

# Eklogit und Peridotit in den mittleren Öztaler Alpen.

Von Wilhelm Hammer.

Mit 9 Zeichnungen.

Unter den zahlreichen Amphibolitzügen, welche in die Gneise der Öztaler Alpen eingeschaltet sind, ist jener, welcher das Öztal zwischen Längenfeld und Sölden überquert, von besonderer Mächtigkeit und Ausdehnung und ausgezeichnet durch die Mannigfaltigkeit seiner Gesteinsarten.

Besonders ist es das Auftreten von Eklogit, welches ihn von den anderen Amphibolitzonen unterscheidet.

Der Eklogit gab den Anlaß, daß L. Hezner seine Gesteine einer eingehenden petrographischen Untersuchung<sup>1)</sup> unterzog.

Die Durchführung der neuen geologischen Aufnahme des Kartenblattes Öztal der österreichischen Spezialkarte gab Gelegenheit, seinen Umfang und seine Erstreckung genauer festzulegen und seine Lagerungsverhältnisse zu studieren und so die geologische Ergänzung zu der rein petrographischen Untersuchung Hezners beizubringen. Dabei konnte auch die petrographische Kenntnis dieser Zone erweitert werden durch die Auffindung von Peridotit und Marmor in ihrem Bereich, wenn auch in einer verschwindend kleinen Menge gegenüber den gewaltigen Massen von Amphibolit und Eklogit.

Über diese neuen Ergebnisse soll im nachfolgenden berichtet werden.

## Verbreitung und Anordnung.

Der hier betrachtete Zug von Amphiboliten setzt am Rand des „Engadiner Fensters“ am Mathankopf mit wenigen, meist geringmächtigen Lagern ein, überschreitet das vordere Kaunertal südlich von Kaltenbrunn und erreicht unter zunehmender Mächtigkeit über den Gsahlkogel und die Rofelewand das Pitztal, das ihn in enger steilwandiger Talschlucht zwischen Piösmos und Neurur aufschließt. Das Hauptlager erreicht hier eine Mächtigkeit von ungefähr 1000 m und wird von mehreren, zum Teil auch bis 100 m und darüber anwachsenden Lagern begleitet. Zwischen dem Loibiskogel und der Hohen Geige überschreitet der Zug den Scheidekamm gegen das Öztal, in dem er zwischen Längenfeld und Sölden, beziehungsweise an dem östlich angrenzenden Sulztalkamm seine größte Entfaltung erlangt. In Querschnitten über den Sulztalkamm (siehe Fig. 3) mißt

<sup>1)</sup> Tschermaks Mineral. Mitteilungen, XXII. Bd., 1903, S. 437 u. 505 f.

man eine Gesamtmächtigkeit, einschließlich der schmalen Gneiszwischenlagen, von 4 bis 5 *km*; faßt man die Stellung als Antiklinale auf, so bleiben für den N-Schenkel immer noch 3 *km* (siehe diesbezüglich weiter unten).

Während die Amphibolite im Kaunertal und Pitztal in der Hauptsache ostwestlich streichen, erfolgt im Ötztal ein starkes Einschwenken gegen SO. Gerade beim Überschreiten der Talsohle zwischen Längenfeld und Huben knickt das am linken Talhang noch ostwestliche Streichen plötzlich in ein nahezu nordsüdliches bei Burgstein ab, so daß die Steilwand dieser Felsterrasse größtenteils dem Streichen gleich verläuft. Weiterhin bleibt das Streichen am Sulztalkamm vorherrschend in der Richtung NW—SO. Der Gebirgskamm folgt in seinem Verlauf dem Streichen der Schichten, so daß hier ein langer und hoher, mit Ausnahme der unteren N-Hänge ganz aus Amphibolit (und seinen Begleitgesteinen) aufgebaute Hochgebirgskamm zustande kommt mit aller Schroffheit und den düsteren Farben, welche diese Gesteinsart dem Gelände verleiht. Gleichzeitig erhält auch die längste und wildeste Talschlucht in den Ötztales Alpen, jene zwischen Huben und Sölden, durch den Amphibolit ihre besondere Art.

Die Längserstreckung der Zone vom Mathankopf bis zum Atterkar beträgt rund 26 *km*.

Im Kaunertal und Pitztal fallen die Amphibolite durchwegs gegen N ein mit wechselndem Neigungswinkel. Aus dem sehr flachen N-Fallen an der Sohle des Pitztals erheben sie sich am Geigenkamm zu fast senkrechter Aufrichtung. Vom Pollestal an ostwärts, am Perlerkogel, und in der Talschlucht des Ötztales beobachtet man im S-Teil der Amphibolitzone steiles S-Fallen, auch der südlich angrenzende Granitgneis des Grieskogels bei Sölden zeigt noch steiles S-Fallen. Der größere Teil des Amphibolites fällt aber auch im Ötztal steil nach N beziehungsweise NO ein. Man erhält dadurch das Bild einer Antiklinale, die aber nach beiden Seiten bald in ein isoklinales N-Fallen übergeht. Denn auch gegen O kommt an der Wilden Leckspitze und am Daunkopfkamm wieder das regionale N-Fallen zu Geltung.

Auch in den südlich angrenzenden Schiefergneisen stellt sich südlich Sölden wieder N-Fallen ein und hält bis Zwieselstein und weit ins Venter- und Gurgler Tal hinein an.

Eine antiklinale Umbiegung der Schichten ist nicht zu sehen, die Schichten bilden nur einen nach unten sich öffnenden Fächer, der auch durch eine in der Tiefe sich einschiebende Granitmasse, ähnlich jenen der Hohen Geige, der Wilden Leckspitze und anderer solcher benachbarter, zustande kommen könnte.

Trotzdem läßt die weitere Verfolgung der Lagerungsverhältnisse gegen W eher annehmen, daß wir es hier nicht mit einer einheitlichen Schichtfolge oder mit einer einfachen Antikline von stark einseitigem Bau zu tun haben.

Wie aus den beifolgenden Profilen (Fig. 1) zu ersehen ist, besteht zu beiden Seiten des Kaunertales eine Anordnung der Schichten, welche darauf schließen läßt, daß hier die Amphibolite eine große Mulde bilden, in deren Kern die Granitgneismassen des Schweikert und des

Roten Schrofens (mit dem Gamskofl) liegen. Beiderseits des Tales sieht man die Granitgneise hoch oben am Gehänge enden und die Schiefergneise in flacher Lagerung darunter durchziehen. An der linken Tal-

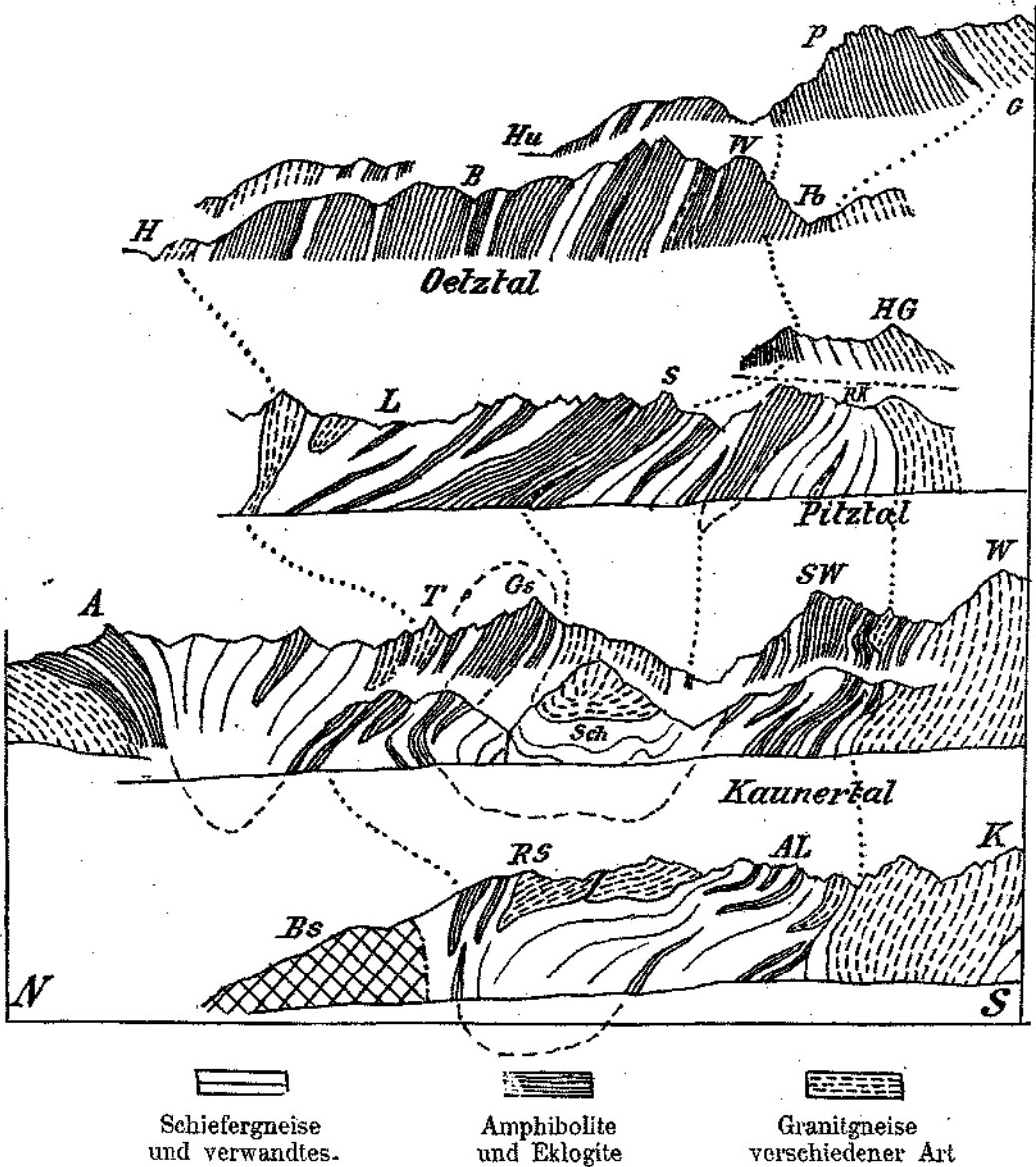


Fig. 1. *G* = Söldener Grieskogel. *P* = Perlerkogel. *Hu* = Huben. *Po* = Pollestal. *W* = Wartkogel. *B* = Breitlehn. *H* = Hauertal. *HG* = Hohe Geige. *RK* = Rotes Karle (Verwerfung). *S* = Sturpen. *L* = Loibisalm. *W* = Watzespitz. *SW* = Schwabenkopf. *Gs* = Gsahlkogel. *T* = Tristkogel. *A* = Pitztaler Acherkogel. *Sch* = Schweickert. *K* = Kuppkarlespitze. *AL* = Alter Mann. *RS* = Roter Schrofens. *BS* = Bündnerschiefer.

seite ist die Mulde unten verengt und kein Muldenschluß im Schiefergneis zu sehen, während unter dem Schweickert die Gneise stark wellig durchziehen. Die Umbiegung der Amphibolite aus dem N-Fallen in der Hochregion des Gsahlkogels in steiles S-Fallen am Fuß der Talhänge läßt sie an der Muldenbiegung beteiligt erscheinen, so daß man

im Zusammenhang mit der petrographischen Übereinstimmung die Amphibolitzüge des Gsahlkogels und jene des Schwabenkopfs als Schenkel einer gegen S übergelegten Synklinale betrachten kann. Im Pitztal erscheint dann die Syncline noch stärker nach S überkippt und ganz geschlossen. Der S-Rand des vermuteten N-Schenkels der Syncline setzt sich vom Sturpen über den Hohen Kogel (N-Gipfel des Stockes der Hohen Geige) zum Wartkogel im Pollestal fort. Der Granitgneiskern ist schon im Pitztal nur in einem schmalen Keil noch zu erkennen, weiterhin verschwindet der ganze Gneisinhalt der Mulde, und die Amphibolite schließen sich im unteren Pollestal eng zusammen.

Die ganze Amphibolitmulde ist zwischen zwei steilstehende Granitgneiszüge im N und S eingeschlossen. Im N der schmalere Granitgneiszug Tristkogel (Kaumergrat)—Feuerköpfe (Geigenkamm)—Längenfeld, im S die großen Granitmassen der Kuppkarlespitze, der Watzespitze und der Hohen Geige (Fig. 2).

