitschiefer (*sb*).

aus prismatischer Hornblende von graugrüner Farbe und 1—3 cm Länge (bei 0.5 cm Breite) bestehen. Die Hornblenden sind entweder annähernd in eine Ebene eingeordnet oder regellos gestellt. Seltener sind Bänke mit dunkelgrünen, schmalen, schüslerig auslaufenden Hornblenden von 1—2 cm Länge, und mit den Längsachsen in der Bankungsebene liegend, deren Zwischenräume mit feinkörnigem Feldspat ausgefüllt sind: Garbenamphibolite (Südwand der Mutterberger Seespitze).

Andere Bänke sind durch stärkere Aufnahme von Biotit in kleinschuppigen Fasern mit dem angrenzenden Schiefergneis verbunden.

Eine Probe vom Gipfel der Mutterberger Seespitze zeigt unter dem Mikroskop einen richtungslosen Verband von breit prismatischen, ausgefranzten

¹⁾ Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1889, S. 173.

Amphibolen von sehr blaßgrüner Farbe, ohne merklichen Pleochroismus, stärkere Absorbtion nach *c* kaum noch erkennbar, mit Auslöschungsschiefe von 18° . Daneben dort und da Nester von sehr kleinen Zoisitkörnern und Quarz als Einschluß im Amphibol; keine Kataklyse.

Eines der großen Lager solcher Gesteinsart am Ostgrat der Hölltal Spitze zeigt als Randbildung ein Gestein mit dichter bis feinkörniger dunkelgrauer Grundmasse, aus der einzelne große dunkelgrüne Hornblendensprenglingsartig hervortreten (Prof. Fig. 5). Im Schriff erscheint die Hornblende dunkler gefärbt als im großstrahligen Fels (*c* lichtbläulichgrün, *a* und *b* gleicher Ton, blasser); neben Hornblende tritt Biotit reichlich auf, zum Teil sicher aus Hornblende hervorgegangen, ferner Quarz und Zoisit; keine Kataklyse.

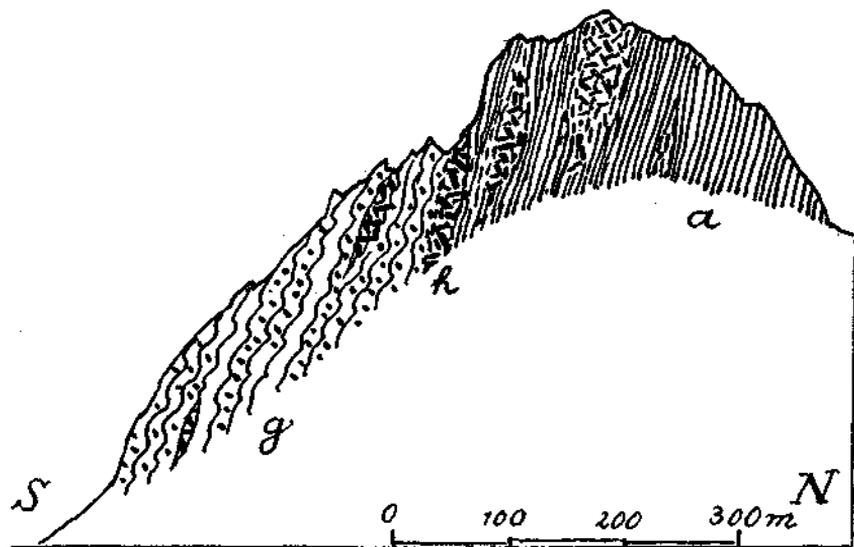


Fig. 6. Profil über die Mutterberger Seespitze (3298 m) *a* = hornblendereiche, dunkle Feldspatamphibolite *h* = Linsen und Lagen von großstrahligem Hornblendefels und Garbenamphibolit *g* = Perlgneis und Glimmerschiefer mit Albitknoten.

Die strahligen Hornblendefelse kommen sowohl im Amphibolit vor oder an seinem Rande als auch im Schiefergneis (Hölltal Spitze). Im Perlgneis am Mutterberger Seespitz ist er in kleinen Schlieren enthalten in der Nähe der Amphibolite (Gipfelwände), aber auch weit entfernt davon am Sattel zwischen Seespitze und Hinterem Bockkogel fand ich eine kleine Linse im Albitglimmerschiefer (Fig. 6). Gleichartige strahlige Amphibolite findet man noch am Westende der Hölltalgranitzone am Wannenkogel und am weiter südlich liegenden Granitgneis des Hinteren Daunkogls.

In der ganzen Amphibolitzone sind mit den amphibolitischen Gesteinen allenthalben granitisch-gneisige eng verbunden. Es sind dies vor allem die unzähligen Lagen von Aplit und Orthogneis (Orthobiotitgneis, Biotithornblendegneis) mit dem Amphibolit wechsellagernd bis herab zur

feinen Bänderung. Eine großartige Wechselfolge dieser Art baut z. B. den höchsten Berg der Gruppe, den Schrankogel, auf. Sie sind durch alle Übergänge der Gesteinsart miteinander verbunden und liegen völlig konkordant mit den Amphibolitlagern. Häufig sind die Orthogneiszwischenlagen granatführend, mit Granaten bis zu Kirschengröße (Granataplite, Granatbiotithornblendegneise usw.). Sie besitzen voll ausgebildete Kristallisationschieferung und schließen sich nach ihrer Struktur und Kristallisation mit den Amphiboliten zu einer einheitlichen Gesteinsfolge zusammen.

Eine gesonderte Stellung gegenüber diesen Orthogesteinslagern in der Amphibolitfolge nehmen die ausgedehnten und mächtigen granitischen Lagermassen ein, welche in dem westlichen Teil der südlichen Amphibolitzone sich einschieben und sowohl der Lagerung als der Gesteinsart nach Begleitlager zu dem Alpeiner Granitgneis darstellen. Sie setzen an der Südseite der Gamsspitze (3091 m) über dem Mutterberger Granitgneis in Schiefergneis ein, streichen dann, beiderseits von

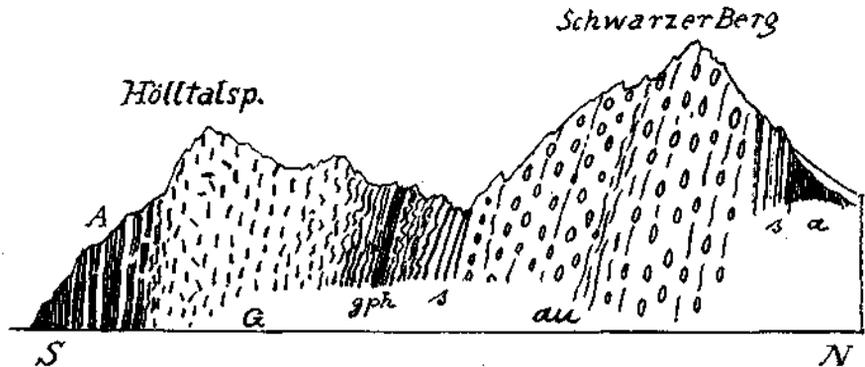


Fig. 7. A = Amphibolitfolge des Ostgrates G = Biotitgranit und Granitgneis au = Augengneis s = Biotitschiefergneis gph = stark phyllonitisierter Rand des Granitgneises und verquetschte Schiefergneise und Amphibolitlagen a = Amphibolitzone der Ruderhofspitze.

Amphiboliten umschlossen, über die Hölltalsspitze und den Ostgipfel des Schwarzenbergs, kommen am Westrand des Bockkogelferners wieder zutage und streichen durch die Nordwände des Bockkogels zur Talstufe an der Zunge des Sulztalglätschers, von wo sie sich über den Wannenkogel bis zum Roßferner als ihrem westlichen Endpunkt fortsetzen. Über den größten Teil der Erstreckung sind es zwei Parallelager, die durch einen schmalen Schieferzug getrennt und auch ihrer Gesteinsart nach verschieden sind. Am deutlichsten tritt dies am Grat Hölltalsspitze—Schwarzenberg hervor (Fig. 7).

Das granitische Lagergestein, welches den Gipfel der Hölltalsspitze bildet und dem Ostgrat entlang zum Ruderhofkar sich absenkt, ist den nur schwach paralleltexturierten, körnigen Formen des Alpeiner Granitgneises sehr ähnlich, mit etwas geringerem Biotitgehalt und im Durchschnitt größerem Korn. Dort und da beobachtet man basische Konkretionen in ihm. Auch im Schlibbild zeigt er gute Übereinstimmung mit dem

Alpeiner Kerngestein in Struktur und Mineralbestand. Er enthält beträchtliche Menge von Kalifeldspat (Mikroklin und Perthit) gleich den kalifeldspatreichsten Abarten des Alpeiner Gesteins und reichlich Quarz; auch hier überwiegt aber noch der Plagioklas an Menge gegenüber den Kalifeldspaten.

An dem Felskopf am unteren Rand des Hölltalfeners ist der dickbankige Granitgneis von einzelnen ganz dünnen, dunklen Lagen eines feinkörnigen violettbraunen Biotitschiefers parallel zur Bankung eingeschaltet. Bemerkenswert ist vor allem das Verhältnis des Granitgneises zum südlich angrenzenden Amphibolit, wie man dies am untersten Abfall

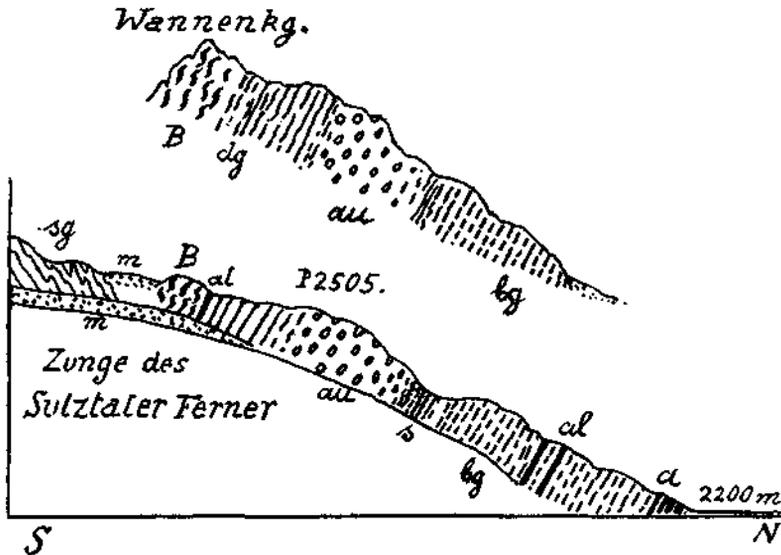


Fig. 8. *B* = Biotitgranitgneis, grobkörnig, mit basischen Konkretionen
au = Biotitangengneis (Zug Schwarzenberg—Bockkogel) *bg* = kleinkörniger
 Biotitorthogneis, am Wannenkogel flaserig bis kleinaugig; mit Amphibolit-
 bänken *al* *a* = Amphibolit *s* = serizitische Zerquetschungsschiefer
sg = Biotitschiefergneis *dg* = diaphthorische und quarzitische Schiefergneise.
m = Moräne.

des Ostgrates der Hölltalspitze gut beobachten kann. (Siehe Prof. 5.) Der Granitgneis ist hier feinkörnig und von Schlieren und gefalteten, kurzen Lagen eines grobkörnigen Amphibolites mit gabbroider Struktur durchzogen; auch der Granit selbst scheint stellenweise Hornblende zu enthalten. Die Amphibolite bilden dann, durch ein schmales Schieferband getrennt, ein zusammenhängendes stärkeres Lager, das an seinem südlichen Rand wieder unmittelbar mit dem oben beschriebenen großstrahligen Amphibolit zusammenhängt.

