Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 12 (1932)

Heft: 1

Artikel: Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden)

Autor: Spaenhauer, Fritz

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-13322

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 07.10.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden)

Von *Fritz Spaenhauer* in Basel

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

Einleitung 29
Petrographischer Teil 31
I. Orthogneise 31
1. Allgemeines 31
2. Petrographische Beschreibung 32
Grobflaserige Augengneise 32
Aplitisch-pegmatitische Gneise 33
Aplitische Gneise 34
Aplite und Pegmatite 34
Plagioklasgneise 35
3. Einlagerungen in Orthogneisen 36
Dioritähnlicher Orthogneis 36
Hornblende, Zoisit und Epidot führende Gneise . . . 38
Schiefereinschlüsse 40
4. Kataklase 41
5. Chemismus und Alter 42
II. Paragneise 44
1. Allgemeines 44
2. Petrographische Beschreibung 45
Biotitschiefergneise 45
Hornfelsartige Paragneise 46
Feldspatknotengneise 47
Rekristallisierte Mylonite 49
Muskowit-Chloritgneise 51
3. Mylonitisierung der Paragneise 52
4. Chemismus und genetische Verhältnisse 53
III. Mischgneise 54
1. Allgemeines 54
2. Petrographische Beschreibung 55
Glimmerreiche Augengneise 55
Injektionsgneise 56
Lagen- und Adergneise 58
3. Quarz-Andalusitlinsen 60
4. Die Mischgesteine von P. 2566, Val Barlas-ch 62
5. Streifige Mischgneise mit basischen Einschlüssen . . . 63
6. Mischzone des Piz Vadret 65

Seite
IV. Amphibolite und Gabbrogesteine 67
1. Allgemeines 67
2. Petrographische Beschreibung 69
Gabbrogesteine 69
α) Muots ova sparsa-Val Sursura 69
β) Sassa Cotschna 72
γ) Val Barlas-ch, P. 2566 73
Amphibolite mit reliktischen Orthostrukturen 74
Gabbroide Breccie der Val Sursura 77
Eklogitamphibolite 83
Granatamphibolite 86
Der Granatamphibolit des Piz Sursura Pitschen . . . 88
Plagioklasamphibolite 91
α) Granoblastische Plagioklasamphibolite 91
β) Knotenamphibolite 94
γ) Gebänderte Amphibolite 95
Epidotamphibolite 96
Biotitamphibolite 97
Der quarzreiche Biotitamphibolit des Piz del Ras . . . 99
Gneiseinlagerungen in Amphiboliten 101
α) Orthogneise 101
β) Muskowit- und Chloritgneise 102
γ) Paragneise 103
δ) Tonerdesilikatgneise 103
3. Kontaktverhältnisse der Amphibolite 107
4. Kataklase und Rutschharnische 109
5. Kluftfüllungen 110
6. Genetische Verhältnisse und Metamorphose 111
Chemismus 111
Ursprung 112
Metamorphose 115
Alter 118
V. Kristalline Kalke und Dolomite 119
VI. Diabase 120
Geologischer Teil 120
I. Tektonik 120
II. Geologische Beschreibung der Grialetsch-Vadret-Sursuragruppe . 127
III. Morphologie 134
IV. Geologische Geschichte des Silvrettakristallins 138
Zusammenfassung 139
Schlußwort 142
Literaturverzeichnis 142

Das in der vorliegenden Arbeit behandelte Gebiet liegt im östlichen Graubünden und gehört geologisch zum kristallinen Teil der oberostalpinen Silvrettadecke. Die Grundlage der Untersuchungen bildet eine geologische Aufnahme im Masstab 1: 25 000. Es handelt sich um einen Komplex kristalliner Schiefer, an dem sich Orthogneise, Paragneise, Mischgneise, Amphibolite mit einge-

lagerten gabbroiden Gesteinen, ein kleines Vorkommen von kristallinem Dolomit und jüngere Diabasgänge beteiligen.

Zweck der Arbeit war, den geologischen Bau des Gebietes klarzulegen; insbesondere wurde versucht, Anhaltspunkte zur Entscheidung der Frage nach der Natur der Amphibolite zu gewinnen, ferner festzustellen, welche Einwirkungen der alpinen und welche früheren Gebirgsbildungen zuzuschreiben sind.

Neben den Beobachtungen im Felde wurde das Hauptgewicht auf die mikroskopische Untersuchung der verschiedenen Gesteine gelegt.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit bildet die Fortsetzung der von Basel aus in den letzten Jahren begonnenen Untersuchungen im Silvrettakristallin. Sie wurde im Jahre 1927 unternommen im Anschluss an die Aufnahmen von A. STRECKEISEN im Flüelagebiet. Die Feldarbeiten erstreckten sich über die Sommer- und Herbstmonate der Jahre 1927—1929. Die Grundlage bildet eine Kartierung des Gebietes im Masstab 1 : 25 000. Die Untersuchung des gesammelten Materials wurde im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel ausgeführt.