Durch das gegen O immer stärker werdende Überkippen der Amphibolitmulde stößt schließlich der S-Rand des N-Schenkels zusammen mit den N-Rand der südlichen Granitgneisschranke — die ganze Mulde gewissermaßen unter sich begrabend. Erst von hier an ostwärts schieben sich nun die südfallenden Amphibolitlagen des Perlerkogels zwischen Granitrand und Synklinenrand ein. Man könnte sie also nur als eine jener Synklinale südlich angegliederte schmale und eingepreßte Aufsattelung ansehen, während der ganze „N-Flügel“ der Gesamtantikline im Ötztaler Profil dem N-Schenkel jener Amphibolitmulde entspricht, vermehrt um mehrere neue Amphibolitzüge, welche am Geigenkamm — am Loibiskogel, Hauerkogel und unter dem Gigelberg — beginnen und sich über das Öztal in den Sulztalkamm fortsetzen — stets im N von dem ostwestlich streichenden und steilstehenden Granitgneis wie von einer Mauer eingehegt. Diese Abschrägung der ganzen Amphibolitfolge läßt auf Störungen am N-Rand schließen. Abgesehen von kleineren Störungen, wie sie das unvermittelte Einsetzen der breiten Amphibolitmasse östlich des Gigelberges begleiten, kommt dies, wie ich im nachfolgenden zu zeigen versuche, in der Walzstruktur und der petrographischen Beschaffenheit der randlichen Teile der Amphibolitzone zum Ausdruck.

Ob das Neueinsetzen von Amphibolitziügen nur eine stratigraphische Bereicherung der Schichtfolge ist oder ob dabei auch tektonische Vielfältigkeiten mitspielen, kann nicht sicher entschieden werden. Bestimmte Anzeichen für letztere fehlen zwar, immerhin mahnen aber die dargelegten Lagerungsverhältnisse auch hier zur Vorsicht bei der Deutung als regelrechte Schichtfolge. Manchenorts, wie z. B. am Gamskogelnordgrat sind, auch auffällige Störungen in den nordfallenden Schichtfolgen zu sehen.

Die Schwenkung im Streichen, welche die Amphibolite im Öztal ausführen, machen auch die den N-Rand begleitenden Granitgneise mit bis zur Muschenschneid im obersten Sulztal. Die Granitgneise im S dagegen streichen bis Sölden (Kaisers) ostwestlich (mit nur schwachem streckenweisen Einlenken in WNW), und ebenso streicht der Granitgneis des Falderlaskogels und der Wilden Leckspitze nahezu ostwestlich (mit geringer Abweichung gegen WNW).

In dem Winkel der beiden zusammenlaufenden Streichrichtungen schrumpft die breite Masse der Amphibolite des Sulzkammes rasch zusammen und findet im Atterkar größtenteils ihr Ende; nur ein schmales Band von Amphibolit zieht noch an der N-Seite des Wannenkogls bis zum innersten Winkel des Gletscherbodens im Sulztal.

Der Granitgneis des Falderlaskogels keilt bei der Kaiserbergalm zwischen den Amphiboliten aus und trennt so den südlichsten Teil derselben ab: Der abgetrennte Teil ist die Fortsetzung der antikalinal gestellten Amphibolite des Perlerkogels, deren tektonische Selbständigkeit auch dadurch wieder bestätigt wird. Diese Amphibolite streichen nordwestlich ins Wüthenbachtal hinein und scheinen hier ebenfalls rasch zu enden zwischen dem Granitgneis des Falderlaskogels und jenem des Söldener Kogels, der die Fortsetzung des Grieskogel-lagers bildet. Ich habe das Wüthenbachtal nicht begangen und entnehme die Endigung der Amphibolite nur aus der alten Originalaufnahmskarte der k. k. geol. Reichsanstalt und nach dem Ausblick vom Falderlaskogel.

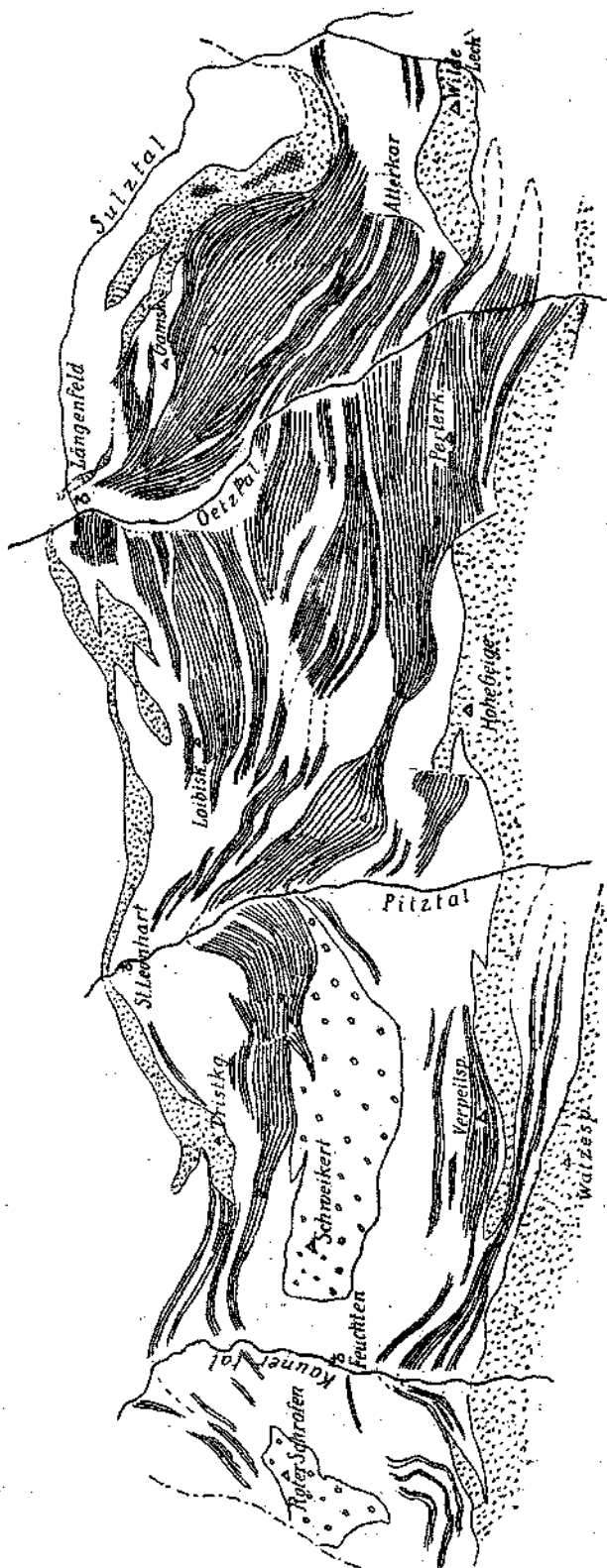


Fig. 2. Kartenskizze der Amphibolitzone des mittleren Ötztals. Schraffiert: Amphibolite und Eklogite; punktiert: die ungeschlossenen Granitgneise; Ringel: Granitgneis im Muldenkern; weiß: Diluvium und Alluvium.

Das Ende der nordwestlich streichenden Amphibolite im Atterkar erscheint auch abgesehen von dem zusammenlaufenden Streichen der einschließenden Schichtzüge auffallend plötzlich: Der eine Begrenzungskamm Murkarspitz—Schönleiten des mit großen Blockmoränen erfüllten Kars wird ganz von Amphibolit und Hornblendebiotitgneiszwischenlagen aufgebaut, während der östliche Begrenzungskamm vom südlichen Atterkarjöchel an aus Schiefergneis und Granitgneis besteht, die überdies sehr steil südlich einfallen, während die gegenüberstehenden Amphibolite nördlich fallen. Es ist wahrscheinlich, daß hier eine tektonische Querstörung mit im Spiele ist, welche sich vielleicht am Roten Kogel bis ins Roßkar auf die Sulztalseite fortsetzt. In dem nordwestlich vom Atterkar liegenden Murkar und Toningkar sind ähnlich gerichtete nordnordost-südsüdwestlich verlaufende Störungen zu beobachten, an welchen man auch eine Schlepplung der Schichten gegen N bemerkt. Bis zum Roßkar konnte ich von N her den Verlauf der großen Längentaler Querstörung<sup>1)</sup> verfolgen, mit welcher die Granitgneismasse der Alpeiner Berge abschneidet gegen die Gneise des Seleskogels und der Sulzkögel. Sie verläuft von der Längentaler Alm im Sellrain entlang den Wänden des Lisenzer Fernerkogels zum Längentaler Joch und durch das Schrankar zur Amberger Hütte im Sulztal. In ihrer Fortsetzung liegen im Roßkar die intensiv ausgewalzten und verflasernten Augengneise, welche den Rundrücken zwischen Roßkar und Wannenkar einnehmen. Als weitere Fortsetzung gegen SO könnte unmittelbar die Störung im Atterkar angeschlossen werden.

Bei der Amberger Hütte und im Schrankar trennt der Längentaler Bruch das Gneismassiv der Sulzkögel und des Gaislehnkogels, mit scharfem Schutte und unter starker Mylonitisierung des Gneisrandes am Ausgang des Schrankars, von der an den Bruch herantretenden mächtigen Folge von Amphiboliten, welche den Schrankogel aufbauen. Besonders Granatamphibolite sind an derselben stark beteiligt, außerdem kommen Epidotamphibolite vor und Zwischenlagen von Biotithornblendegneisen, Granatplitzgneis und Biotitgranatgneis. Der oberste Teil des Berges und die NW-Wände bestehen fast ganz aus Granatamphibolit, vom Hohen Eck abwärts überwiegen Gneise.

Nimmt man an, daß an der submeridional verlaufenden und im Sulztal gegen SW abbiegenden Störungsfläche ein Vorschub des O-Flügels gegen N erfolgte, so lassen sich die Amphibolite des Schrankogels als Fortsetzung des Sulztalzuges auffassen.

Die Amphibolite des Schrankogels setzen sich mit OW- bis WNW-OSO Streichen über den Schwarzenberg ins oberste Stubaital hinüber fort.

Vielleicht stammt von hierher das von Cathrein<sup>2)</sup> beschriebene Eklogitgerölle aus der Sill, dessen Ursprungsgestein A. Pichler als im Stubai anstehend bezeichnete. Die örtliche Feststellung des Vorkommens ist von der im Zuge befindlichen Aufnahme der Stubai-Gruppe zu

<sup>1)</sup> Siehe Jahresbericht für das Jahr 1920, Verhandl. der Geol. Staatsanstalt 1921, S. 11, und Jahresbericht für das Jahr 1923, Verhandl. der Geol. Bundesanstalt 1924, S. 10.

<sup>2)</sup> Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1889, S. 173.

erwarten und wäre für die Beziehung des Schrankkogelzuges zum Eklogit führenden Sulztalzug von Bedeutung.

Die Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten, welche den Amphibolitzug im mittleren Ötztal zusammensetzt, kann in folgende Typen übersichtlich zusammengefaßt werden: Feldspatamphibolite und ihre Spielarten, Granatamphibolite, Eklogite und deren Abkömmlinge.

Auf eine nähere Gesteinsbeschreibung derselben kann hier verzichtet werden, weil L. Hezner bereits eine solche in sehr eingehender und verlässlicher Weise gegeben hat. Sie bezeichnet als „gewöhnliche Amphibolite“ alle ohne diablastische Struktur und mit geringem oder fehlendem Granatgehalt, also vor allem die hier als Feldspatamphibolite bezeichneten Typen. Strukturell und nach dem geologischen Verband wird man auch den größten Teil der Granatamphibolite dazurechnen müssen, während die Kelyphitamphibolite im Sinne Hezners, d. h. die Kelyphitamphibolite mit diablastischem Grundgewebe, sich mit den Eklogiten verbinden.

Den weitaus größten Teil der ganzen Amphibolitzone nehmen die „gewöhnlichen Amphibolite“ ein, u. zw. beobachtet man hier, daß Granatamphibolit sich in geschlossener Masse im nördlichen Teil ansammelt; der Amphibolit an der O-Seite des Gigelberges und am Falderkogel, die nördlichen Seitenkämme des Sulztalkammes bis zu diesem selbst bestehen aus Granatamphibolit, während an der S-Abdachung des Sulztalkammes und am Hahlkogel, Breitlehnekogel die granatfreien oder granatarmer Typen vorwiegen. Gegen den S-Rand hin treten dann, am Perlerkogel, wieder Granatamphibolite stärker auf. Im mittleren Teil durchziehen zahlreiche schmale Gneisbänder die Amphibolite, teils Biotitparagneise, teils Orthogneise, die vielfach in sehr engem Verband und Wechsellagerung mit dem Amphibolit stehen. Die Paragneise entsprechen den ringsum verbreiteten Biotitplagioklasgneisen, die durch Zunahme des Glimmergehaltes und Abnahme der Feldspatmenge manchmal in Glimmerschiefer ähnliche Abarten übergehen. Am Sattelkopf südlich Huben begleiten Albitknotengneise den im Amphibolit steckenden Muskovitgranitgneis. Mitunter stellt sich in schmalen Schiefergneislagen zwischen granatfreien oder granatarmer Amphiboliten ein beträchtlicher Granatgehalt ein.