Die Verbandsverhältnisse an der Hölltalspitze sprechen dafür, daß der Granit in die Amphibolite als Begleitintrusion zur großen Alpeiner Masse eingedrungen ist und später gemeinsam mit ihnen metamorphosiert wurde.

An der Scharte nördlich der Hölltalspitze zieht eine schmale, stark zerdrückte Zone von Schiefergneis und Amphibolit durch und dann

folgt, den Ostgipfel des Schwarzenbergs aufbauend, ein zweites granitisches Lager, das in Augengneis umgewandelt ist. Dieser Biotit-augengneis ist in seinen stark verschieferten Formen den entsprechenden Teilen der südlichen Randzone am Alpeiner Granit sehr ähnlich; zum großen Teil besitzt er stark ausgeprägte Streckungsstruktur, bei der dann im Querbruch die großen Feldspate als ungefähr kreisrunde „Augen“ hervortreten von 1—3 *cm* Durchmesser, während sie im Längsbruch als lange Stengel oder langgestreckte Linsen erscheinen. In dieser charakteristischen Ausbildung begegnet man dem Augengneis wieder an der Zunge des Bockkogelferners und am Bockkogel selbst (Nordwand) — und ebenso am Sulztalgletscher und der Wannenkogelnordwand. Er enthält auch basische Konkretionen, deren Biotit parallel mit der allgemeinen Schieferung geordnet ist; sie besitzen auch Feldspateinsprenglinge, aber weniger und kleinere als im Hauptgestein.

Am Wannenkogel liegt südlich über ihm wieder ein Biotitgranitgneis, der dem von der Hölltalspitze entspricht, auch von Amphibolit begleitet, mit dem er an dem Grat zwischen Roß- und Wannenerner in sehr engen Verband tritt.

An der Strecke vom Bockkogelferner bis zum Roßferner liegt auch nördlich des Augengneises, unter ihm, ein Orthogneis: ein feinkörniger, gut paralleltexturierter, oft ins Aplitische übergehender Biotitgneis, der im Hangenden von einzelnen Amphibolitbänken durchsetzt ist. Am Westende ist er heftig verflasert und nimmt stellenweise eine Art flachlinsiger Augenstruktur an.

Gegen Osten hin setzt sich der Granitgneis der Hölltalspitze über den Südgrat (Punkt 3054) der Ruderhofspitze fort und umschließt auch kurze, schmale Lagen von Amphibolit. In der Hohen Grube (ober dem Ruderhofalpl) geht der Biotitgranitgneis in einen stark flaserigen Augengneis über, und an den Südabsenkern der Gamsspitze (Punkt 3091) besitzt er bereits durchaus Augengneisstruktur. An seinen Südrand legen sich violettbraune Biolithschiefer an (Prof. Taf. I), begleitet von porphyroblastisch struiertem Amphibolit (dichte Grundmasse mit großen Hornblendeprophyblasten), und darunter liegt ein feldspalreicher Biotitgneis, der wieder mehr dem Hölltalspitzgranitgneis ähnlich ist.

Im ganzen können alle diese Teillager zu einer Gesamtintrusion zusammengefaßt werden, deren Gestein ähnlich wie im Alpeiner Massiv. teils durch primäre, teils durch sekundär, tektonisch aufgeprägte Faziesbildung sich verschieden entwickelt hat, ohne die regelmäßige Anordnung wie in jenem Massiv zu erreichen.

Zu der Amphibolitzone stehen sie, wie man aus den oben beschriebenen Verhältnissen ableiten kann, wahrscheinlich im Verhältnis einer späteren intrusiven Förderung.

Gleichartige Beziehungen zwischen Amphibolit und Granitgneis wie an der Hölltalspitze zeigt auch der Biotitgranitgneis an der Westseite des Hinteren Daunkogels (3228 *m*). Der porphyroblastisch struierte Amphibolit (ähnlich dem großstrahligen am Hölltalspitz) wird vom Granitgneis in parallelen Lagen durchsetzt, weiter drinnen im geschlossenen Granitgneis schwimmen noch große Nester von großstrahliger Hornblende.

Am Nordrand der Alpeiner Masse dürfte das Lager von Muskovitgranitgneis in den Amphiboliten der Rinnenspitze wahrscheinlich — eine genaue Untersuchung am Gipfelmassiv konnte nicht durchgeführt werden — auch eine spätere Intrusion sein, wofür auch der Umstand spricht, daß begleitende Schiefergneise die Beschaffenheit injizierter (und stark verfalteter) Gneise besitzen.

Die Bindung der Amphibolite in der Alpeiner Gruppe an den Granitrand und die allseitige Umschließung lassen es als sehr wahrscheinlich erscheinen, daß im Auftreten beider ein genetischer Zusammenhang besteht.

Die Amphibolite sind die frühere Bildung. Dieses Altersverhältnis wird auch von verschiedenen anderen granitischen Massen der Zentralalpen berichtet, so von Ohnesorge von den Granitgneismassen der Hochedergruppe (nördliche Ötztaler Alpen), die Einschlüsse von Amphibolit führen, von Angel von der Gleinalm, von Streckeisen von der Flüelagruppe u. a. O. Auch an der Westseite der Hohen Geige (Pitztal) beobachtete ich dasselbe Verhältnis.

Sie können, soweit es sich um Orthoamphibolite handelt, als erste Abscheidung aus einem gemeinsamen Stammagma betrachtet werden, die sich als Ergüsse ausbreiteten. Die vielen Übergänge zwischen Amphibolit und Schiefergneis weisen auf eine Mischung tuffiger und gewöhnlicher Sedimente hin, desgleichen die vielfache konkordante Wechsellagerung und das Vorkommen kleiner, abseits und einzeln stehender und dabei unscharf umgrenzter Linsen von Hornblendegesteinen (wie die Strahlsteinlinsen an der Mutterberger Seespitze) im Schiefergneis oder Glimmerschiefer. Vielleicht sind auch echte Paramphibolite beteiligt. Bei größeren Massenablagerungen können auch unter der oberflächlichen Decke magmatische Einschübe sich zwischen die Lager eingedrängt haben.

Daß es sich aber bei der Alpeiner Amphibolitu mhüllung nicht nur um eine Randfazies des Granits handelt, dafür spricht die Zwischenschaltung von Paraschiefern zwischen Granit und Amphibolite, die oben erwähnten Verbandsverhältnisse und die weiter unten angeführten Beziehungen zur Amphibolitzone des mittleren Ötztales.

Nach den basischen Förderungen und ihrer Ausbreitung zwischen den Sedimenten drang unter ihnen erst das granitische Magma empor, breitete sich zwischen den Gneisen aus und drang auch bis in die Amphibolite vor.

Lagerungsverhältnisse.

1. Bau der Alpeiner Gruppe.

Das regionale Streichen in der Alpeiner Gruppe geht von WNW nach OSO, das Fallen ist allgemein gegen NNO gerichtet — Abweichungen von diesen herrschenden Richtungen werden unten beschrieben werden —, und diese Baustruktur durchdringt auch die Alpeiner Granitgneismasse trotz ihrer großenteils dieses Streichen überkreuzenden Umgrenzung (siehe die Kartenskizze Taf. I). Nur der östliche Teil der Masse folgt in seiner Ausbreitung dem regionalen Streichen.

Die Abweichung der Umgrenzung vom Streichen kommt am Westrande der Masse dadurch zustande, daß eine Störungslinie den Granit abgrenzt, und am Nordostrand durch eine außergewöhnliche Einknickung im Streichen, verbunden mit der Ausbildung einer tektonischen Ablösungsfläche am Granitgneisrand.

Die Störung am Westrand wurde bereits bei früherer Gelegenheit¹⁾ als Längentaler Querstörung angezeigt.

In der Rundschau, welche man von den Berggipfeln des oberen Sulztales genießt, bildet einen der eindruckvollsten morphologischen Züge die lange Wandflucht, durch welche die Alpeiner Berge gegen W abgegrenzt sind: Vom Lisenzer Fernerkogel bis zum Schrankogel brechen sie in einem geschlossenen, meridional verlaufenden Steilabsturz von 9 km Länge und 400—1000 m Höhe gegen die breite Talfurche des Sellrainer Längentals und des Schrankars nieder. Die Wände bestehen aus der einheitlichen Masse des Granitgneises, der am Grat vom Fernerkogel bis zum Schrandele (abgesehen von einer örtlich begrenzten Querstörung am Gipfel des Fernerkogels) durchwegs WNW-Streichen und sehr steiles NNO-Fallen zeigt, also quer zum Verlauf des Wandabbruchs. Auch die Amphibolitwände des Schrankogels weisen noch gleiche Lagerung der Schichten auf.

Am Fuß der Wände beobachtet man aber vielfach heftige tektonische Verarbeitung des Gneises und damit verbunden auch stellenweise eine Anpassung des Streichens an den Verlauf der Störungsfläche. Letztere ist ober der Längentaler Alm durch schwarze, schiefrige Mylonite bezeichnet, streicht NNO und fällt gegen O ein. Unter ihr und westlich davon liegen Biotitschiefergneise mit NW- bis WNW-Streichen und Nordfallen, über ihr liegt der Granitgneis mit NNO-Streichen und steilem Ostfallen. Weiter gegen S treffen wir am Fuß der Wände der Brunnenkögel die Granitgneise wieder stark diaphthorisiert und mylonitisch verschiefert; am Längentaler Joch kann man gut alle Übergänge vom normalen Granitgneis bis zum heftigst verarbeiteten und kaum mehr als solchen kenntlichen Augengneis beobachten, wobei auch wieder das Streichen der grenznahen Teile dem Verlauf der Bewegungsfläche angepaßt ist.

Im Schrankar ist die Gesteinsgrenze durchwegs mit Moränenschutt und Halden überdeckt; der am tiefsten herabreichende Felssporn der Wände, bei Punkt 2542, besteht am Schranbach aus Augengneis und grobflaserigem Biotitgranitgneis, die Berührung mit den Gneisen der rechten Talseite ist auch hier nicht freiliegend. Dem Bach parallel laufende Querklüftungen durchsetzen den Felssporn.

Deutlich tritt der Verlauf der Störung wieder am Ausgang des Schrankars zutage, wo der Schranbach die hohe Talstufe zur Oberen Sulztaler Alm in steiler Schlucht durchschneidet. An der linken Schluchtwand stehen die der südlichen Amphibolitzone angehörenden Amphibolite und Gneise des Schrankogels an. Sie sind am Rand hier in NO-Streichen abgelenkt (bei sehr steilem SO-Fallen) und sind stark mylo-

¹⁾ Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt. Verhandlungen 1921 und 1924, und Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1926.

nitisch und diaphthorisch. Ein parallellaufender solcher Quetschungsstreifen streicht etwas weiter südlich in den Wänden aus. In ähnlicher Weise überschneidet den Gipfel des Fernerkogels die oben erwähnte Parallelstörung und manche andere mag in den Wänden noch durchziehen.

An der Westseite der Tiefenfurche Längental—Schränkar stehen den Wandfluchten der Alpeiner Berge die ausgeglicheneren, gegliederten und minder schroffen Bergformen der Berge um den Bachfallener gegenüber, zunächst der Kamm vom Winnebachjoch über den Sebleskogel und Weißenkogel zum Gaislehnkogel mit seinen Seitenkämmen und Karmulden.

Vom Winnebachjoch bis zur zur Scharte nördlich des Gaislehnkogels werden diese Berge von feinkörnigen, dünnplattigen Schiefergneisen, braunen Biotitschiefern und Quarziten in vielfachem Wechsel aufgebaut. An der linken Flanke des Längentals sind vom Weißenkogel bis an den Ostfuß des Sebleskogels die Quarzite besonders hervortretend. Weiter nördlich nehmen die Biotitschiefer stärker zu.

Diese Schichtenfolge stößt unter den nördlichen Wänden des Fernerkogels unmittelbar mit dem Granitgneis zusammen, ebenso am Längentaler Joch, in der dazwischenliegenden Strecke liegt die Gesteinsgrenze unter den Halden und dem Eis verborgen.

Das Streichen ist in dem Gebirgsstock des Sebleskogels und Bachfallener größtenteils ein angenähert ost-westliches, bei sehr steilem N-Fallen. An der „Grüntatzen“ und in den untersten Osthängen des Sebleskogels im Längental streichen die Schichten NNO bei nahezu saigerer Stellung. Es scheint dies aber nicht in Zusammenhang mit der gleichgerichteten Längentaler Störung zu stehen, da sich dieser unvermittelt einsetzende Bereich von submeridionalem Streichen an der Südseite des Sebleskogels bis zum Winnebachsee und zur Winnebachspitze fortsetzt.

Die Durchdringung und Umschmelzung durch den Winnebachgranit,¹⁾ welche die Gesteine an der Westumgrenzung des Bachfallener und am Sebleskogel erfaßt und umgewandelt hat, reicht nicht ganz bis an die Längentaler Störung heran. Der Kamm Weißenkogel—Grüntatzen und die östlichen Seitenkämme des Sebleskogels, welche die linke Talflanke des Längentals bilden, ebenso das Gehänge des Mitterberges und beim Westfalenhaus sind nicht mehr davon betroffen worden.²⁾

Es fehlt hier das Granitgäader und die Umprägung durch die Intrusion. Am Weißenkogel und der Ostseite des Grüntatzenkamms und in den untersten Felshängen an der Ostseite des Sebleskogels (Kamm

¹⁾ Siehe Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. 38. Bd., 1925.

²⁾ Zur Ergänzung der eben angeführten Arbeit sei aber mitgeteilt, daß die obersten Ostwände des Sebleskogels (über dem Sebleskogelferner) pinithaltiges Granitgäader und Migmatite aufweisen, desgleichen ist in den Nordwänden über dem Ochsenkarferner und am Kamm südlich des Winnebachjochs (Ostgrat des Punktes 2997) das Gestein stark granitisiert. Weiterhin auch der Kamm nördlich des Winnebachjochs (Gleierscher Fernerkogel, Roßkarscharte—Hintere Grubenwand).

nordöstlich von Punkt 2808) sind besonders die Quarzite stark entwickelt als feinkörnige, lichte, mitunter an Aplite erinnernde Bänke, welche aber im Dünnschliff deutlich ihre Herkunft von feinklastischen Gesteinen, Quarzsandsteinen u. dgl. erkennen lassen und mit Zwischenlagen von tonig-mergeligem Charakter in Form von Biotitschiefern wechsellagern. Auch dunklere Quarzite und Biotitquarzite erscheinen daneben.

Die sedimentäre Feinschichtung mancher Quarzite, in denen papierdünne, sehr feinschuppige Biotitlagen mit wenige Millimeter dicken, feinstkörnigen Quarztlagen wechseln, erinnert an die feinschichtigen Grauwackenschiefer der steirischen Grauwackenzone; doch ist die Metamorphose der Ötztaler Gesteine eine beträchtlich stärkere.

Der Gaislehkogel und sein Abhang bis zur Sohle des Sulztals gehört, ebenso wie der gegenüberliegende Sulzkogel, einer eigenen Orthogneismasse an, die am Ausgang des Schrankars an der Störungslinie mit dem Alpeiner Granitgneis, am Talriegel über der oberen Sulztalalm mit den Amphiboliten des Schrankogels in Berührung tritt. Die gewaltige Masse der Amphibolite, die in 1000 m hohen Wänden zum Schranbach abstürzt, wird hier plötzlich quer zum Streichen in voller Breite abgeschnitten, und unvermittelt steht ihr auf der anderen Talseite der Sulzkogelgranitgneis gegenüber.

Der Sulzkogelgranitgneis ist in Struktur und Zusammensetzung deutlich verschieden von dem Alpeiner Granit: er ist ein mittelkörniger, deutlich schiefriger Biotitgneis, für dessen Struktur die Ausbildung kleiner (bis zu 5 mm messender), länglichrunder Feldspatknötchen bezeichnend ist, die mitunter auch mehr rechteckige Formen annehmen und dann eine Art kleinsporphyrischer Struktur andeuten. Die Knötchenbildung ist sowohl im Innern der Masse als besonders am Westende entwickelt, wo zunächst (im Kühkarl) eine Wechsellagerung solcher Gesteinslagen mit echt granitisch-gneisigen Lagen und schließlich ein Auslaufen im Schiefergneis in Form von Knötchengneislagen erfolgt (unteres Südgehänge der Winnebachspitze). Die porphyrähmlichen Teile gleichen sehr den Gesteinen im Granitisationshof des Winnebachgranits, z. B. am Nederjoch, und dürften größtenteils verfeldspatete Schiefergneise sein. Damit stimmt auch überein, daß manche Lagen im Sulzkogelgranit am Gaislehkogel kaum von Schiefergneisen zu unterscheiden sind. Bei Punkt 2959 ist auch eine ausgedehnte Lage von feinschuppigem Biotitschiefer im Granit eingeschlossen. Schieferereinschlüsse wie im Winnebachgranit fehlen sonst. Nicht selten sind Aplit- und Muskovitgranitgänge. Unter dem Mikroskop zeigt er die Auflösung in Kornfasern und Nester; Hauptgemengteile sind: Orthoklas, Perthit, in geringerer Menge Plagioklas (Schachbrettalbite und unverzwilligte Albite, meist dicht erfüllt mit Serizit und Albit), Biotit, daneben auch etwas Muskovit; gelegentlich Granat. Postkristalline Deformation wurde mehrfach angetroffen. Hradil¹⁾ hat eine Probe des Sulzkogelgranits vom Gehänge nordöstlich der vorderen Sulztalalm als Epialkalifeldspatgneis beschrieben.

¹⁾ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1911, S. 182.

Wir sehen also auf der ganzen Strecke von der Längentaler Alm bis zur Amberger Hütte zwei ihrer Gesteinsart nach verschiedene, ihrem Schichtstreichen nach ungefähr übereinstimmende Gebirgsteile unvermittelt aneinanderstoßen, und die Grenze beider durch deutliche Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung bezeichnet: die „Längentaler Querstörung“.

Von der Längentaler Alm nordwärts fehlt der Gegensatz der Gesteinsarten: einerseits endet der Granitgneis, andererseits die Biotitschiefer und Quarzite, und es zieht vom Ostgrat der Schöntalerspitze (Oberachsel) über den Hintergrund des Lisenzer Tales zum Kamm Horntaler Joch—Blechmerkamm ein scheinbar ununterbrochener Zug von Amphiboliten und Biotithornblendegneis und nördlich davon beiderseits des Tales Biotitschiefergneise und Glimmerschiefer. Am Abfall der Oberachsel sieht man aber unterhalb von Punkt 2585 eine in NNW-Streichen quergestellte Scholle stark phyllonitisierter Schiefergneise, heftig gefaltet und bis zu schwärzlichem Mylonitschiefer umgewandelt, ferner über dem Fußsteig von Praxmar zur Längentaler Alm zwei große, sich überschneidende Gleitflächen (die eine N—S, die andere NW streichend und gegen O, bzw. NO abfallend) mit Mylonitbelag. Ihrer Lage nach können beide Gleitzonen an der Oberachsel als Fortsetzungen der auf der Längentaler Alm ausstreichenden großen Störungslinie betrachtet werden, die hier im Schiefer- und Amphibolitbereich sich zu zersplintern und rasch auszuklingen scheint. Das Auftreten der Störung erscheint hauptsächlich an den Granitgneis gebunden.