Als Orthogneise erscheinen in der Amphibolitzone glimmerarme, Biotitgranitgneise, welche oft in Aplitgneise übergehen und mitunter auch Granat führen (S-Hänge der Schöngartenspitze und des Laichkogels, Breitlehnojoch u. a. O.). Ein dunkler grobflaseriger Biotitgranitgneis steht am N-Grat des Perlerkogels an. Seltener sind Muskovitgranitgneise, wie z. B. der Pegmatitgneis am Sattelkopf bei Huben. Am N-Fuß des Perlerkogels steht ein Aplit an, welcher erbsengroße Granaten enthält, die von einem lockeren Kranz winziger schwarzer Hornblenden umgeben sind. (Im Dünnschliff erscheint die Hornblende skelettartig entwickelt, tiefbläulichgrün || c, hellbräunlich || a, sie umgibt den lichtrötlichen Granat kommt aber auch abseits davon in kleineren Fasern oder einzeln vor. Viel albitreicher Plagioklas, etwas Kalifeldspat mit wurmförmiger Durchwachsung durch Quarz.)

Häufig kommen Hornblendebiotitgneise und Hornblendegneise vor, in denen oft eine lagenweise Anreicherung der Hornblende zwischen dickeren Quarz-Feldspatlagen mit wenig Hornblende oder Biotit zu beobachten ist (z. B. Geigenkarlferner, Wartkogel, Breitlehkopf u. a. O.). Nicht selten stellt sich bei diesen Hornblendebiotitgneisen eine undeutliche Feldspatknotenstruktur ein. Durch Chloritisierung der dunklen Gemengteile ergeben sich grünliche, grobkörnige Chloritgneise.

Bei diesen Zwischenlagerungen kann möglicherweise auch sedimentäres Material beteiligt sein, vielleicht auch tuffiges Material und magmatisch verfeldspatete Paraschiefer.

Durchwegs herrscht Konkordanz und parallele Schieferung zwischen den Amphiboliten und ihren Zwischenlagerungen, auch bei den Orthogneisen kamen Quergriffe nicht zur Beobachtung.

Das Auftreten des Eklogits sowie des Peridotits und Marmors ist auf die randlichen Teile der Zone beschränkt.<sup>1)</sup>

Am N-Rand habe ich Eklogite angetroffen am Loibiskogel, Hauerferner, am Kamm Falderkogel—Hauerkogel und im Grieskar (Gottsguter Tal), einen zusammenhängenden Zug bildend. Nördlich über ihm liegt noch ein Amphibolitlager am Loibis- und Hauerkogel und an der linken Ötztalflanke noch der Amphibolit des Gigelberges. Östlich der Talsohle setzt der Eklogit ganz am nördlichsten Rand der Amphibolite bei Bad Längenfeld und Burgstein ein. Ich konnte ihn von hier über die N-Seite des Gamskogels und weiterhin durch alle Kare an der linken Seite des Sulztales bis ins Sulzkar verfolgen. Er ist mit seinen Begleitgesteinen hier an den gegen N vortretenden schroffen Seitenkämmen (Kleines Kogele N-Grat, Hoher Kogel, Schwarzwanter) ausgezeichnet aufgeschlossen, desgleichen auch an den felsigen Karschwellen, wie im äußeren Reichenkar. Er hält sich hier stets an die äußerste Randzone der Amphibolite gegen den angrenzenden Augengneis. (Siehe die Profile Fig. 3.)

Der ganze Randstreifen wird von weißgebänderten Amphiboliten, feinflaserigen lichten Eklogitamphiboliten und Kelyphitamphiboliten gebildet; in ihnen treten die eigentlichen Eklogite in zahlreichen kleinen Linsen und Schlieren auf, die durch Übergänge mit der Umgebung eng verbunden sind. Nirgends bilden sie große geschlossene Massen.

Die reinen Eklogite sind durchwegs licht gefärbt, hellgrau mit blaßrosenroten und intensiv hellgrünen Flecken; die fleckige Farbe ist durch die nesterweise Zusammenscharung der Gemengteile hervorgerufen, gegenüber der unregelmäßig körnigen Struktur ist eine lagenweise Sonderung der Gemengteile oder ein ganz gleichmäßig feines Korn weit seltener.

Auch am S-Rand der Amphibolitzone sammeln sich Eklogite und deren Abkömmlinge an. Doch ist die Ausprägung einer eigenen Zone hier eine weniger deutliche. Es gehören dazu die Eklogite und Gefährten südlich von Aschbach an der Straße nach Sölden und am gegenüberliegenden Ufer, ferner fand ich solche am Grat südlich des Perlerkogels und am S-Rand der Amphibolite beiderseits des Pollestals.

<sup>1)</sup> Wenn L. Hezner die Meinung ausspricht, daß die Eklogite immer den Kern der „Amphibolitstöcke“ bilden, so liegt dieser Irrtum wohl darin begründet, daß sie die Eklogite nur im Talprofil Längenfeld—Sölden im Anstehenden kennenlernte, sonst nur aus Geröllen; allerdings trifft auch für dieses Profil die Annahme nicht zu.



## Peridotit und Gangbildungen am Loibiskogel.

Das neuaufgefundene Vorkommen von Peridotit befindet sich am S-Abfall des Loibiskogels (3089 m), oberhalb des Hauerferners.

Aus dem beistehenden Profil (Fig. 4) ist die Gesteinsfolge dieses schönen Hochgipfels zu ersehen: Wir haben einen Zug von Biotit-schiefergneisen vor uns, beiderseits von amphibolitischen Gesteinen umschlossen. Im N reiht sich daran eine mächtige Intrusivmasse von feinkörnigem Biotitgranitgneis; außerdem ist in den mittleren Schiefergneiszug granitisches Magma eingedrungen, das sich aber nicht in so geschlossener Mächtigkeit gesammelt hat, sondern sich mehr als eine intensive Durchträngung einzelner Teile des Sedimentgneises verbreitet hat. In einem Striche, der nahe unterhalb des S-Gipfels den Grat überschreitet, sammelt sich die Intrusion auch in geschlossenerer Form an, ist aber nur unscharf vom Schiefer abgetrennt und stark verschiefert.

Der Granit am N-Grat ist feinkörnig, parallel texturiert, ohne nennenswerte Kataklyse, mit mäßigem Gehalt an Biotit, viel Mikroklin und mäßiger Menge an albitreichem Plagioklas. Er gehört nach seiner Zusammensetzung und geologischen Einordnung dem Zug von Granitgneisen an, welche von St. Leonhart im Pitztal über die Feuerkögel und das Hauertal in das Längenfelder Becken streichen und die Amphibolitregion gegen N abgrenzen.

Wenn sein Rand auch im ganzen konkordant zur Schieferung der Nachbargesteine verläuft, so beobachtet man doch im kleinen an der Grenze Quergriffe des Granits in den Amphibolit und Umschließung von Gneis- und Amphibolitschollen durch den Granit.

Granitische und aplitische Gänge durchschwärmen die beiden Amphibolitzonen und nehmen hier eine besondere Ausprägung an (siehe unten).

Die Amphibolitzone, welche durch die Wände des N-Gipfels zieht, besteht aus dunkelgrünem, hornblendereichem Plagioklasamphibolit; die südliche Amphibolitzone, am Rand des Loibiskogels gegen den oberen Teil des Hauerferners, ist die Eklogit führende Randzone der von hier gegen S sich ausbreitenden Hauptregion der Amphibolgesteine, innerhalb welcher auch die übrige Umrandung des oberen Hauerferners liegt. Sie zeigt alle charakteristischen Bestandteile der Zone, wie man sie von hier bis ins Sulzkar allenthalben wieder antrifft. An dem vom Eis abgeschliffenen, kahlen Felsgehänge sind sie hier besonders schön zu studieren.

In dem Übergangsbereich der Bänderamphibolite in die nördlichen Kelyphitamphibolite und Eklogite stecken, weithin auffallend durch Farbe und Form, Linsen von Peridotit als runde Felshöcker von wenigen Metern Längserstreckung. Sie sind mit einer rauhen, rostbraunen Verwitterungsrinde von 0.5—1 cm Dicke überzogen, von massiger Struktur, ohne Bankung oder Schieferung. Das Gestein besitzt eine große Härte und Zähigkeit und erscheint im frischen Bruch feinkörnig und von dunkelgrüner Farbe; in einer heller grünen, feinkörnigen bis dichten Grundmasse glänzen kleine dunkle, glasige Körner von Olivin auf; locker verstreut beobachtet man einzelne schwärzliche, große Einsprenglinge ohne Kristallumgrenzung und von vollkommener Spaltbarkeit (Pyroxen).

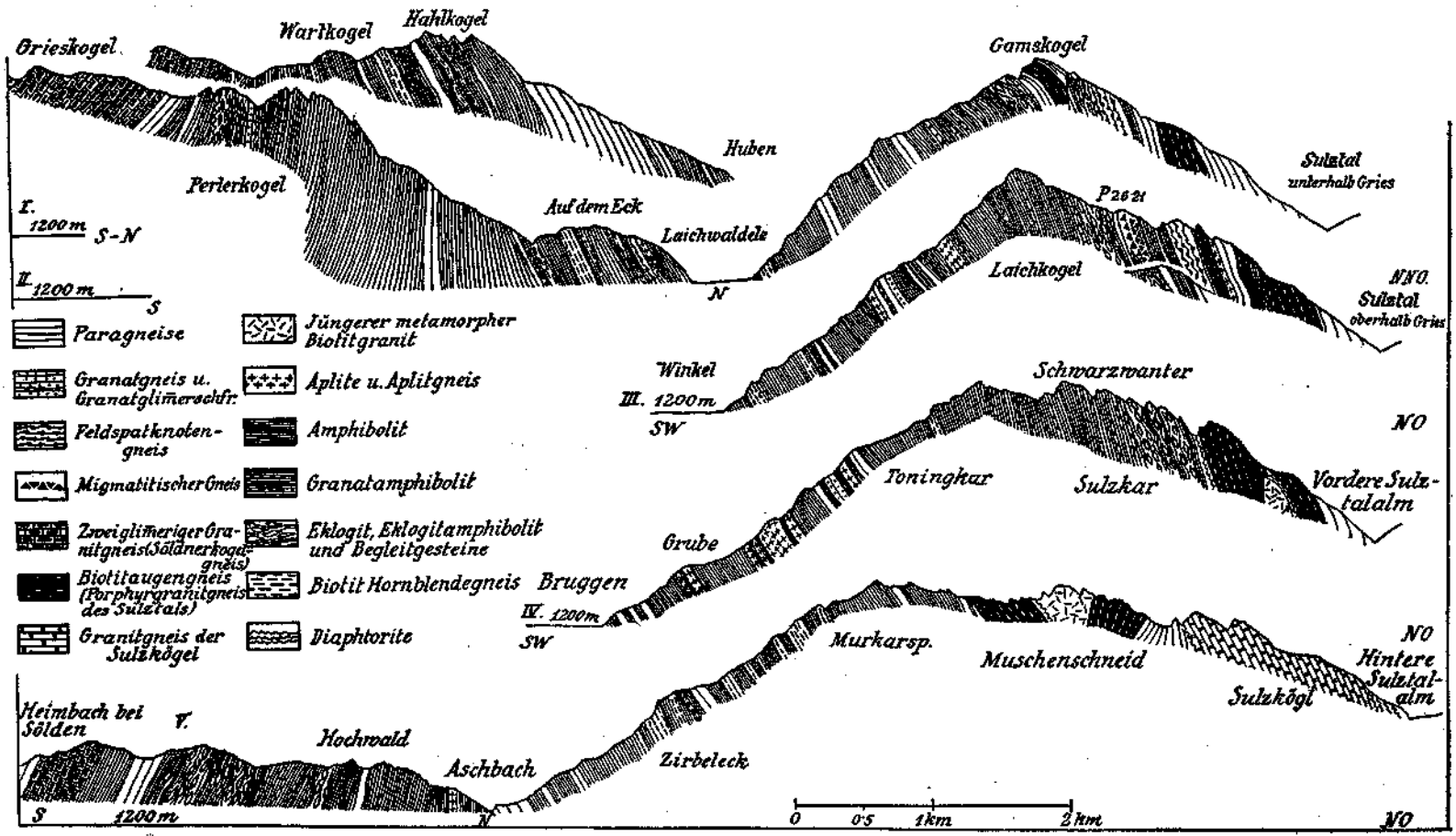


Fig. 3.