Von der Amberger Hütte südwärts deutet zunächst das N-S-Streichen am linken Talgehänge, begleitet von starker Mylonitisierung bei der Schutzhütte, auf eine Fortsetzung der Störungszone in der Richtung gegen das Roßkar. Am Fuße des Gehänges, nördlich der Mündung des Roßbaches, setzt bereits das WNW-Streichen der Schrankkogelserie ein. Auf dem gerundeten Rücken zwischen Roßkar und Wannenkar treffen wir im obersten Teil einen heftig verflaserten Augengneis — die Fortsetzung der Augengneise an der Muschenschneid —, der NW streicht; weiter abwärts am Rücken geht er in einen intensiv tektonisierten Flasergneis mit feinkörnigen mylonitischen Lagen und groben Quarzfasern über, der ONO streicht bei nahezu saigerer Stellung, und durch diese Streichungsrichtung in den Verlauf der meridional gerichteten Quetschungszone bei der Amberger Hütte (Sulzbüchel) einklenkt, so daß ein Zusammenhang beider sehr wahrscheinlich ist.

Es wurde bei früherer Gelegenheit¹⁾ dargelegt, daß die plötzliche Endigung der breiten Amphibolitmassen des Sulztalkammes im Atterkar auf ein Abschneiden an einer Querstörung hinweist, die unter den Blockhalden des Atterkars austreichen würde. Vom unteren Ende des Atterkars über den Roten Kogel bis zum Nordende des Roßfeners stehen westlich dieser Linie die Amphibolite (und gneisige Zwischenlagen) mit NW- bis WNW-Streichen an, während ihnen östlich derselben mächtige Schiefergneise (oft mit Feldspatknoten) mit nur einem schmalen Amphibolitzug und einem Granitgneislager, O—W streichend,

1) Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1926, S. 102.

gegenüberstehen. An der einzigen Stelle, wo beide Schichtenfolgen ohne Schuttbedeckung aneinanderstoßen, am südlichen Atterkarjoch und dem Grat zum Roten Kogel, ist die Gneisfolge auf das heftigste verquetscht und diaphthoritisert, so daß man oft nicht mehr entscheiden kann, aus welcher Gneisart (Schiefergneis, Knotengneis oder Orthobiotitgneis, der östlich des Ferners ansteht) sich das Quetschprodukt herleitet.

Die Längentaler Querstörung findet also südlich der Amberger Hütte eine Fortsetzung bis ins Atterkar, bezeichnet durch die Verschiedenheit der beiderseitigen Schichtenfolgen und eine Knickung im Streichen, die auch am Ausgang des Atterkartals (Kaisersbergalm), wo keine Querwerfung mehr sichtbar ist, in einem entsprechenden Umschwenken der Amphibolitzüge sich äußert.

Im östlichen Flügel des gestörten Gebirgsteiles weichen die Schichtenzüge garbenförmig gegen W auseinander: die Amphibolite schwenken gegen NW zum Schrankogel ein, die Granitgneise (Schwarzenberg—Hölltal Spitze) biegen am Bockkogel etwas gegen SO ab und verlaufen im übrigen O—W bis zum Roßferner.

Ähnlich wie im Westen werden auch im Osten die Granitmassen der Alpeiner Gruppe von einer Störungslinie begrenzt: hier ist es die Basslermasse, die zunächst davon betroffen wird, und auch hier folgt eine Talfurche der tektonischen Vorzeichnung.

Im Tal der Ruetz, zwischen Kreßbach und Ranalt (Unterberg), streichen die Schichten im allgemeinen quer zur Richtung des Tallaufes, nämlich O—W bis NW; die rechte Talseite wird ganz von eiförmigen Schiefergneisen aufgebaut, welche den Kamm von der Glätte Spitze bis zu den Wetterspitzen bilden und gegen SO am Glücksgrat und östlich davon in Glimmerschiefer strichweise übergehen. (Am Habicht sind auch ein paar Lager von Biotitgranitgneis eingeschaltet, die aber die Talsohle im Stubai nicht erreichen.) Die linke Talseite dagegen baut sich ebenso gleichmäßig auf der gleichen Talstrecke aus dem Muskovitaugengneis der Basslermasse auf. Die Augengneismasse wird also unvermittelt an ihrer breitesten Stelle, schräg zum Streichen der Gneisbänke, abgeschnitten, ein Verhalten, das wohl nur durch die Annahme einer tektonischen Abtrennung befriedigend erklärt werden kann. Der Verlauf der Tallinie und der Bruchlinie ist ungefähr N 35° O (jener der Längentaler Querstörung im Durchschnitt N 10—20° O). Der „Unterbergbruch“ zeigt aber im mittleren Teil eine Ausbuchtung gegen NW, infolge derer die Grenze beider Gesteinsbereiche hier in das linksseitige Gehänge zu liegen kommt und so sichtbar wird, während sie sonst durchwegs unter den Anschüttungen der Talsohle verborgen liegt. Gegenüber Volderau steht am Fuße der Steilhänge ein diaphthoritischer Schiefergneis an, der angrenzende Granitgneis ist zu einem weißen, serizitischen Flasergneis verschiefert; südwestlich davon, an der Mündung der Kerachbachschlucht, sieht man einen wiederholten Wechsel in der Lagerung der Grenzschichten, die teils N-S, teils O-W streichen. Die höheren Berghänge zeigen dagegen durchwegs O-W-Streichen des Granitgneises bei sehr steilem Nordfallen. Bei Ranalt, wo die beiderseitigen Gesteine wieder einander nahekommen, zeigen beide in ihren

randlichen Teilen Neigung zum Einschwenken in NO- bis NNO-Streichen und in der südlichen Fortsetzung der Tallinie, am Nordostgrat der Maierspitze, begegnen wir wieder in größerer Ausbreitung dieses dem sonstigen regionalen NW-Streichen widerstrebende NO- bis NNO-Streichen der Schiefergneise — wir befinden uns hier bereits ganz im Bereiche derselben —, und am Grat südlich der Maierspitze zeigen die Schiefergneise und die eingelagerten kleinen Muskovitgranitgneislager NNO-Streichen und werden von gleichgerichteten Quetschzonen durchschnitten. Bei den Seen in der Grünau (unter dem Freigerferner) schwenkt das Streichen dann in allmählicher Biegung in NW-Richtung um. Alle diese Umstände deuten auf ein Fortwirken der tektonischen Bewegungen an der Unterberglinie bis in das Gebiet des Freigers.

Talabwärts von Kriebach dagegen fehlen irgendwelche Anzeichen für eine Fortsetzung der Störungslinie gegen NO; vielmehr überquert der Granitgneis von Milders in seiner Erstreckung vom Burgstallgehänge zum Zwölfer, genau seinem NNW-Streichen folgend, ungebrochen das Stubaital; seine intensive Mylonitisierung, die man an beiden Talflanken beobachten kann, ist nicht an den Taldurchbruch gebunden, sondern verbreitet sich entlang dem Streichen des Gneises.

Der Granitgneis der Basslermasse keilt bei Ranalt am linken Ufer der Ruetz in einer schmalen Spitze zwischen Schiefergneis und Amphibolit aus. Die Amphibolite an der Ostseite der Greithspitze streichen nahe bei N-S, unter wiederholten kleinen Knickungen und fallen sehr steil unter den Granitgneis ein, der am Rand sich gleichfalls dieser meridionalen Richtung anpaßt, östlich des Valbesonbaches aber durchwegs O-W-Streichen annimmt.

In das System der Querbrüche, welche die Granitmasse durchsetzen, gehört auch eine kleinere Störung, die in auffälliger Weise die Basslermasse nördlich des Schrimmennieders durchschneidet: die Felsgrate, welche das Kar nördlich des Nieders umschließen, bestehen aus Augengneis, der Fuß der Wände an der Ostseite des Kars, unter dem Platzenturm, wird aber von Amphibolit mit schmalen Zwischenlagen von Schiefergneis gebildet, welcher mit einem N—S verlaufenden seigeren oder sehr steil gegen O abfallenden Verwurf an den Augengneis der höheren Wandteile anstoßt (Fig. 9). Die Amphibolite streichen dabei zumeist NW bis WNW bei sehr steilem Nordfallen, zum Teil auch N—S mit Ostfallen, und werden von meridional gerichteten Klüften durchsetzt. Der Granitgneis streicht an der Westseite des Kars und in seinem Hintergrund auch größtenteils N—S bei nahezu senkrechter Aufrichtung. Am Kamm des Bassler Jochs ist der Granitgneis gänzlich vergrießt und zertrümmert, so daß er unter dem Einfluß der Verwitterung in einen sandigen Grus zerfällt; auch hier ist das Streichen noch ein abnormales (NO, bei Einfallen gegen NW). Im Norden verläuft die Störung entlang der hohen Schuttrinne in die Innere Stöcklengrube und verschwindet dort.

Die seichte Einsattlung des Schrimmennieders mit den langgestreckten Karmulden zu beiden Seiten, welche den einzigen leicht begehbaren, unvergletscherten Übergang im ganzen Kamm zwischen Oberberg und Unterberg bieten, verdankt wohl dieser Querstörung ihre

Anlage. Ein kleinerer Parallelbruch durchschneidet zwischen Platzenturm und Kerachspitze den Augengneis; an ihm endet die mitten in den Granitgneis eingeschlossene große Schiefergneisscholle zwischen den obersten Karen über der Kerachalm.

Die Einklemmung des Amphibolits im Granitgneis, wie sie vom Schrimmennieder beschrieben wurde, wiederholt sich in weit größerem Ausmaße weiter westlich an der Sommerwand und dem Kamm Rinnenspitze — Blechnerkamm. Der ganze Teil der Basslermasse



Fig. 9. Wände des Platzenturms gegen das Kar nördlich des Schrimmennieders. Schraffiert: Amphibolit, weiß: Augengneis.

westlich des Schrimmenniederbruches ist seinem Schichtstreichen nach in meridionale Richtung eingestellt. An den Nordhängen des Uelasgrates, am Gschwätzgrat und im Stierschwätz beobachtet man im Augengneis Streichungsrichtungen, die wenig um die N-S-Richtung schwanken, bei seigerer Stellung. Die Abweichungen von der senkrechten Lage deuten auf eine spitze Antiklinale mit dem Scheitel am Osthang des Gschwätzgrates. Am Nordrand, entlang dem Alpeiner Bach, gleicht sich des Streichen dem ost-westlichen Streichen der angrenzenden Schiefer an.

Der Westrand der Basslermasse zieht von der Franz-Senn-Hütte südwärts zum Sommerwandferner; der Rand des Alpeiner Granitgneises verläuft von einem Punkt nördlich der Mitte zwischen Punkt 2914 und 3145 des Sommerwandgrates zum Rinnennieder in NNW-Richtung und von letzterem zum oberen Ende des Lisenzer Tals in meridionaler Richtung. Zwischen diesen Rändern der beiden Granitmassen sind Amphibolite und die begleitenden Glimmerschiefer in sehr steiler Aufrichtung eingeklemmt. Sie streichen an der Sommerwand NNO; am Rinnenspitzkamm schwenken sie unter verschiedenen Verbiegungen und bruchweiser Zerstückelung in das ost-westliche beziehungsweise nord-westliche Streichen der Amphibolite außerhalb dieser Knickung ein. Ihre Hauptmasse, jene der Sommerwand und die unteren Züge am gegenüberliegenden Hang des Alpeiner Tals endet bei der Alpeiner Alm an den in ost-westlicher Richtung vom Blechnerkammostgrat zur Oberißalm verlaufende Amphibolit- und Glimmerschieferzügen.

In dem zwischen Alpeinerbach und dem Kamm Rinnenspitze—Horntaler Joch gelegene Bereich ist eine gegen NO sich öffnende muldenförmige Anordnung der Schichten zu beobachten; der eine südliche Schenkel streicht NO, der andere N-S, zuunterst liegen die Amphibolite der Franz-Senn-Hütte und der Kreuzkammspitze, darüber liegt ein breiter Zug Granatglimmerschiefer und Biotitgranatgneise, und über ihnen die Amphibolite am Ostgrat der Blechnerkammspitze. Der meridional verlaufende Schenkel schwenkt an der Blechnerkammspitze gegen NW um und schließt so an die Lisenzer Amphibolitzüge an, der südliche Schenkel stößt unvermittelt an den ost-westlich streichenden Schichtzügen ab, welche von Oberiß zum Kleinen Horntaler Joch ziehen. Die stark ausgeprägte Mylonitzone, welche über dieses Joch verläuft, zeigt an, daß eine Störungsfläche die Grenze beider Schichtenzüge bildet. Mehrere kleinere Verwürfe zerteilen die Amphibolite nahe der Granitgneisgrenze am Blechnerkamm und Kreuzkamm. Auch am Ostgrat der Berglasspitze durchschneidet nahe am Granitrand ein NNW streichender Verwurf die Amphibolite und ein zweiter paralleler erscheint als Mylonitstreifen in den unmittelbar am Granitgneis anliegenden Biotit-schiefergneisen. Das NO-Streichen der Amphibolite an der linken Tal-seite des Alpeinerbaches endet plötzlich an ersterem Verwurf und stößt gegen das NNW- bis N-S-Streichen am Granitgneisrand (Fig. 1).

Der ganze Bereich des obersten Alpeiner Tals bietet demnach das Bild eines aus dem normalen Verband gerissenen und zwischen die granitischen Massen eingezwängten Schichtenpaketes.

Dementsprechend ist auch der ursprüngliche Verband mit dem Granitgneis gelöst, eine Bewegungsfläche mit Tektonisierung der angrenzenden Gesteine trennt den Granitgneis von seiner Hülle, wie dies an der Lagerung deutlich neben der Alpeiner Gletscherzunge (Fig. 10) und am Berglasspitz-Ostgrat, sonst durch die Beschaffenheit der Gesteine zum Ausdruck kommt.

Von der Sommerwand ostwärts liegt die Granitgrenze zunächst ein langes Stück unter den Gletschern — das Felsköpfchen Punkt 2751 zwischen Sommerwand- und Knotenferner gehört bereits zur Amphibolitzone und zeigt heftig zerrütteten Amphibolit, der trotz dem ost-

westlichen Verlauf der Granit-Amphibolit-Grenze N—S streicht — erst an der Valbesoner Knotenspitze kommt sie wieder zutage und zeigt den oben beschriebenen engen Verband von Granit und Hülle; die intensive Durchwalkung der Begleitlager zeigt aber, daß auch hier in der Grenzzone starke Durchbewegung erfolgt ist. Diesen tektonisierten Charakter behält der Grenzsaum bis Ranalt.

Aber auch der Südrand der Alpeiner Granitgneismasse, an dem das Streichen von Gneis und Amphibolit gleichlaufen, weist deutliche Anzeichen dafür auf, daß hier der ursprüngliche Verband von Intrusivgestein und Hülle nicht mehr unversehrt erhalten ist, denn die fein-

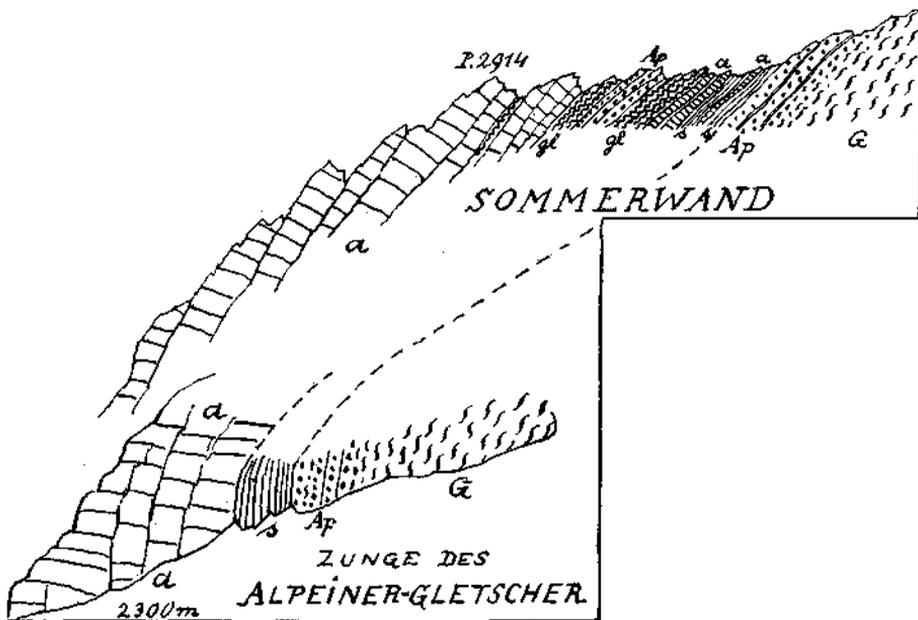


Fig. 10. G=Granitgneis Ap=Aplit (mit Quarzbändern) gl=Granatglimmerschiefer s=Schiefergneis a=Amphibolite. Amphibolite von Punkt 2914 und an der Gletscherzunge NNO bis NNW streichend, (und sehr steil ostfallend), Gneise und Glimmerschiefer WNW streichend.

geblättern Randgneise umsäumen als Erzeugnis starker tektonischer Durchbewegung den ganzen Südrand; die auskeilenden Enden oberhalb Ranalt sind zur Gänze stark verschiefert bis zur Ausbildung von Blättergneisen.

Am Nordgrat der Ruderhofspitze und am Schwarzenbergjoch stoßen Granitgneis und Amphibolit auch mit verschiedenem Einfallen aufeinander und in der Grenzzone sind große Rutschflächen zu beobachten (Prof. Taf. I).

Dergestalt ist die Alpeiner Masse fast in ihrer ganzen Umgrenzung von den einhüllenden Schichten an Bewegungsflächen oder Bewegungszonen losgelöst. Auch an anderen granitischen Massiven der Öztaler

Alpen beobachtet man häufig, daß sie von Bewegungsflächen umschlossen werden und daß ihre Ränder dementsprechende tektonische Fazies besitzen.

Sie verhalten sich zu den umgebenden Schiefergneisen ähnlich wie die „Augen“ in einem Augengneis.

Bei der Basslermasse und Mutterberger Masse ist keine gleichartige Ablösung und Durchbewegung des Randes zu erkennen wie bei dem Alpeiner Kern. Sie liegen — mit Ausnahme des Anschnittes durch den Unterbergbruch — im allgemeinen konkordant mit den umhüllenden Gneisen und Amphiboliten. Dies gilt besonders für die Mutterberger Granitgneismasse, welche sich gegen O mehrfach mit dem Schiefergneis in langgestreckten konkordanten Lagern verzahnt. Bei der Basslermasse folgen dem Nordrand in konkordantem Verlauf die Amphibolitzüge, welche, vom Schafgrübler kommend, die Alpeiner Anstauung im N abgrenzen und dann, dem Basslergranitgneis folgend und allmählich immer schwächer werdend, bis zum Ostabfall der Brennerspitze sich erstrecken und so beide Granitmassen mit einem einheitlichen Rahmen umspannen.

Wie oben erwähnt (siehe Seite 99), sind bei der Franz-Senn-Hütte Augengneis und Amphibolitzone besonders eng miteinander verbunden, ohne Anzeichen einer trennenden Bewegungszone. Desgleichen fehlen solche Anzeichen an der Grenze an der Kerachspitze und Brennerspitze und an der Knotenspitze. Nur am Kühspitz (südlich der Oberißalm) verhüllen Quetschschiefer die Abgrenzung von Augengneis und Schiefergneis; man befindet sich hier am Nordende der Schrimmenniederstörung, so daß die Entstehung der Quetschzone hier mit der westlichen Randstörung der eingekeilten Amphibolite in Zusammenhang stehen dürfte. Im Valbeson ist die Grenze von Schutthalden und Moräne bedeckt. In Ranalt befindet man sich bereits im Bereich des Unterbergbruches — es besteht hier eine teilweise Diskordanz im Streichen des äußersten Augengneiskeiles und der angrenzenden Amphibolite.

Die Gleichartigkeit der Gesteinsausbildung in der Bassler- und Mutterberger Masse erstreckt sich auch auf den Mangel einer den verschieferten Randzonen des Alpeiner Granits entsprechenden tektonischen Randfazies.

Die Bänke des Granitgneises und der umhüllenden Gesteine fallen in der ganzen Alpeiner Gruppe im allgemeinen sehr steil gegen N bis NO ein — abgesehen von den Störungen im obersten Alpeiner Tal.