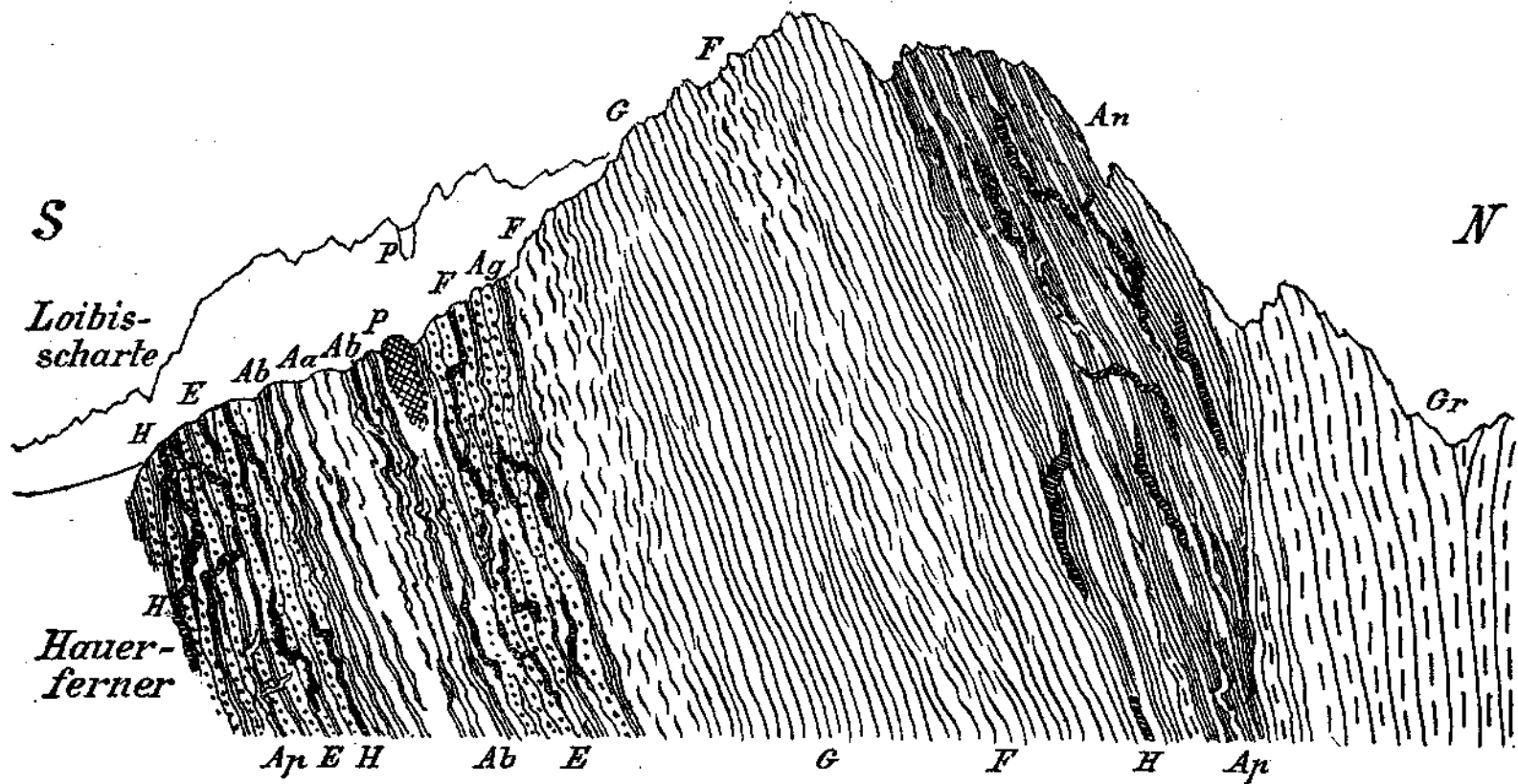


Fig. 4. Profil über den Loibiskogel (3089 m) 1 : 3570.

*P* = Peridotit. *E* = Eklogit und Eklogitamphibolit. *Ab* = Gebänderter Amphibolit. *Aa* = vorwiegend aplitische Zone des *Ab*. *Ap* = Aplitgänge. *H* = Hornblendepegmatit. *F* = Flasergneis (Granitgneis und Migmatit). *Gr* = Biotitgranitgneis. *An* = Dunkle Amphibolite. *Ag* = Dichter Granatamphibolit. *G* = Schiefergneis.

Im Dünnschliff sieht man viele große unregelmäßig, oft zackig umgrenzte Körner von farblosem Olivin (Charakter der Doppelbrechung negativ), eingebettet in einem feinkörnig-stengeligen Aggregat von sehr blaßgrün gefärbtem monoklinen Amphibol. Oft ordnen sich die Stengel radial zu den Olivinkörnern, greifen auch randlich kleinzackig in den Olivin ein; auch schalenförmige Durchschnitte von Olivin sieht man ausgefüllt damit. Pleochroismus des Amphibols ist kaum wahrnehmbar; Auslöschung bis zu 20°.

Stellenweise vergrößert sich das Korn der Amphibolaggregate und zeigt dann Querschnitte mit dem charakteristischen Spaltflächenwinkel der Hornblende. Wo die strahligen Rinden der Olivinkörner zusammenstoßen, ist oft ein Haufwerk winziger, stark lichtbrechender Körnchen angesammelt (Zoisit?).

Die großen Einsprenglinge zeigen sich im Schliff als rhombischer Pyroxen mit feinfaseriger Durchwachsung durch Amphibol und randlicher Umwandlung in solchen. Sie sind dicht durchstäubt mit feinstem schwarzen Erzstaub; das Erz sammelt sich auch in linearer Anordnung quer zur Faserung an. Der Rand des Pyroxens ist oft frei von Erz. Die rhombischen Pyroxene umschließen die anderen Bestandteile und greifen in unregelmäßigem Umriß zwischen sie ein.

Neben rhombischem Pyroxen ist in geringer Menge auch ein farbloser monokliner in kleinen Körnern vorhanden. Das opake Erz ist außer in den Pyroxenen ziemlich reichlich in rundlichen Körnern von bräunlich-schwarzer Farbe oder als feine Imprägnation wolkig im Gestein verteilt. Nur selten trifft man es auch in Klüften des Olivins, dessen Körner sonst frei von Einschlüssen oder von Serpentinbildung sind.

Eine Auszählung der Bestandteile ergab als Mittel aus mehreren Schliffen: 35% Olivin, 55% Hornblende, 8% Pyroxen, 2% Erz.

Die von Herrn Bergrat Dr. O. Hackl ausgeführte chemische Analyse ergab folgende Zusammensetzung:

SiO <sub>2</sub>	41.90	Gewichtsprocente
TiO <sub>2</sub>	0.55	"
ZrO <sub>2</sub>	0.02	"
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.34	"
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	"
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.13	"
FeO	8.74	"
MnO	0.10	"
CaO	4.98	"
MgO	31.34	"
K <sub>2</sub> O	0.54	"
Na <sub>2</sub> O	0.64	"
Gesamt-H <sub>2</sub> O	0.58	"
CO <sub>2</sub>	0.14	"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	minimale Spuren	
Gesamt-S	0.17	Gewichtsprocente
	99.64	Gewichtsprocente

Zur Chrombestimmung bemerkt der Analytiker Bergrat Hackl folgendes:

„Die Analyse zeigte im Filtrat von den Sesquioxyden eine so starke Gelbfärbung, daß gleich ein höherer Chromgehalt vermutet wurde. Da auch teilweise Fällung des Chroms eingetreten war, so wurden sowohl die bei den Sesquioxyden als auch im Filtrat befindlichen Chromanteile separat bestimmt, worauf unter Berücksichtigung des ersteren die Korrektur des Aluminiumwertes erfolgte. Hiezu war es notwendig, einige Untersuchungen über die Beeinflussung der Chromkolorimetrie auszuführen, ferner festzustellen, ob Chromoxyd bei der Pyrosulfatschmelze oxydiert wird und ob es bei der Manganbestimmung nach Hackl oxydiert wird und stört. Da letzteres der Fall ist, so wurde ein Verfahren ausfindig gemacht, um diese Störung zu umgehen, worüber an anderer Stelle berichtet werden soll. In einer Separatportion wurde die Gesamtmenge des Chroms kolorimetrisch bestimmt.“

Das spezifische Gewicht des Peridotits ist 3.29.

Der beträchtliche Gehalt an  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  läßt darauf schließen, daß das opake Erz Chromeisenerz ist. Der geringe Wassergehalt bestätigt das Fehlen der Serpentinbildung.

Die Analyse zeigt im allgemeinen das typische Bild des Chemismus eines Peridotits. Unter den in Rosenbusch' „Elementen der Gesteinslehre“ angegebenen Peridotitanalysen stehen ihr jene der Amphibolperidotite, besonders jene von Argein (Pyrenäen) am nächsten, wie dies bei dem starken Amphibolgehalt des Loibiskogelgesteins naheliegt.

Von den zentralalpinen Peridotit-, bzw. Serpentinvorkommen liegen verhältnismäßig wenig Analysen vor.<sup>1)</sup> Diese zeigen neben sonst sehr ähnlichen Werten durchwegs einen niedrigeren, unter dem Mittelwert für Peridotite (Rosenbusch, 4. Auflage) liegenden Gehalt an Tonerde und an Kalk als das Ötztaler Gestein. Nur der „Utschit“ vom Utschgraben bei Bruck a. d. M.<sup>2)</sup> hat auch einen ähnlich hohen Kalkgehalt, aber sehr niederes  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und kommt insofern dem Ötztaler Gestein näher (dem Mineralbestand nach ist er abweichend zusammengesetzt). Sowohl jene der Muralpen und Niederen Tauern als jene der Hohen Tauern sind durchwegs Antigoritserpentine mit geringerem oder fehlendem Amphibolgehalt, die vielfach von Chlorit- oder Talkschiefern begleitet werden. Peridotite ohne Serpentinbildung sind, von untergeordneten Differentiationsschlieren abgesehen, unter diesen bisher nicht bekannt geworden. Nur die Olivinfelse des Sulzberges und Ultentales in Südtirol<sup>3)</sup> sind teilweise nahezu frei von Serpentinisierung; Analysen liegen von ihnen nicht vor.

Es ist bemerkenswert, daß nicht nur die Serpentine in der Tauernschieferhülle (Stubachtal, Zillertal, Mölltal, Pfitschertal) und jene der Grauwackenzone (Paltental) dergestalt eine Art der Metamorphose zeigen,

1) Angel, „Gesteine der Steiermark“, Graz 1924, S. 137; Blaas, Nova acta Leop.-Carol., Akad. d. Naturf., 64. Bd., 1899; Hussak, Tschermaks Mineral. Mitteilungen 1883, S. 61; Granigg, Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanstalt 1906, S. 392.

2) Stiny, N. Jahrb. f. Miner. 1915, Bd. I, S. 91.

3) Hammer, Zeitschr. f. Naturw., Jena 1899, 72. Bd.

welche der Grünschieferfazies<sup>1)</sup> entspricht, gleichlaufend mit den übrigen basischen Eruptivgesteinen dieser Zonen, sondern auch die dem „Altkristallin“ angehörigen Serpentine der Niederen Tauern (Hochgrößen, Klaffer, Prebergebiet) und der Gleinalm<sup>2)</sup> und Stubalpe, wobei allerdings bei letzteren bereits sekundäre Tremolitbildung nebenbei eintritt. Bei dem Loibiskogelgestein erfolgt die Umwandlung ganz unter den Bedingungen der Amphibolitfazies (siehe nächstes Kapitel).

An der in der Mitte des Felsgehanges liegenden Linse wird der Peridotit von einer eigenartigen Gangbildung durchdrungen: als solche erscheint ein sehr grobkörniges Gestein von richtungslos körniger Struktur, bestehend aus Knollen von hellgelblichrotem dichten Granat (2—5 cm dick) und einem ebenso großen lichtgrünlichgrauen dichten Mineral, das sich bei mikroskopischer Untersuchung als farbloser, monokliner Pyroxen erweist (Auslöschungsschiefe der prismatischen Spaltstückchen 36—43°). Der Pyroxen ist dicht erfüllt von winzigen, rundlichen Zoisitkörnchen, ferner umschließt er kleine grüne Hornblenden, einzelne Rutilkriställchen und Titaneisen. Pyroxen und Granat sind voneinander getrennt durch Säume von grünlichschwarzer Hornblende, die auch zu größeren Nestern sich ansammelt. Im Dünnschliff sieht man den Granat umsäumt und an Klüften durchzogen von der karinthinarartigen Hornblende (|| c kräftig blaugrün, b blaugrün, a hellmoosgrün). Gegen den Pyroxen gehen die Säume in eine blaßmoosgrün gefärbte Hornblende über. Zur selben blassen Hornblendeart gehören auch die im Pyroxen eingeschlossenen kleinen Hornblenden. Am Granatrand stehen sie mehr oder weniger senkrecht zum Rand. Düll<sup>3)</sup> berichtet von den Eklogiten der Münchberger Masse, daß die Pyroxene in der Berührung mit Granat in Karinthin übergehen, was auch für den vorliegenden Fall zuzutreffen scheint.

Dieselbe Gesteinsart, wie sie als Ader im Innern des Peridotits auftritt, ist auch an einer Stelle am Rand zwischen Peridotit und Amphibolit eingeschaltet und hier wie dort scharf abge sondert vom umschließenden Gestein. Zwischen Peridotit und Gangbildung schiebt sich bei dem randlichen Vorkommen noch ein dünnes Blatt von dickflaserigem Amphibolit ein. An anderen Stellen grenzt der Peridotit direkt an die Amphibolite.

Nach Zusammensetzung und Struktur kann man die Gangbildung als Eklogitpegmatit bezeichnen, von ähnlicher Art wie solche aus Norwegen (Selje) von P. Eskola<sup>4)</sup> beschrieben wurden. Auch manche der als Mineralfundorte bekannten gangförmigen Mineralneubildungen in den Serpentin der Hohen Tauern, welche von Weinschenk<sup>5)</sup> als postvulkanisch angesehen werden, sind ähnlicher Art.

Ein dem Peridotit vom Loibiskogel ähnliches Gestein steht in einer kleinen Felsklippe am unteren Rand des Hauerferners südlich von dem

1) In der von Becke (Tscherma's Mineral. Mitteilungen, 35. Bd., S. 224) erweiterten Form der Eskolaschen Definition.

2) Angel, Tscherma's Mineral. Mitteilungen, 38. Bd., 1925.

3) Geognostische Jahreshefte, München 1902, S. 155.

4) Videnskaps-Selskabet's Skrifter, Kristiania 1921, Nr. 8, S. 48.

5) Abhandl. d. Bayr. Ak. d. Wiss. II. Kl., 18. Bd., 1894, S. 653 f.

Felskopf P. 2780 an, enthält aber viel mehr Hornblende und Pyroxen. Es gehört derselben Zone von Eklogit und Kelyphitamphibolit an wie das Vorkommen am Loibiskogel, die Zone setzt sich unter dem Gletscher nach dieser Seite fort.

Das Zusammenvorkommen von Peridotit und Eklogit ist von verschiedenen Gegenden bekannt, so vom niederösterreichischen Waldviertel, aus der Münchberger Gneismasse und aus Norwegen. Das Mengen- und Mischungsverhältnis ist an diesen Orten aber zumeist das umgekehrte: Im niederösterreichischen Waldviertel<sup>1)</sup> bildet der Eklogit kleine Linsen und Schlieren im Olivinfels, sein „Mineralbestand ist im wesentlichen eine Anhäufung derjenigen Minerale, welche im (umschließenden) Pyropolivinfels akzessorisch auftreten: pyropähnlicher Granat und ein oft durch Cr intensiv grün gefärbter, monokliner Pyroxen sind die Hauptgemengteile“. Die eklogitführenden Pyropolivinfelse sind an den Granulit gebunden. Durch den Mangel an Granat und die Umwandlung des Olivins in Hornblende steht der Peridotit des Loibiskogels mehr den Olivinfelsen nahe, welche den Gabbroamphibolit von Rehberg<sup>2)</sup> (Waldviertel) begleiten, oder jenen von Wegscheid-Felling. Doch sind letztere nicht von Eklogit begleitet.

Auch in Norwegen<sup>3)</sup> ist das Verhältnis beider Gesteine das umgekehrte wie im Ötztal, indem der Eklogit Linsen oder Bänder im Olivinfels bildet (sofern er nicht ganz abseits von ihm im Gneis vorkommt).

Eklogit und Peridotit stehen im Ötztal nicht in einem so engen und ungestörten syngenetischen Verband wie an den genannten Orten; der Peridotit ist hier wohl ein bei der ersten Erstarrung der basischen Magmamassen ausgebildetes Endprodukt der Differentiation, dessen Verschiedenheit von der übrigen Masse durch die späteren Matamorphosen, welche die anderen Gesteine stärker als den Peridotit verändert haben, noch gesteigert wurde.

Eine in gewissem Sinne dem „Eklogitpegmatit“ analoge Gangbildung beobachtet man in den Eklogiten und Amphiboliten beider Zonen solcher Gesteine am Loibiskogel.

Sowohl parallel zur Schieferung als auch sie durchbrechend werden diese Gesteine durchschwärmt von dezimeter- bis meterdicken Adern, welche sich aus schwärzlichgrüner Hornblende und weißem Feldspat zusammensetzen. Die Hornblendeprismen sind 2 bis 5 cm lang und 1 cm dick und ragen vom Rand des Ganges strahlig in den Gang hinein; die Zwischenräume erfüllt der derbe, grobkörnige Feldspat, der nach der Stärke seiner Lichtbrechung ( $1.54$  [Eugenol]  $> n > 1.526$  [Benzonitril]) und der zur vollkommenen Spaltbarkeit nahezu parallelen Auslöschung (Pulverprobe) zum Albitoligoklas gehört. Selten ist etwas Quarz beteiligt.

An den Felsen ober dem Hauerferner findet man einzelne Adern, welche hauptsächlich aus Hornblende und Klinozoisit bestehen.

<sup>1)</sup> Becke, „Das niederösterreichische Waldviertel.“ Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 1913. S. 23.

<sup>2)</sup> Marchet, Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 128. Bd., 1919.

<sup>3)</sup> P. Eskola, l. c., S. 51.

Letzterer bildet Büschel plattstengeliger Kristalle von mehreren Zentimetern Länge und hellgraugelber Farbe. Die Pulverprobe zeigt gerade oder nahezu gerade Auslöschung der Stengelchen und Lage der Achsenebene quer zur Spaltung, bei großem Achsenwinkel, Härte 6 bis 7. Interferenzfarben im Dünnschliff blaugrau bis zitronengelb. Hornblende und Zoisit stecken in subparalleler Verwachsung ineinander und erscheinen gleichzeitig gebildet.

Durch allmähliche Abnahme des Hornblendegehalts in den Hornblendefeldspatgängen ergeben sich alle Übergänge bis zu hornblendefreien Apliten, bzw. Feldspatadern. Letztere verzweigen sich fein im Gestein und breiten sich zumeist entlang der Schieferung aus. Manchenorts tritt an ihre Stelle eine lockere Feldspateinsprengung auf in Gestalt von Nestern aus einzelnen rundlichen oder rechteckigen Feldspaten bis zu 1 cm Durchmesser.

Die Durchaderung der Amphibolitzone und die aplitische Durchdringung und Verfeldspatung im angrenzenden Schiefergneis sind gleicher Entstehungsart.

Das eindringende granitische Magma, bzw. seine Restlösungen scheinen also hier je nach dem Gestein, in dem sie vordringen, verschiedene Ausbildung anzunehmen, so daß im Amphibolit und Eklogit sich daraus durch Stoffaufnahme eine Art „Hornblendepegmatit“ entwickelt.

Das Eintreten von Hornblende in Aplit und Pegmatit beim Durchdringen von Amphiboliten hat bereits Reinhold<sup>1)</sup> an Beispielen aus dem niederösterreichischen Waldviertel aufgezeigt. Auch Duparc und Mrazec<sup>2)</sup> beschreiben aus der Montblancgruppe Aplitgänge („granulite“), welche bei der Injektion von Amphiboliten Amphibol führend werden.

Am Loibiskogel ist die Beteiligung von Hornblende an den Gängen eine bedeutend größere.

Vielleicht kann auch die Gangbildung im Peridotit als eine gleichartige angesprochen werden, wenn es sich hier vielleicht auch mehr um ein Aufschmelzungsprodukt als um zugeströmtes Material handelt.

Bemerkt sei schließlich, daß nach den Angaben von Th. Ohnesorge<sup>3)</sup> am Grat Loibiskogel—Hoher Kogel, unfern des Mitterkogels (Kar westlich des Loibiskogels), bis zu 1 m dicke Quarzgänge auftreten, welche die bekannten großen Cordieritkristalle (Pitztaler Cordieritpinit) enthalten. Sie wachsen von den Salbändern aus in den Quarz hinein. Ohnesorge führt den Tonerdegehalt dieser pneumatolytischen Gangbildungen auf Einschmelzung von Material aus den durchbrochenen Schiefem zurück. Die Cordieritquarzgänge erscheinen demnach als analoge Bildungen wie die Hornblendegänge am Loibiskogel.

### Eklogit und Amphibolit.

In der amphibolitischen Zone am S-hang des Loibiskogels nehmen die eigentlichen Eklogite ihrer Masse nach nur einen geringen Teil ein.

<sup>1)</sup> Tschermaks Mineral. Mitteilungen 1910, S. 43.

<sup>2)</sup> Mem. Soc. phys. hist. nat., Genf, 38. Bd., S. 149.

<sup>3)</sup> Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1905, S. 181



Sie treten auch hier in kleinen Schlieren und Nestern von unbestimmter Umgrenzung auf, welche sich hauptsächlich in zwei Zügen ansammeln. Ihre Gesteinsbeschaffenheit ist die gleiche wie im Sulzthal oder bei Burgstein.

Der mittlere Teil der amphibolitischen Zone wird von Bänderamphiboliten eingenommen: Dünne Lagen von dunklem Amphibolit, bald weithin zusammenhängend, bald in kürzere Fläsern aufgelöst, wechseln tausendfach mit weißen feinkörnigen aplitischen Lagen. Letztere überwiegen streckenweise bei weitem an Menge gegenüber den Amphibolitlagen, so daß ein weißes Gestein mit locker verteilten, dünnen, dunklen Fläserchen vorliegt. Andernorts wechseln beide Gesteine in gleichmäßiger Menge ab in Lagen von Millimeter- bis zu Zentimeterdicke, wobei eine intensive

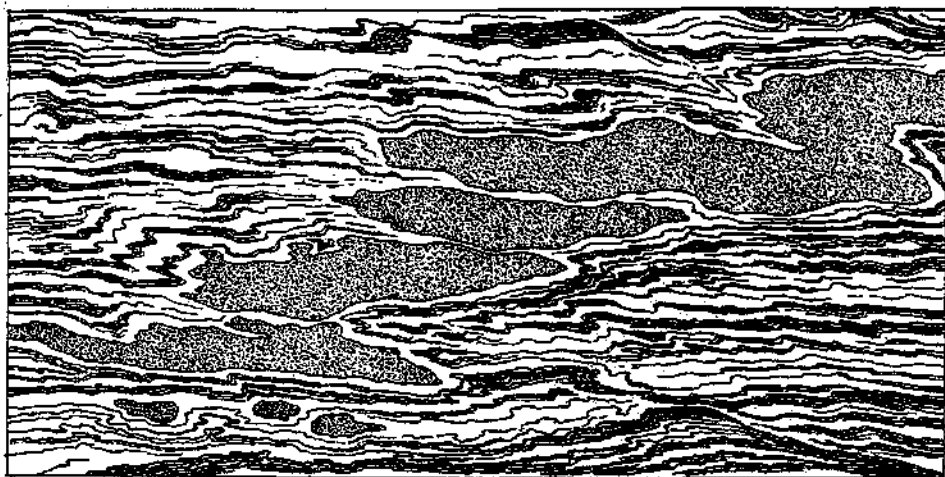


Fig. 5. Schollen dichten dunklen Amphibolites im gebänderten Amphibolit. Loibiskogel.

Kleinfältelung sichtbar wird. In diesem feingebänderten Gestein sind auch einzelne dicke Bänke eines dichten, dunkelgrünen Amphibolites enthalten, welche teils faltig geknickt, teils in Einzelschollen zerrissen und übereinandergeschoben sind (Fig. 5); auch aufgelöst in kleine rundliche Knollen schwimmen sie in dem feinfläserigen Gestein. Das Ganze bietet ein ausgezeichnetes Bild starker Durchbewegung unter hohem Druck und hoher Temperatur. Im Dünnschliff erscheinen die Amphibolitlagen sehr feinkörnig, ohne Kataklyse, mit kristalloblastischer Struktur. Die kleinen, kräftig grün gefärbten Hornblendekriställchen sind sehr unvollkommen parallel gerichtet und gehen in größere Aggregate mit Paralleltexur über; der Plagioklas ist lagenweise angereichert, im ganzen wenig. Titanit und Titaneisen sieht man vielfach, Granat fehlt in diesen Lagen.