Erst am Südrand tritt teilweise ein Wechsel in der Fallrichtung ein: Am Abfall des Südgrates der Ruderhofspitze sowie am Kamm Schwarzenberg—Hölltalspitze—Bockkogel fallen die Amphibolite und Gneise sehr steil gegen S ab. Die Mutterberger Granitgneismasse besitzt wieder vorwiegend Nordfallen, aber südlich derselben und an ihren östlichen Ausläufern selbst, im Gebiet der Fernau, am Trögler, in der Grünau und bei der Nürnberger Hütte fallen die Schiefergneise wieder steil nach S ein. Im Westen endet der südfallende Bereich im Sulztal an der südlichen Fortsetzung der Längentaler Querstörung; ebenso herrscht im Osten am Kamm der Wetterspitzen bis zur Glättespitze durchwegs

das Nordfallen. Es sind also nur schwache Anzeichen einer antiklinalen Bauanlage vorhanden, die bei der durchgehends sehr steilen Stellung der Schichten wenig Bedeutung gewinnen. Ihnen zufolge würde der Alpeiner Granit zunächst von den Amphiboliten überlagert werden und diese wieder von den äußeren Granitmassen. Besser als aus der Lagerung dieser eng geschlossenen steilstehenden Schichtenfolgen läßt sich die Überlagerung des Granitgneises durch den Amphibolit einerseits aus dem oben beschriebenen Intrusionsverhältnis des Hölltalgranits zum Amphibolit und andererseits aus den Lagerungsverhältnissen im Kaunertal schließen, wo der Faltenbau noch etwas offener liegt. Der Zusammenhang mit diesem Gebiet soll im nachfolgenden dargelegt werden.

2. Die Stellung der Alpeiner Gruppe im Bau der Ötztaler Alpen.

Es wurde bereits bei der Gesteinsbeschreibung auf die völlige Übereinstimmung in der Zusammensetzung und Struktur der Biotitaugengneise und ihrer geblätternen Form am Südrand der Alpeiner Masse mit dem Augengneis der Muschenschneid im Sulztal hingewiesen. Letzterer erstreckt sich längs dem Sulztal bis Längenfeld.¹⁾ Er lehnt sich im Süden unmittelbar oder unter Zwischenschaltung eines schmalen Schiefergneisbandes an die große Amphibolitzone des mittleren Ötztals, u. zw. an deren eklogitreiche, nördliche Randzone. Wie oben ausgeführt wurde, treten auch in der Amphibolitzone, welche an den Alpeiner Biotitaugengneis angrenzt, Eklogitamphibolite auf.

Für die Eklogitzone Loibiskogel—Sulztal ist das Vorkommen einzelner, sehr kleiner Marmorlinsen bezeichnend (Hauerkogel, Alzenbach). Auch dafür besteht in der Alpeiner Gruppe eine Wiederholung: an der Hochmooscharte (Punkt 3238 nördlich der Ruderhofspitze) durchzieht ein schmaler Zug von Schiefergneis den Granitgneis nahe seinem Südrand, der auch jenseits des Alpeiner Gletschers an der Wildgratscharte wieder erscheint; neben etwas Amphibolit steckt in dem Schieferzug am Grat nahe nördlich der Hochmooscharte ein winziges Vorkommen von hellgrauem, feinkörnigem Marmor gleicher Art wie jener am Alzenbach im Sulztal. Die Marmorbank ist nur 1 dm dick und etwa 0.5 m lang aufgeschlossen, doch kann eine Fortsetzung unter dem unmittelbar angrenzenden Firn oder in den vereisten Wänden der Westseite bestehen.

Die gewaltige Mächtigkeit der Amphibolite des Sulztalkammes endet südlich der Muschenschneid, im Atterkar, unvermittelt. Es wurden bereits oben die Anzeichen beschrieben, welche dafür sprechen, daß hier eine Querstörung entlang dem Atterkar und Roßkar durchschneidet, welche sowohl die Abschnürung der breiten Amphibolitzone bewirkt als auch in der hochgradigen Tektonisierung der Gneise am Rücken zwischen Roßkar und Wannekar und am südlichen Atterkarjoch zur Auswirkung kommt. Der im Sulztal sonst NW streichende Augengneis schwenkt hier in kurzem Bogen nach NO um und ist mit den begleitenden Schiefergneisen so eng verwalzt, daß es schwer ist, beide auseinanderzuhalten.

¹⁾ Siehe Kartenskizze im Jahrbuch 1926, S. 101.

Die Übereinstimmung in der Gesteinsfolge — Augengneis, Eklogit-amphibolit, Amphibolite und Marmor — und ihr Abschneiden an der Längentaler Querstörung führt mit großer Wahrscheinlichkeit zu der Annahme, daß die Amphibolite an der Südseite des Alpeiner Granits die Fortsetzung jener im Sulztal sind und der Augengneis Muschenschneid—Sulztal das Äquivalent des Alpeiner Biotitaugengneises.

Damit ist der Anschluß an einen der Hauptgesteinszüge der Öztaler Alpen gegeben, nämlich an die große Amphibolitzone, welche vom Rand des „Engadiner Fensters“ an bis in die Stubai-Gruppe sich erstreckt und die Haupttäler, Kaunertal, Pitztal und Öztal, in ihrem mittleren Teile überquert. (Siehe Jahrbuch 1926, S. 98 u. f.)

Der Augengneis des Sulztals keilt dünn ausgewalzt bei Längenfeld aus, jenseits des Öztals setzt aber ein neues Lager gleichartigen Biotitgranitgneises ein, das, mehrfach zungenartig in die Schiefergneise eingreifend, über Hauerkogel, Loibiskogel und Tristkogel nach St. Leonhard im Pitztal sich fortsetzt und dort unmittelbare Fortsetzung zum Tristkogel im Kaunergrat findet. Auch die Biotitschiefer, welche am Gamsspitz den Hölltalgranit begleiten, kommen hier am Südrand der Granitgneise östlich und westlich des Pitztals wieder zum Vorschein. Wie schon oben erwähnt, schließen diese Granitgneise sich petrographisch dem Alpeiner Biotitaugengneis an, wenn sie auch zumeist keine Augenstruktur besitzen (kleinkörnige Biotitgranitgneise am Hauer- und Loibiskogel, grobkörnige mit großen Biotitfasern bei Dorf am Tristkogel u. a. O.).

Alle diese Granitmassen sind entlang dem Nordsaum der großen Amphibolitzone angeordnet. Aber auch an ihrem Südrand wird die Amphibolitzone von Biotitgranitgneismassen umsäumt: es sind die großen Granitmassen der Kuppkarlesspitze, der Watzespitze, der Portlespitze, der Hohen Geige und der Wilden Leckspitze (letztere schon von einer Verästelung des Amphibolitzuges umfassen). Der Biotitgranitgneis der Watzespitze wird in seinem östlichen Teil (Pitztal) von Tonalitgneis begleitet (Seekogel, Seekarlesschneid).

Schreitet man nun von dieser „basischen Hauptzone“ nach beiden Seiten gegen außen vor, so trifft man im Norden und Süden granitische Massen von saurerem Charakter vorgelagert: Im Süden die zweiglimmerigen Augengneise und Muskovitgranitgneise des Fisslad- und Rostiztales (Kaunertal) und im oberen Bergler- und Tösnertal, ihnen schließt sich weiter südwärts sogleich die mächtige Augengneismasse der Glockturmgruppe an, an die sich in östlicher Richtung wieder die Muskovitgranitgneise beiderseits des Taschachferners und Mittelbergferners bis nahe an das Öztal anreihen. Östlich des Öztals liegt dann noch die Muskovitgranitgneismasse Söldnerkogel—Gaiskogel (Windachtal) und schließlich die Mutterberger Masse im Stubai. Erstere tritt bei Kaisers im Öztal unmittelbar mit der Amphibolitzone in Berührung, es fehlt hier auf kurze Strecke die Zone der Biotitgranite, bzw. wird durch den in die sich gabelnde Amphibolitzone eingekeilten Granitgneis der Wilden Leckspitze vertreten.

Die keilförmige Einengung des Gürtels der saureren Granitgneise gegen Osten kommt einerseits durch die Verminderung der granitischen

Intrusionen im inneren Teil der Ötztaler Gruppe, anderseits durch die Änderung im regionalen Verlauf der Schichtenzüge zustande, von der weiter unten die Rede sein wird.

In entsprechend gleicher Lage zur Amphibolitachse liegen nördlich des Biotitgranitgneiszuges Alpein—Tristkogel die Augengneismasse der Aifenspitze (östlich Prutz am Inn) und des Maurach im Ötztal und die Basslermasse, alle drei petrographisch der gleichen granitischen Gruppe angehörend.

Der Verlauf der Zonen ist, im großen genommen, ein ost-westlicher.

Die gürtelförmige Verteilung der granitischen Massen ist aber noch weiterhin zu verfolgen, insbesondere gegen Norden, wo sich die Intrusivmassen fast über die ganze Breite der Ötztaler Alpen verbreiten, während im Süden der ganze mittlere Teil der Gebirgsgruppe frei von größeren Granitmassen ist: Nördlich der Augengneise von Aifenspitze zur Basslermasse erstreckt sich vom vorderen Pitztal bis ins Sellraintal ein Zug basischerer Granittypen, bestehend aus den Granodioriten der Engwand, von Acherkogel bis Freihut und der Paiderspitze, im Westen reiht sich der Biotitaugengneis des vordersten Pitztals an. Als Gegenstück dazu finden wir südlich der Glockturmmassee die Tonalitgneise der Hennesiegel- und Plamorderspitze. Ins Innere der Ötztaler Berge besteht hier keine Fortsetzung der Zonen mehr.

Auf die Granodiorite folgt gegen N hin die große Augen- und Muskovitgranitgneismasse des Birkkogels (und die kleine des Holzkogels westlich des Ötztals), der als Gegenstück im Süden die Augengneismasse des Habicherkopf-Plawen südlich der Tonalite des Langtaufferaltals gegenübersteht.

Den nördlichsten Gürtel bildet schließlich wieder ein Zug basischer Granitgneise: der Granodiorit von Höpberg und der Biotitgranitgneis am Silzerberg. Diese nähern sich im Osten stark dem Granodiorit der Paiderspitze, ohne Zwischenschaltung eines dem Birkkogelaugengneis entsprechenden saureren Granitzuges. Die Lagerung des Birkkogelgneises ist eine synklinale, als Kern der Synklinalen erscheinen die Amphibolite der Irzwände. Im Nordschenkel fällt der Granodiorit von Höpberg-Grieskogel unter den Birkkogelaugengneis ein, im Südschenkel liegen der Muskovitgranitgneis des Birkkogels und der Granodiorit der Paiderspitze nebeneinander unter dem Amphibolit, also ein ähnliches Verhältnis wie zwischen dem Biotitgranitgneis der Hohen Geige und dem Muskovitgneis des Söldnerkogels.

Die Formung der granitischen Gesteine als Intrusivmassen und örtliche tektonische Störungen bringen manche Unregelmäßigkeit in die beschriebene Anordnung der granitischen Massen, in den zwei eben erwähnten Fällen treten auch Abweichungen von derselben auf.

Unberücksichtigt wurde dabei das Auftreten von aplitischen Randzonen um basischere Granitmassen gelassen. In einzelnen Fällen sind auch basische und saure Orthogneisarten miteinander verbunden: in der Granitgneismasse zwischen den Mündungen des Ötz- und Pitztals durch Übergänge, andernorts z. B. am Roten Schrofens-Gamsspitz (unteres Kaunertal, linker Bergkamm) und bei der Granitgneismasse von Milders im Stubai auf tektonischem Wege. Es besitzt ja auch jede der Gruppen,

besonders die basischere, eine gewisse Variationsbreite, durch die Brücken zwischen den beiden Haupttypen geschlagen werden.

Überblickt man aber die Gesamtheit der Vorkommen, so läßt sich doch trotz aller genannten Abweichungen deutlich erkennen, daß in dem von Intrusivmassen dicht besetzten, nordwestlichen Teil der Öztaler Alpen von einer mittleren amphibolitischen Zone ausgehend nach beiden Seiten hin ein gürtelweiser Wechsel in dem chemischen Charakter und dementsprechend in dem Mineralbestand der granitischen Massen besteht; es wechseln saure und basische Abarten.

Auf der beigegebenen Umrisskarte ist diese Verteilung übersichtlich dargestellt. Es sind nur die größeren granitischen Lager in ihr eingetragen und von den Amphiboliten nur die mittlere Hauptzone. Ihr gegenüber treten die anderen stark zurück; im nördlichen Teil bestehen ausgedehntere Amphibolitlager noch in der Umrahmung der Augengneise des vorderen Pitztals (Aifenspitzenmasse) und der Maurachschlucht (Öztal) und am Kamm Birkkogel-Paiderspitze, ferner zahlreiche kleinere, vereinzelte Züge.

In der relativ schmalen Zone granitischer Lagermassen, welche den Südrand der Öztaler Gruppe umsäumen, kann von einer analogen zonalen Anordnung kaum etwas erkannt werden: im westlichen Teil der Zone liegen die Granitgneise flach ausgewalzt nahe übereinander in einem Bewegungshorizont, im östlichen Teil ist die Zahl der Lager überhaupt zu gering, um eine gürtelweise Verteilung zum Ausdruck zu bringen.

Aus den Profilen durch den westlichen Teil der Hauptamphibolitzone, welche ich im Jahrbuch 1926 mitgeteilt habe, ist ersichtlich, daß die Zone im Kaunertal einen synklinalen Bau besitzt mit einer Granitgneismasse im Muldenkern und Biotitgranitgneisen an der Außenseite beider Schenkel: letztere sind die oben aufgezählten granitischen Randmassen der Amphibolitzone. Der Granit im Kern keilt im Pitztal aus und durch die Zusammenlegung beider Amphibolitschenkel kommt die gewaltige Mächtigkeit der Amphibolite im Pitz- und Öztale zustande.

Es ist die Aufgabe weiterer Untersuchungen, zu überprüfen, ob und inwieweit sich die gürtelförmige Wiederkehr gleicher Granitarten auch in dem übrigen Teil des Gebietes auf Wiederholungen gleicher Bauelemente in einem Faltenbau zurückführen läßt. Die große Erstreckung im Streichen bei vielen dieser magmatischen Körper könnte durch Intrusion in ein System stellgestellter Schichten erklärt werden, dagegen genügt diese Annahme nicht, um die Verteilung nach dem chemisch-mineralogischen Charakter zu erklären. Auch dürfte die bei allen diesen magmatischen Körpern mehr oder weniger deutlich ausgebildete Paralleltexur oder Verschieferung ihnen wahrscheinlich erst bei der Auffaltung aufgeprägt worden sein, die Intrusion also älter als die Auffaltung sein.

Eine Sonderstellung in der aufgezeigten Verteilung und auch in der Gesteinsart nimmt der Winnebachgranit ein. Wie in Tschermaks Mineralogischen und petrographischen Mitteilungen, 38. Bd., ausgeführt wurde, ist er eine relativ jüngere granitische Durchdringung und Aufschmelzung der Schiefergneise, jünger als die Augengneise des Sulztals

und des Alpeiner Kernes und auch im Chemismus verschieden. An dieser Stelle ist die Zone der sauren Augengneise unterbrochen. Der dem Winnebachgranit benachbarte Sulzkogelgranitgneis ist ihm, wie erwähnt, in seinem Verhältnis zum Schiefergneis ähnlich, wenn auch die Vermischung der Gesteine keine so weitgehende ist. Er unterscheidet sich von ihm aber durch seine vollständige Verschieferung; er könnte also als eine ältere, ähnlich geartete Durchdringung angesehen werden, die im selben Zonenraum vor sich ging.

Im Bereich Winnebach—Sulzkogel liegt die stärkste Störung im regelmäßigen Verlauf der Granitzonen: es biegen hier einerseits die Amphibolitzone und Biotitaugengneise östlich des Öztals aus dem regionalen Streichen stark nach SO ab, anderseits reichen die Alpeiner Massen an der Längentaler Querstörung weit nach N vor. In dieser tiefen Einknickung der Hauptzone brechen die jüngeren Granite auf. Der Sulzkogelgranitgneis ist jedenfalls älter als die Querstörung, da er von ihr durchschnitten wird. Der Winnebachgranit reicht nicht bis an die Störung heran, so daß aus diesem Verhältnis kein Schluß auf das relative Alter gezogen werden kann, doch erscheint er jünger als die Einschlichtung der Augen- und Flasergneise und als die Ausbildung der Intrusionsgürtel.

Die Verschiebung der Alpeiner Masse gegen N geht an der Längentaler Störung und Unterbergstörung als seitlichen Gleitbahnen vor sich. Ihr rasches Ausklingen außerhalb des Granitbereichs deutet darauf hin, daß sie hauptsächlich durch ein Verschieben und Einkeilen der Granitmassen in die Schieferzüge entstanden sind, wobei ein Loslösen der Granitmasse von der Hülle und Verzerrungen, Stauungen der Schiefer und Einklemmungen derselben zwischen die Teilstücke der vorbewegten Massen eintraten. Nördlich der Alpeiner Masse liegt das ausgedehnte Gebiet der Sellrainer Glimmerschiefer, die ein schmiegsames, von keinen größeren Intrusivmassen durchsetztes Feld für den Ausgleich der Bewegungen darboten.

Eine ähnliche selbständige Bewegung einer Granitmasse (aber von kleinerem Ausmaße) zeigt der Acherkogelgranodiorit in seiner Knickung mit westlichem Vorschub (Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, 1921); auch die meridional gerichtete Einklemmung der Amphibolitzüge zwischen Maurach- und Aifenspitzzasse ist ein verwandter Vorgang.

Wenn man eine geologische Übersichtskarte der Öztaler Alpen betrachtet, so sieht man, daß die Gesteinszüge, welche im Westteil parallel verlaufen, gegen Osten sich zusammendrängen und eine Bündelung im Raume der südlichen Stubai Gruppe erfahren. Einerseits schwenkt im Norden das Streichen der Schichten zwischen Sellrain- und Stubaital gegen SO um, so daß im mittleren und oberen Stubai regionales NW-SO-Streichen vorherrscht; anderseits lenken die in der Weißkugel-Wildspitz-Gruppe O—W verlaufenden Schieferzüge im Gurgler Tal und seinen beiderseitigen Bergkämmen gegen NO ein. Im Südteil der Stubai Gruppen treffen sich die zusammenlaufenden Richtungen. Die Zusammendrängung der Schichtenzüge im O kommt auch in der Verschmälerung der Eruptivgesteinsgürtel zum Ausdruck, besonders

südlich der Hauptzone in der ersten Augengneiszone Glockturm-Mittelberg—Söldnerkogel. Die große Amphibolitzone steht in ihrem östlichen Ende an der Südseite der Alpeiner Gruppe in Verbindung mit der nördlichen Alpeiner Amphibolitzone, die über das Lisenzertal durch eine lockere Reihe von Vorkommen sich zu den Amphiboliten von Umhausen fortsetzt, also ebenfalls ein Zusammenlaufen von Zonen im Osten zum Ausdruck bringt.

Das stärkste Element im Zustandekommen der östlichen Bündelung ist das Heranrücken der Gurgler Züge, das seinerseits wieder eine Begleiterscheinung zu dem Verlauf des „Schneeberger Gesteinszuges“ (Sander) ist, der von Sterzing her in ost-westlicher Richtung in die Ötztaler Gruppe eintritt, im obersten Passeiertal aber in südöstliche Richtung umbiegt und mit NO-SW-Streichen den Gurgler Kamm aufbaut bis zu seiner vorläufigen Endigung im obersten Pfossental. Im Verlauf des Schneeberger Zuges spiegelt sich aber die gleichsinnige Abbeugung der Judikarienlinie zwischen Meran und Franzensfeste wieder.

Gerade da, wo die Amphibolithauptzone im Sulztalglatschengebiet die östliche Zusammenscharung erreicht, erfolgt ihre ruckweise Verschiebung gegen N, der Vorschub der Alpeiner Massen, so daß es wohl berechtigt erscheint, die tektonische Stellung der Alpeiner Masse mit dem Andrängen der südlichen, dem Schneeberger Gesteinszug in der Tektonik folgenden Zonen, also mit dem Vordrängen der südöstlichen Teile der Ötztaler Gruppe gegen NW in Zusammenhang zu bringen.

Sander hat 1921¹⁾ die Aufschiebung des Ötztaler Altkristallins auf Bündner Schiefer und Inntaler Phyllit auf eine schiefe Scharung zwischen dem ost-westlichen Zonenbau dieses Teils der Ostalpen und einer späteren gegen NW gerichteten Beanspruchung aufgefaßt, wobei die Ötztaler Einheit eine entgegen dem Uhrzeiger schwenkende Bewegung ausführt. Als eine kleinere Scharung ähnlicher Anlage innerhalb der Ötztaler Einheit ließe sich dann auch der Alpeiner Vorschub auffassen: das ost-westliche System der Intrusionsgürtel betroffen von einem aus SO kommenden Anschub. Die Alpeiner Masse stellt aber nicht eine herausgehobene Deckscholle dar, da sie im N unter die Amphibolite und Glimmerschiefer hinabtaucht.