Solche feingebänderte Amphibolite sind ein charakteristischer Bestandteil der ganzen Eklogitzone und wurden in allen Profilen vom Burgstein bis ins Sulzkar wieder angetroffen. Die Feinheit der Bänderung kann bis zu einer dichtgedrängten, feinen, parallelen Linierung (im Querbruch gesehen) herabsinken, anderseits sind immer auch wieder breite Bänder

zu sehen und mitunter auch quergreifende weiße Adern. Übergänge verbinden beide Formen. Auch die im Bänderamphibolit schwimmenden Schollen dickerer Bänke trifft man in den Sulztaler Profilen wieder, ebenso wie die starke Fältelung. Dazwischen finden sich einzelne Lagen mit sehr großen, strahligen Hornblenden und Granaten bis zur Kirschengröße oder auch großstrahlige Hornblendeschiefer, Lagen gewöhnlicher Granatamphibolite und alle Übergänge zu Eklogiten. Lebhafter Wechsel

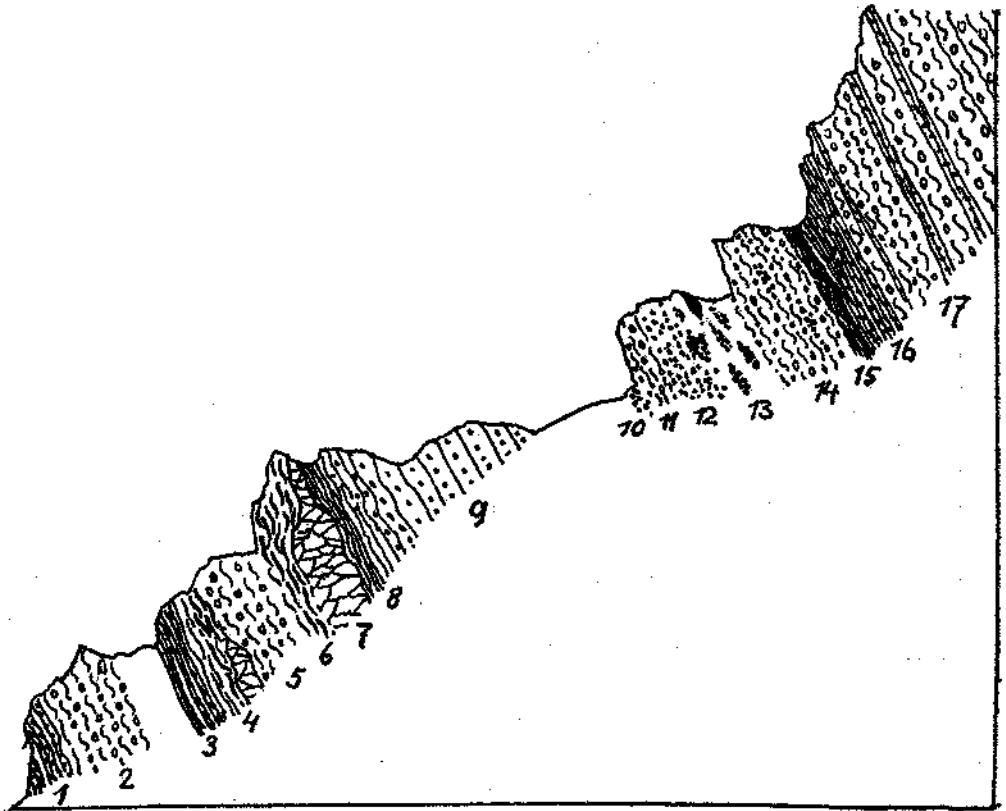


Fig. 6. Profil der Felswand beim Haus Nr. 65 (Jakob Keßler) in Burgstein.

1 = Granatamphibolit. 2 = Eklogitamphibolit, auch kleine Eklogitnester (?). 3 = Granatamphibolit. 4 = aplitische Ader, auslaufend in Flaseramphibolit. 5 = Kelyphitamphibolit. 6 = Flaseramphibolit. 7 = Muskowitführender Aplit. 8 = schwärzlicher dichter Amphibolit übergehend in 9 = heller, gebankter Granatamphibolit. 10 = Eklogit. 11 = Kelyphitamphibolit. 12 = Eklogit mit ziemlich gleichmäßiger Verteilung der Bestandteile, 13 = schlierigknolliger Eklogit, an der Kante ein Nest von großstrahliger schwärzlicher Hornblende. 14 = Eklogitamphibolit und Eklogit. 15 = zerquetschter, diaphoritischer Schiefergneis. 16 = dunkler Granatamphibolit. 17 = Kelyphitamphibolit und Granatamphibolit.

des Gesteins ist überall herrschend. Als ein bequem zugängliches Beispiel zeigt Fig. 6 ein Teilprofil in Burgstein, die Flaseramphibolite sind im Burgsteiner Profil am Steig Burgstein — Brand gut zu sehen (Fig. 7). In größeren Ausmaßen und reichster Entfaltung zeigt das Profil des Hohen Kogel (Inneres Reichenkar) und der N-Grat des Laichkogels (Äußeres Reichenkar) die Verhältnisse, vorzüglich aufgeschlossen. Am Hohen Kogel erreichen die rein aplitischen Lagen stellenweise eine bedeutende Dicke.

Auch am Schwarzwanter N-Grat (Sulzkar) begegnet man sie oft und auch in quergreifender Form.

Solche weißgebänderte Amphibolite und die bunte Mannigfaltigkeit der begleitenden Gesteine fehlt den inneren Teilen der Gesamtamphibolitzone. Man durchwandert da große, gleichmäßige Massen von Feldspat- oder Granatamphiboliten, oder es stellt sich eine Wechselagerung mit Biotitgneisen und verwandten Gesteinen ein, wie sie oben erwähnt wurden.

Am S-Rand trifft man wieder auf aplitische Durchhaderungen, z. B. am Perlerkogel, doch sind sie viel weniger stark ausgeprägt und verbreitet.

Am Loibiskogel und in anderen Profilen des N-Randes sind die eigentlichen Eklogite eingebettet in lichtgraue bis weißliche dichte Gesteine, welche in undeutlich grün gefaserte Formen übergehen, und weiterhin auch in deutlich feinflaserige amphibolitische Gesteine, welche den oben beschriebenen Bänderamphiboliten ähnlich sind. Doch sind die grünen Fasern im allgemeinen weder so fein noch so deutlich abgegrenzt wie bei jenen, sondern kürzer, unregelmäßiger und unschärfer umgrenzt, auch fehlen in ihnen die verfalteten und zerrissenen Schollen dichter Amphibolitlagen. Gleichwohl lassen sich die beiden Arten von Flaseramphiboliten im Felde nicht immer verlässlich unterscheiden. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, sind auch manche der feinlinierten Abarten zu den Eklogitamphiboliten gehörig, eine sichere Zuordnung ist nur im Dünnschliff möglich.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß wir in dieser Gesteinsgruppe alle Stufen der Umwandlung des Eklogits vor uns haben, wie sie bereits L. Hezner als Eklogit- und Kelyphitamphibolite sorgfältigst beschrieben hat.

Es wandelt sich zuerst der Pyroxen in feinste diablastische Hornblendeplagioklasgewebe um, gleichzeitig beginnen um die Granatkörner Kelyphitrinden sich anzusetzen. In einer vorgeschritteneren Stufe ist der Omphazit und der Granat völlig verschwunden, nur der rhombische Pyroxen vermag sich noch am längsten zu halten, ist aber auch schon mit einer an Dicke immer zunehmenden Umwandlungsrinde von

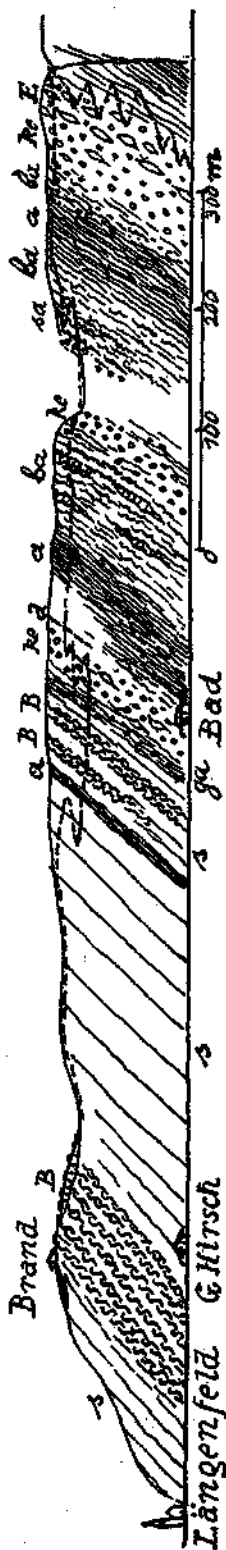


Fig. 7. Profil am Gehänge Brand-Burgstein (Steig).

s = Biotitparagneis. B = grobkörniger Biotitfasergneis, a = dichte dunkelgrüne Amphibolite teilweise mit Biotit. ba = feingebänderter Amphibolit mit einzelnen dicken aplitischen Lagen. ga = stark druckschiefrige Bänderamphibolite. ke = Kelyphitamphibolite. E = Eklogit. ka = Granatamphibolite.

Plagioklas und Zoisit oder auch von Chlorit und Epidot umhüllt. Schließlich verschwinden auch diese Reste und es verbleibt ein Gestein, das aus Fasern von diablastischem Hornblendegewebe und aus länglichen Nestern von Zoisit und Plagioklas besteht. Je weiter die Umwandlung vorschreitet, um so mehr wächst das Korn der Hornblende und auch des Zoisits und es zeigen sich alle Übergänge von kryptodiablastischen Struktur bis zu schlieren- und nesterweisen Anhäufungen deutlicher, kleiner, blaßgrüner Hornblendekriställchen, wobei auch der dem diablastischen Gewebe angehörige Feldspat sich in feinkörnigen Aggregaten ansammelt. Ebenso wächst der Zoisit zu längeren prismatischen Kriställchen an.

Während der unveränderte Eklogit richtungslos-massig struiert ist und auch im Dünnschliff nur selten Anzeichen einer Parallellage einzelner Gemengteile aufweist, besitzen seine Umwandlungsprodukte eine ausgeprägt gerichtete, faserig-lagige Struktur: der Übergang von der einen zur anderen Struktur wird sich schwer anders als durch Auswalzung erklären lassen; stellenweise geht sie in lineare Streckung über.

Die Umwandlungsgesteine sind nicht kataklastisch (von örtlich beschränkten, späteren Zertrümmerungen abgesehen), das diablastische Gewebe und die Elemente der Umrundungen des Granats und rhombischen Pyroxens sind radial oder scheinbar regellos, jedenfalls nicht parallel zur Faserung geordnet (siehe auch die schönen Bilder in Hezners Abhandlung), erst bei den gröberkörnigen amphibolitischen Endformen ist eine Anpassung der Hornblenden an die Faserungslage bemerkbar.

Diese kristallinen Strukturen können sich kaum während der Durchbewegung entfaltet oder wenigstens nicht ihren Abschluß gefunden haben, sie müssen also ganz oder größtenteils erst nachtektonischen Alters sein, wobei die feinen Durchwachungsstrukturen ein Anzeichen dafür sind, daß die Umkristallisation unter bedeutendem Druck vor sich ging.

Die Hornblendepegmatitgänge am Loibiskogel sind ersichtlich jünger als die Umwandlung des Eklogits, da sie die bereits fertigen Eklogit-amphibolite durchdringen. Gleichen Alters sind auch die nicht seltenen kleinen Gänge von Pegmatit (Muskovitpegmatit) und Aplit, welche in den SulztaIprofilen die Eklogitamphibolite durchdringen, und sich durch ihre Glimmerführung, ihr gröberes Korn und die Form ihres Auftretens von den aplitischen Lagen und Adern der Bänderamphibolite unterscheiden. Auch in dem Burgsteinprofil kommen solche vor (siehe auch Fig. 6).

Alle diese sind die letzten Nachzügler einer viel stärkeren vorausgehenden granitischen Durchdringung des ganzen Zuges. Zu dieser dürfte auch die Intrusion granitischen Magmas in die Schiefergneise am Loibiskogel zu rechnen sein, welche jetzt in stark verflasertem Zustand vorliegt.

Die Hornblendepegmatitgänge zeigen aber keine Spur einer späteren, tektonischen Bearbeitung im Gegensatz zur Walzstruktur der von ihnen durchschwärmten Eklogitamphibolite und auch zur Verflaserung der Granitgneise.