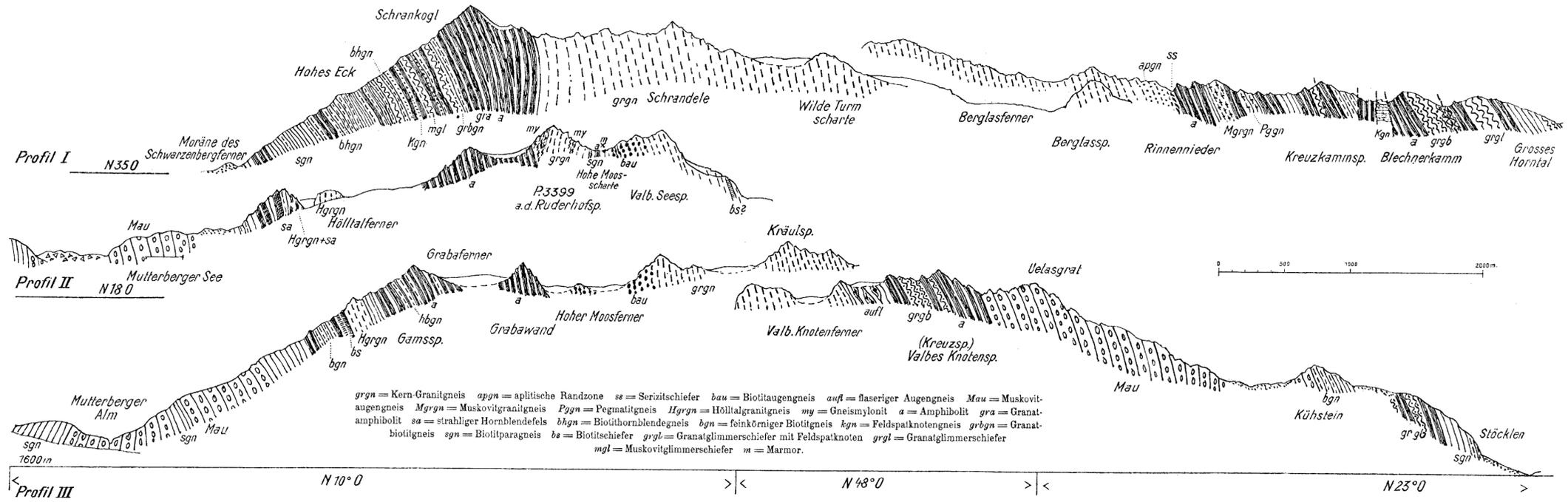
In diesem Zusammenhange ist zu beachten, daß die stärkst tektonisierten Blättergneise am Rand der Alpeiner Masse noch ein Überdauern der Kristallisation über die Deformation zeigen, wie auch das Kerngestein und die sauren Augengneise im allgemeinen vorkristalline Tektonisierung aufweisen, von begrenzten Quetschzonen abgesehen. Das gleiche gilt für die einhüllenden Gesteine (Garbenamphibolite u. a.). Darin besteht Übereinstimmung mit dem Schneeberger Zug, dessen zweite tektonische Phase (Sander²⁾) ebenfalls noch von der Kristallisation (Tauernkristallisation) zeitlich überholt wird. Dagegen ist am Längentaler Querbruch deutlich postkristalline Tektonik entwickelt, ebenso am Unterbergbruch.

1) Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921, S. 194 u. f.

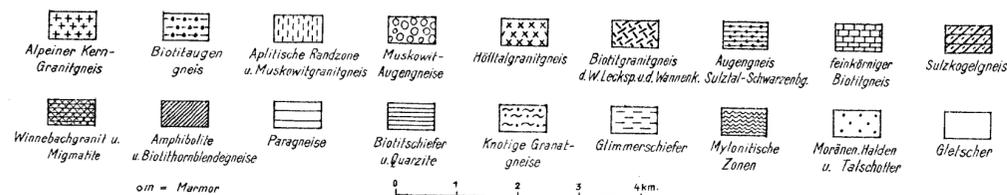
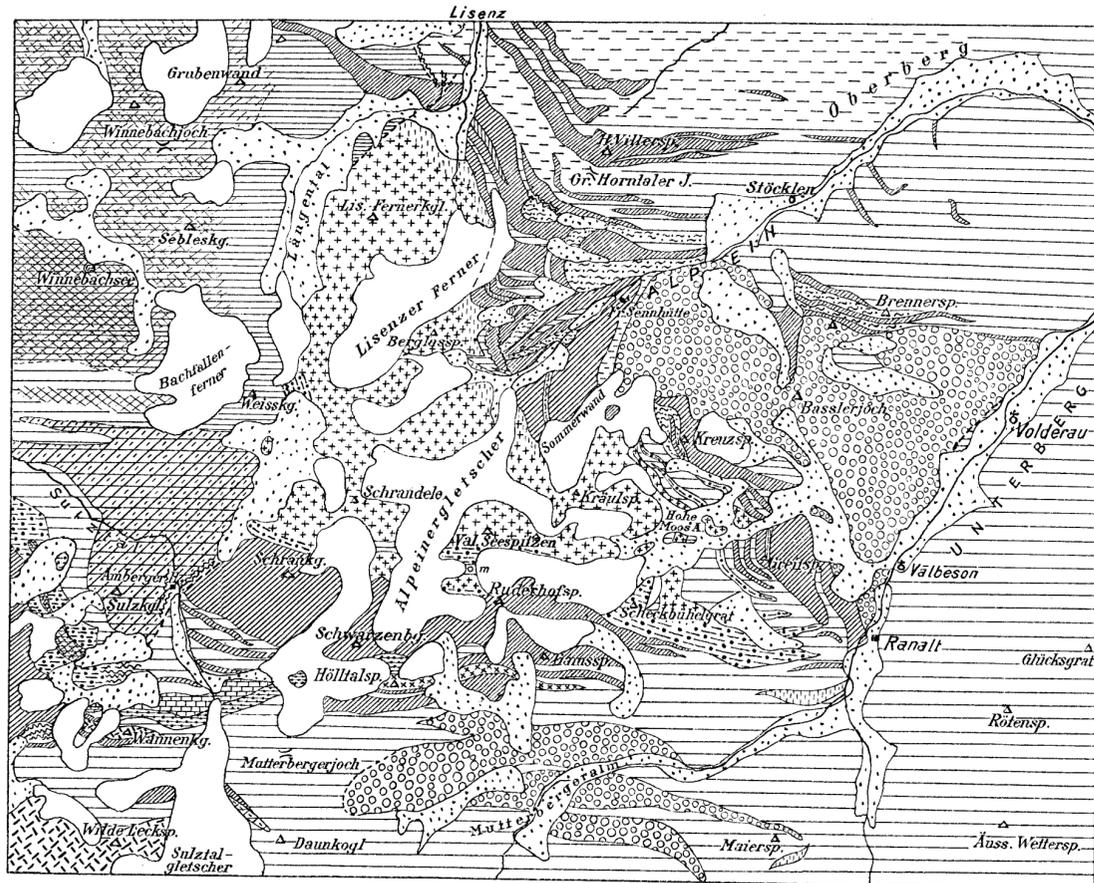
2) Sander, Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1920, S. 234.

Inhaltsverzeichnis.

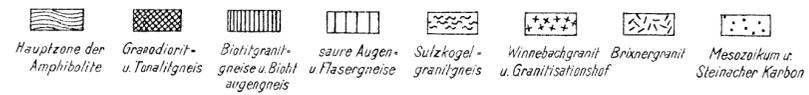
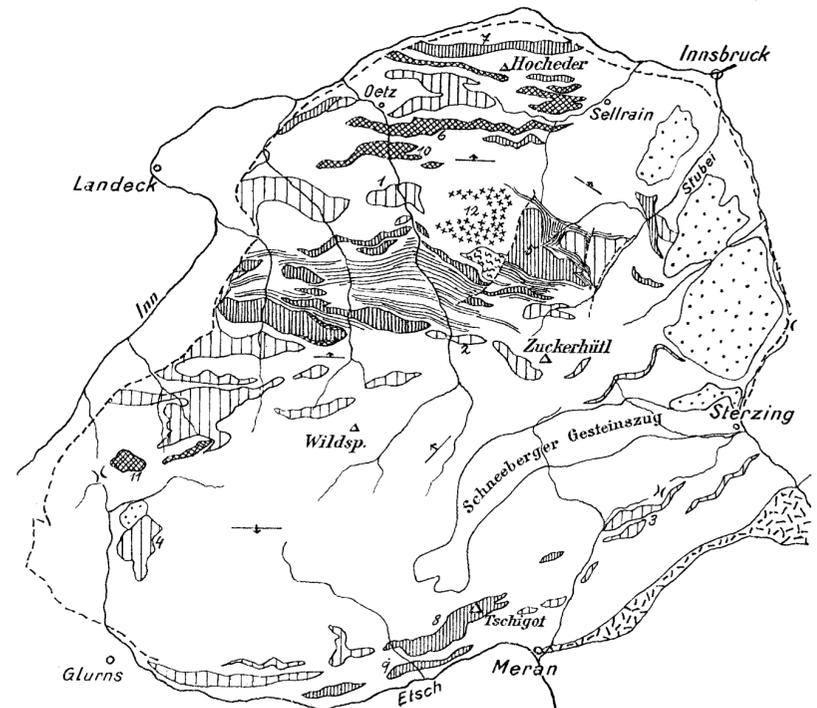
	Seite
Übersicht, geologische Erschließung	87
Gesteine der Alpeiner Gruppe:	
1. Granitische Gesteine der inneren Alpeiner Masse	89
(Kerngestein, chemische Analyse 91, primäre Randfazies 92, tektonische Fazies 94).	
Verband der Granitmasse mit der Schieferhülle	95
Ganggesellschaft	97
2. Gesteine der äußeren Granitmassen	98
3. Übersicht über die granitischen Gesteine der Öztaler Alpen	99
4. Gesteine der Amphibolitzone	103
(Kelyphit- und Eklogitamphibolit 105, Granitische Lagermassen in der südlichen Amphibolitzone 108).	
Lagerungsverhältnisse:	
1. Bau der Alpeiner Gruppe	111
(Längentaler Querstörung 112, Biolitschiefergruppe 113, Sulzkogelgranitgneis 114, Unterbergbruch 116, Schriammniederbruch 117, Nordrand im Alpein 119).	
2. Stellung der Alpeiner Gruppe im Bau der Öztaler Alpen	122
(Anschluß an die Hauptamphibolitzone, gürtelförmige Verteilung der Granitarten 124, Beziehung zum Schneeberger Gesteinszug 127).	



Übersichtskarte der Alpeiner Gruppe.



Die Verteilung der granitischen Gesteinsarten in den Ötztaleralpen.



Die Zahlen beziehen sich auf die chemischen Analysen in der Tabelle.