Das Ausgangsmaterial der gesamten Eklogite und Amphibolite bildet eine gewaltige Masse basischer Eruptivgesteine von gabbroidem oder diabasischem Charakter, deren chemische Zusammensetzung auf ihre

heute vorliegenden Abkömmlinge übergegangen ist. Es besteht kein Anhaltspunkt dafür, dem Ursprungsgestein der Eklogite ein verschiedenes Alter zuzuschreiben von jenem der Amphibolite, beide bilden heute einen geologisch einheitlichen Komplex. Auf die Frage, ob es sich bei der primären Fazies um Ergußgesteine oder Tiefengesteine oder beides handelt, soll hier noch nicht näher eingegangen werden; manche Umstände sprechen bei den Amphiboliten für effusive Bildung.

Ein Rest des primären Erstarrungsgesteins ist der Peridotit, welcher, von der Amphibolbildung abgesehen, seine primäre Zusammensetzung und Struktur beibehalten hat.

Eine Unterscheidung in Randzone und mittlerer Teil tritt erst in einer zweiten Entwicklungsstufe deutlich hervor, in welcher der größte Teil der ursprünglichen Gabbros oder Diabase sich in Amphibolit umgewandelt hat, während der Rest als Eklogit erscheint.

Für die Amphibolite ist die unmittelbare Herleitung aus Gabbros durch alle Übergänge ersichtlich geblieben. Hezner beschreibt Amphibolite mit echter Gabbrostruktur von Aschbach und Breitlehn (also aus dem mittleren Teil). Ich fand solche am Schwabekopf.<sup>1)</sup> Bei den Eklogiten des Ötztals fehlen dagegen jedwede Übergangsglieder zu einem Gabbro oder Diabas, und es wäre daher möglich, daß sich schon primär Eklogit gebildet und bei der Metamorphose als solcher erhalten hat, wie dies P. Eskola<sup>2)</sup> für die norwegischen Eklogite annimmt. Dabei wäre allerdings auch wieder zu erklären, wie die beiden verschiedenen Gesteinsfazies (Tiefenstufen): Gabbrofazies und Eklogitfazies bzw. mittlere und untere Tiefenstufe, sich nebeneinander in derselben geologischen Einheit bilden und bestehen konnten.

Anderwärts z. B. in der Münchberger Gneismasse, sind Übergänge von Gabbro zu Eklogit bekannt.<sup>3)</sup> Auch hier wandelt sich ein Teil der Ausgangsgesteine unmittelbar in Amphibolit um — nach Düll der stärker granitisch durchtränkte —, der andere in Eklogit.

Aus dem niederösterreichischen Waldviertel beschreibt Marchet<sup>4)</sup> ein erstes Stadium der Eklogitbildung aus gabbroidem Ursprungsgestein, dessen Weiterentwicklung zu Eklogit unterbrochen wurde durch Übergang in eine andere Fazies.

L. Hezner führt die Herausbildung des Unterschiedes von Eklogit, bzw. Eklogitamphibolit und „gewöhnlichem“ Amphibolit, welche sie als strukturelle Varietäten eines einheitlichen Gesteinskörpers bezeichnet, auf die Einwirkung verschiedener Tiefenstufen zurück, in welchen sich die ganze Masse befand. Bei der geologischen Einheitlichkeit derselben muß aber jeweils immer der ganze Körper in derselben Tiefenstufe sich befunden haben; die „gewöhnlichen“ Amphibolite befanden sich nie im Eklogitstadium, sondern sind unmittelbar aus Gabbro hervorgegangen, und die aus den Eklogiten entstandenen Amphibolite sind anderer Art als jene.

1) Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1917.

2) Videnskap-Selskaps-Skrifter, Kristiania. 1921, Nr. 8.

3) Düll, Geognostische Jahreshefte, München 1902, S. 65 ff.

4) Marchet, Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 36 Bd., 1924, S. 248.

Es zeigt sich hier wie in manchen anderen Fällen, daß eine aus dem Mineralbestand abgeleitete Einordnung in bestimmte Tiefenstufen, besonders bei einzelnen Gliedern einer Gesteinsfolge, tektonische Folgerungen bedingen würde, welche mit dem geologischen Befund nicht in Übereinstimmung zu bringen sind. Es können eben aus dem Mineralbestand zunächst nur die Bildungsbedingungen des Gesteins erschlossen werden, die aber nicht nur durch die Tiefenlage des Gesteinskörpers während der Umwandlung, sondern auch durch andere örtliche Einflüsse (Intrusionen, Tektonik u. a.) bestimmt werden.

Die Ursache für die Absonderung der Eklogit führenden Randzone muß entweder in einer Verschiedenheit des ursprünglichen Erstarrungsgesteins (primärer Eklogit) und einer ihm eigenen Bestandsfähigkeit unter den geänderten Verhältnissen von Temperatur und Druck, welche sonst

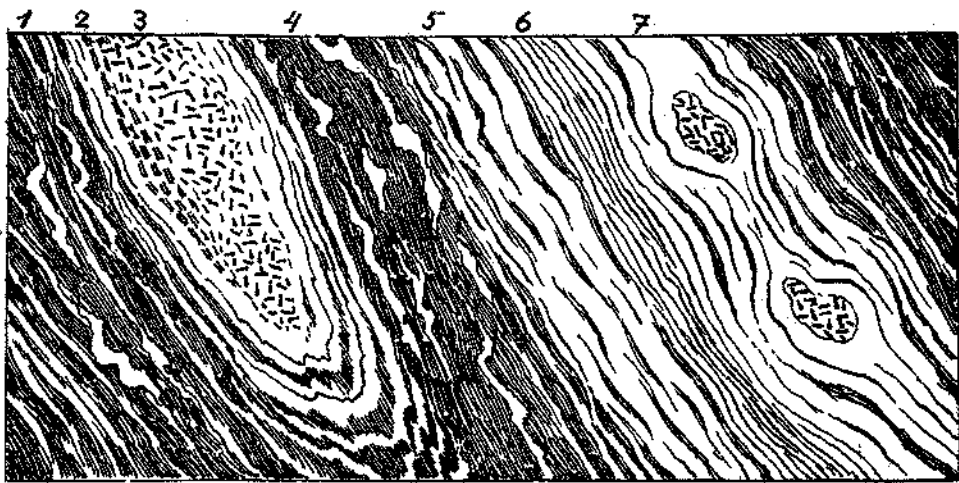


Fig. 8. Eklogit im Grieskar: 1 gebänderter Amphibolit mit Aplitadern, 2 streifig-lagerter Eklogit, 3 massiger hellbunter Eklogit, 4 dunkler Amphibolit mit Aplitadern, 5 grob weiß gefasertes Amphibolit, 6 feinfasriger Amphibolit, 7 Eklogitknollen in Flaseramphibolit.

zur Amphibolithbildung führten, gesucht werden oder in einer späteren, auf diesen Rand beschränkten besonderen Einwirkung, welche die der unteren Tiefenstufe Grubenmanns entsprechenden Temperatur- und Druckverhältnisse, die Bildungsbedingungen der Eklogitfazies im Sinne Eskolas,<sup>1)</sup> schuf.

Als erzeugende Umstände hierfür können nun die Durchdringung mit granitischem Magma und gleichzeitig erfolgende starke tektonische Beanspruchung angesehen werden. Erstere liegt jetzt in der Form der aplitischen Bänderung und Äderung vor; die bei der Intrusion erfolgte Durchbewegung spricht sich in der Fältelung und den zerrissenen Schollen aus. Nach der Darstellung Dülls würde dort, wo die stärkste Durchdringung mit granitischem Magma stattfand — die aber im Münchberger Gebiet eine kieselsäurereichere, vorwiegend quarzige Injektion ist —, die Bildung von Amphibolit erfolgt sein, während die kompakteren, von der

<sup>1)</sup> Norsk geol. Tidskrift, VI. Bd., Heft 1—2, 1920.

Durchhäderung nicht oder wenig erreichten Kernteile der größeren Schollen sich in Eklogit umwandeln. Die Abwesenheit oder Seltenheit von aplitischen Adern in den Eklogitlinsen trifft auch für das Ötztaler Gebiet zu. Die Amphibolitisierung der dünnen Flasern und Bänder scheint mir hier aber besser durch eine spätere Umwandlung zu erklären zu sein, bei welcher die dünnen Lagen leichter der Metamorphose unterlagen als die massigen Eklogite. Dafür spricht auch die oft der diablatischen sich nähernde Struktur derselben.

Nach erfolgter Differenzierung in Randzone und amphibolitischen Innenbereich wurde erstere nochmals von starken tektonischen Bewegungen erfaßt und durchgeknetet. Diese Vorgänge drücken sich in der oben beschriebenen Struktur der Eklogitamphibolite aus.

Auch die Eklogite selbst zeigen stellenweise die tektonische Bearbeitung: so sieht man z. B. im obersten Grieskar (nordöstlich des Falderkogels) den Eklogit als Muldenkern in enggepreßtem und kleingefältelem Bänderamphibolit (Fig. 8), oder er erscheint in kleine, rundliche Knollen zerrissen, die perlschnurartig angereiht in den gleichen Begleitgesteinen stecken. Als Seltenheit sieht man andernorts (Alzenbach) auch im Eklogit selbst enge Faltenbiegung.

Die heute noch erhaltenen Nester und Schlieren von reinem Eklogit stellen nur mehr Reste des früheren Umfanges solcher Gesteine dar, sie sind zum größten Teil der oben angedeuteten Umwandlung in Eklogitamphibolit und Kelyphitamphibolit (im Sinne Hezners) anheimgefallen, welche schließlich als letzte Stufe zu einem dichten diablatisch struierten, granat- und pyroxenfreien Amphibolit führt. Die am stärksten tektonisch bearbeiteten Teile der ursprünglichen Eklogite, die ausgewalzten und verflaserten Bereiche, sind am stärksten der Umwandlung verfallen und ganz in die amphibolitische Form umgesetzt worden, die massigen sind Eklogite geblieben. Die heutige Form des Vorkommens des Eklogits in zahlreichen kleinen, unregelmäßigen Linsen und Nestern ist größtenteils auf die zweimalige Tektonisierung zurückzuführen.

Diese Phase in der Entwicklung des Gesteinscharakters ist bezeichnet durch die allgemeine Bildung von Amphibol aus den Mineralien der Eklogitfazies. Ebenso wie im Eklogit erfolgt auch im Peridotit der Umsatz des Olivins und Pyroxens in Hornblende. Auch die Bildung der Hornblendesäume zwischen Pyroxen und Granat in den Gangbildungen des Peridotits ist hierher zu stellen. In die gleiche Phase kann ferner die Bildung von Kelyphitrinden um Granat in den „gewöhnlichen“ Amphiboliten des mittleren Teiles gesetzt werden, denn auch in diesen tritt Kelyphitbildung ein, deren Wachstum schließlich zu einem Ersatz der Granaten durch Nester von diablatischem Hornblendefeldspatgewebe in einem normal kristalloblastischen Amphibolit führt, z. B. Söllberg im Pitztal, Sautens (Fensterstollen) u. a. O.

Nach Abschluß dieser Phase erfolgen neuerliche magmatische Eingriffe in Gestalt der Hornblende- und der Muskovitpegmatite und Aplite.

In Beschränkung auf enger begrenzte Striche treten schließlich in der Randzone mehrfach noch tektonische Bewegungen ein, welche Quetschzonen erzeugen. Eine solche durchzieht auch das kleine Profil in Burgstein (Fig. 6), auch die aplitischen Lagen am Weg Burgstein—Brand sind

stellenweise mylonitisch. Serizitische Quetschschiefer begleiten am Perlerkogel den Eklogit, und Ähnliches ist an manchen Stellen der Sulztaler Profile zu sehen.

### Kristalliner Kalk.

Zu den im vorstehenden geschilderten Kennzeichen der Eklogit führenden Randzone — granitische Durchhäderung, starke Durchbewegung, Peridotitvorkommen — gesellt sich als ein weiteres das Vorkommen von kristallinem Kalk, quantitativ fast ebenso geringfügig wie der Peridotit.

Im Anstehenden habe ich kristallinen Kalk in der Felsrinne des Alzenbaches (Graben an der linken Seite des Sulztales, gegenüber Unterlähm) beobachtet, wo ihn bereits A. Pichler<sup>1)</sup> gefunden hat. Rings umgeben von Amphibolit und Eklogit steht am unteren Ende der felsigen Schlucht, in ungefähr 2100 *m* Seehöhe, eine Marmorbank von etwa 2 *dm*

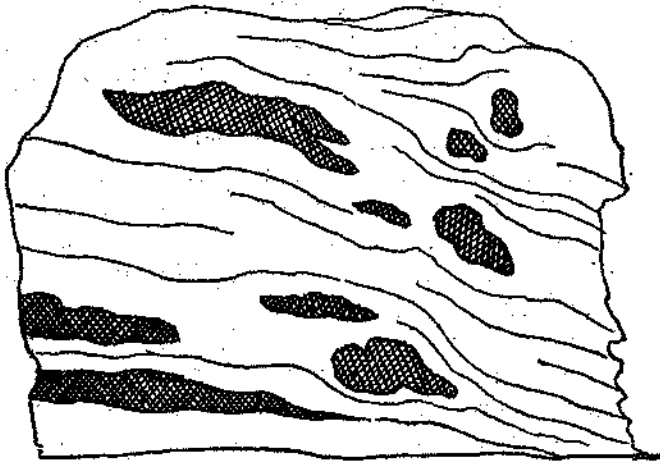


Fig. 9. Amphibolitschollen im Kalk am Alzenbach.

Mächtigkeit und 10 *m* aufgeschlossener Länge an, nordnordwestlich streichend und sehr steil östlich fallend. Das Vorkommen liegt nahe dem N-Rand der ganzen Amphibolitzone.

Der Marmor ist grobkörnig, von weißer, hellgrau gebänderter Farbe. Der im Inneren reine Kalkmarmor enthält an den Rändern reichlich Silikatminerale, vor allem Granat, dann Biotit und Quarz beigemengt. An einer Stelle sind rundliche und längliche Knollen von Amphibolit in den Marmor eingeknetet, scharf von ihm abgegrenzt, ohne Silikathöfe oder Übergänge (Fig. 9). Das östlich an den Marmor unmittelbar angrenzende Gestein ist sehr feinkörnig, lagig struiert und besteht aus Biotit, Quarz, Hornblende, Granat und Plagioklas; Erz, Epidot (Bestandteile nach der Menge geordnet). Der lichterötlichbraune Glimmer bildet einerseits großschuppige Nester mit wirrer Anordnung, andererseits parallelgerichtete Züge sehr kleiner Schuppen, welche sich aber gruppenweise schräg oder senkrecht darauf stellen. Ähnliche Biotitquarzgranatfelse reichen bis 5 *m* westlich und ein paar Meter östlich des Marmors. Eine

<sup>1)</sup> Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt 1864, S. 437.



biotitreiche Probe weiter entfernt vom Rand zeigt wieder große durcheinandergesteckte Schuppen des fuchsroten Glimmers und daneben ein feines Gewebe winziger Biotitschüppchen, vermennt mit Quarz. Die großen Biotite gehen randlich in das Gewebe über.

Die Biotitfelse zeigen keine Kataklyse. Gegen außen reiht sich nach beiden Seiten dichter Amphibolit an und weiterhin Eklogit. Im Amphibolit sieht man enge Zusammenfaltung, im Marmor ist eine bruchweise synklinale Verschiebung zu sehen. Vom südöstlichen Quellast der Schlucht reicht ein Keil von Biotitflasergneis bis nahe an den Kalk heran, ohne ihn ganz zu erreichen.

Zwei weitere Kalkvorkommen sind wegen Unzugänglichkeit des Anstehenden nur aus Blöcken bekannt:

Am östlichen Rand des Hauerferners, bei dem Felskopf P. 2780 und südlich davon, kommen unter dem Eisrand zahlreiche Geschiebe von Marmor hervor und haben sich durch Umschwemmung der Moräne auch bis zum Hauersee hinab verstreut. Es ist ein reinweißer, zuckerkörniger Kalkmarmor mit Einschlüssen von Quarzkriställchen. Eines der Geschiebe zeigte den Zusammenhang mit Amphibolit, andere umschließen kleine Fragmente des Gesteins. Da der den Ferner umschließende Bergkamm des Falder- und Reiserkogels ganz aus Amphibolit besteht und keinen Marmor sichtbar werden läßt, desgleichen auch der daran anschließende Loibiskogel (siehe obiges Profil), so steht der Marmor allem Anschein nach im Untergrund des Gletschers an. Das Vorkommen liegt also ähnlich wie jenes am Alzenbach, am Außenrand der Amphibolitzone.

Ein drittes Vorkommen fand ich im Pollestal, dicht am S-Rand der Amphibolitzone, in nächster Nähe des Eklogits am Grat südlich des Perlerkogels. Aus den obersten senkrechten Gratwänden südlich P. 2786 (sehr nahe dem S-Rand des Kartenblattes Ötztal) stürzen hier Blöcke kristallinen Kalks von z. T. sehr beträchtlicher Größe herab und lagern am Pollesbach bis zur vorderen Almhütte hinaus. Eine untergeordnete Störungsfläche durchschneidet an der genannten Stelle den Schichtverband; an ihr werden die auf der O-Seite des Grates (oberhalb des Perlersees) beobachteten Amphibolite auf der W-Seite nahe der Grathöhe abgeschnitten und ein großer Keil von Gneis zwischen die Amphibolite eingeschoben. Die genaue Lage des Marmors im Verhältnis zu Gneis und Amphibolit konnte in den obersten, kaum zugänglichen Wänden auch mit dem Fernglas nicht festgestellt werden. Im Schutt des oberen Teiles der Rinne begleiten fast nur Gneisgerölle die Marmorstücke, so daß er wahrscheinlich entweder noch im Gneis oder an seiner Grenze ansteht. An den Blöcken sieht man ihn auch im Zusammenhang mit einem Biotitgneis, andere Blöcke zeigen als seine Grenzgesteine ein feinkörniges Aggregat von lichtgrünem Diopsid.

Der ziemlich grobkörnige Kalzitmarmor enthält besonders gegen den Rand hin Granat in erbsengroßen, hellrötlichen Knötchen und Quarz. Der Rand gegen den Gneis wird von einem Gemenge aus Epidot, Zoisit, Hornblende, Quarz und Rutil gebildet, in einem anderen Fall aus Diopsid.

Vielleicht läßt sich der im Granit der Muschenschneid im Sulztal eingeschlossene Magnesit<sup>1)</sup> als eine Karbonatscholle derselben Zone auffassen, welche von dem Granit aus der Tiefe emporgeschleppt wurde. Wie aus Fig. 3 ersichtlich, liegt der Granit der Muschenschneid sehr nahe dem Rand der Amphibolizone.

Die Umwandlung des Olivins im Peridotit des Loibiskogels in einen strahlsteinartigen Amphibol und der dementsprechend in der Analyse erscheinende große Kalkgehalt läßt sich entweder durch einen primären Kalkgehalt des Olivins erklären — wie ein solcher bei dem Olivin im Peridotit des Stubachtales nachgewiesen ist<sup>2)</sup> —, oder man könnte daran denken, daß bei der Umwandlung des Peridotits aus solchen kleinen Marmorschollen wie jene unter dem Hauerferner CaO entnommen und zugeführt wurde.

In den Ötztaler Alpen kommen kristalline Kalke im „Schneeberger Zug“ und in den mutmaßlichen Äquivalenten der Laaser Schichten am Matscherkamm in großer Entfaltung vor.<sup>3)</sup> Im ganzen „Altkristallin“ der Ötztaler Gruppe ist mir aber außer den aufgezählten drei Vorkommen nur ein winziges Vorkommen unreinen Marmors am Roten Schragen nördlich des Glockturms, in einer im Granitgneis steckenden Amphibolitscholle bekannt.<sup>4)</sup>

Es fällt daher auf, daß jene drei seltenen Vorkommen auf die Eklogitzone beschränkt sind und verleiht der Zone bis zu gewissem Grade eine stratigraphische Sonderstellung.

Man könnte zunächst die Tonalesschiefer<sup>5)</sup> zum Vergleich heranziehen, da in diesen ebenfalls Marmor, Amphibolit, Olivinfels und Adergneise miteinander verbunden sind. Es fehlt aber den Tonalesschiefern der Eklogit völlig, wogegen die Marmore eine ungleich bedeutendere Rolle bei ihnen spielen. Die Ötztaler Eklogitzone ist in der Hauptsache eine Eruptivgesteinszone, die durch ihre Metamorphose charakterisiert ist, die Tonalesschiefer sind ein Komplex sedimentärer Gesteine mit Intrusionen von vorwiegend pegmatitischem Charakter. Auch im niederösterreichischen Waldviertel spielt der Eklogit eine ganz untergeordnete Rolle — als Aussonderung im Peridotit. Zudem enthalten die Eklogit führenden Zonen keine Marmore, und dem im O-Flügel auftretenden Zug großer Marmorlager, Amphibolite und Serpentine fehlt der Eklogit ganz (Becke, l. c.).

Etwas ähnlicher liegen die Verhältnisse in Norwegen, wo Eklogit, Peridotit und Marmor zusammen vorkommen, erstere beide als magmatische Differentiationen aus einer ersten Erstarrungsphase, eingebettet in einem Granitmassiv, der Marmor als einziger sedimentärer Rest umgeben von Hornblende- oder Augitgneis. Der Marmor steht nicht in unmittelbarer Berührung mit Peridotit und Eklogit (Eskola, l. c.).

<sup>1)</sup> W. Hammer, „Cordierit führende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen“, Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 38. Bd., 1925 (Becke-Festschrift), S. 82.

<sup>2)</sup> Becke, Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 14. Bd., 1894, S. 271.

<sup>3)</sup> Erläuterungen zu Blatt „Glurns—Ortler“ der geologischen Spezialkarte, Wien 1912, S. 12f.

<sup>4)</sup> Erläuterungen zu Blatt „Nauders“ der geologischen Spezialkarte, 1923, S. 17.

<sup>5)</sup> Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt 1905, S. 5 f.

Mit dem Erreichen des Pitztals verliert die große Amphibolitzone ihre besondere Kennzeichnung durch die Eklogite, Peridotit und Marmor.

Dem Eklogit verwandte Gesteine finden sich aber im Pitztal noch in dem südlich der Hauptzone gelegenen Zug von Amphiboliten, welcher den Kaunergrat in der Richtung Lußbachtal—Madatschjoch überquert. Wie schon 1917 in den „Verhandlungen“, S. 217ff., beschrieben wurde, kommen hier Kelyphitamphibolite mit mikro- bis kryptodiablastischem Grundgewebe vor, welche gewissen Eklogitamphiboliten von Burgstein (Typus I von Hezner) nahestehen. Pyroxenreste wurden allerdings in keinem derselben mehr gefunden. Solche Gesteine findet man bei der Kaunergrathütte, an der Talstufe im Lußbachtal, in den Wänden der Madatschspitzen, am SO-Grat der Verpeilspitze und am Schwabekopf.

Das Vorkommen derartiger Gesteine bestätigt den oben auf Grund der Lagerungsverhältnisse angenommenen Zusammenhang als Teile einer Falte (Fig. 1).

Auch am Söllberg (nördlich des im Profil Fig. 1 getroffenen Acherkogels im Pitztal), also im nördlich angeschlossenen Muldenschenkel, kommt Kelyphitamphibolit vor, doch zeigt sein Grundgewebe keine diablastische Struktur, sondern die normale kristalloblastische Schieferstruktur wie die gewöhnlichen Amphibolite, es liegt daher kein Anhaltspunkt vor, ihn auf Eklogitamphibolit zurückzuführen.

Andererseits kommen außerhalb der Eklogit führenden Amphibolitzone auch Amphibolite mit mikrodiablastischem Grundgewebe vor, ohne Kelyphitbildung am Granat. So zeigt z. B. ein granatreicher Amphibolit vom Fundusfeiler (oberster Teil des Berges) dichtgedrängt große Granaten ohne Umrundung, eingebettet in ein mikrodiablastisches Grundgewebe mit Paralleltexur; aus demselben Zug von Amphiboliten hat Hezner bei Umhausen Kelyphitamphibolite beschrieben, in Wechsellagerung mit gewöhnlichen und gabbroiden Amphiboliten. Bei Proben von anderen Orten kann man alle Übergänge von diablastischem Grundgewebe durch Größerwerden des Kornes bis zu grobkörnigen Granatamphiboliten mit inniger, schriffgranitähnlicher Durchwachsung von Plagioklas und Hornblende beobachten z. B. Graslehen im Pitztal.

Wo keine Reste von Pyroxen mehr vorhanden sind, kann eine Herleitung von Eklogit bei Granat- oder Kelyphitamphiboliten nicht verlässlich angegeben werden.

Kelyphitamphibolite ohne Reste von Pyroxen und mit diablastischem Grundgewebe von mittlerer Korngröße fand ich z. B. unter den Amphiboliten am Kamm zwischen Walder- und Waldeletal (Blatt Landeck) und auf der Eggeralm ober Zaunhof im Pitztal mit schönem strahligen Kelyphit und feindiablastischem Grundgewebe neben großen Hornblenden. Vielleicht liegen hier Abkömmlinge echter Eklogite vor, doch sind solche außerhalb der Längenfeld-Söldener Zone bisher nicht gefunden worden.