Die Silvretta ist eines derjenigen Gebiete der Schweizer Alpen, deren Untersuchung mit den modernen Hilfsmitteln der Petrographie erst relativ spät in Angriff genommen wurde. Die älteren Arbeiten beschränkten sich darauf, die tektonische Stellung des kristallinen Komplexes klarzulegen, vielleicht auch einige große Linien des Bauplanes festzustellen. Eine eingehende Innengliederung und geologische Analyse der ganzen Masse ist erst in jüngster Zeit begonnen worden.

Die erste geologische Beschreibung der Silvretta geben A. ESCHER und B. STUDER in ihrer „Geologischen Beschreibung von Mittel-Bündten" (**19**). Von ihnen stammt der Name „Silvrettamassiv"; auf ihrer Karte sind die Umrisse desselben trotz der mangelhaften topographischen Unterlage bereits klar erkennbar. Die erste Kartierung im Masstab 1 : 100 000 wurde von THEOBALD (**109**) ausgeführt; eine geologische Beschreibung findet sich in seiner Monographie über die „Nordöstlichen Gebirge von Graubünden" (**108**). Er stellt darin das nördliche „Silvrettagewölbe" dem südlichen „Scalettafächer" gegenüber. Er teilt die gesamten Gesteine ein in Gneis, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer. Dass seine Kartierung des Kristallins nur in ganz groben Zügen richtig ist, ist nicht verwunderlich, wenn man bedenkt, in welch kurzer Zeit er das ganze komplizierte Gebirge von Graubünden aufgenommen hat. Ausserdem waren naturgemäss für ihn die Sedimente von weit grösserem In-

teresse. Diese Karten von THEOBALD sind die einzigen, die bis jetzt von diesem Gebiet existieren.

Einige neuere Arbeiten sind diejenigen von A. GRAMANN (**28**) über die Andalusite des Flüelagebietes (1900) und von M. BLUMENTHAL (**7**) über die Tektonik des W-Randes der Silvretta zwischen oberstem Prättigau und oberem Montafun (1926), sowie von SPITZ und DYHRENFURT (**86**) über die Engadiner Dolomiten (1914), in denen die Nunagruppe eine geologische Beschreibung erfährt. Eigentliche petrographisch-geologische Studien liegen bis jetzt nur vor von F. ESCHER (**20**) über die Berge zwischen Davos und Piz Kesch (1921), von GRUBENMANN (**32**) über die kristallinen Gesteine des Unterengadins (1909) und neuerdings die eingehende Beschreibung der Flüelagruppe durch A. STRECKEISEN (1928) (**97**).

Ausser der Kartierung von THEOBALD existieren bis jetzt noch keine Arbeiten über die Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe; nur die geologische Karte der Engadiner Dolomiten von SPITZ und DYHRENFURT greift zwischen Cinuskel und Zernez ein kleines Stück auf das linke Ufer des Inn hinüber.

Das Untersuchungsgebiet ist folgendermassen begrenzt:

SE : Engadin
N : Susasca
NW: Val Grialetsch, Grialetschpass
SW: Scalettapass, Val Sulsana.

Es verteilt sich auf folgende Siegfriedblätter:

Blatt 423,	Scaletta,	Aufnahme	1846,	Revision	1883
„ 424,	Zernez,	„	1922		
„ 427,	Bevers,	„	1845,	„	1877
„ 428,	Scanfs,	„	1847,	„	1876

Die Güte der Siegfriedblätter ist sehr verschieden, das stereophotogrammetrisch aufgenommene Blatt Zernez bildet eine ausgezeichnete topographische Unterlage für die geologische Kartierung; die andern sind in ihrer Darstellung sehr mangelhaft. Für die Feldaufnahmen wurden Vergrösserungen dieser Blätter im Masstab 1:25 000 benützt; die Geologische Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellschaft beabsichtigt, die einzelnen Atlasblätter zu publizieren, sobald sie fertig kartiert sind.

Zur petrographischen Bearbeitung stand mir ein Material von ca. 700 Handstücken und 320 Dünnschliffen zur Verfügung.

Zum Worte „Sursura" ist folgendes zu bemerken: Auf der Dufourkarte wird die Schreibweise „Sursura", auf der Siegfriedkarte, auch auf der Neuaufnahme des Blattes Zernez, die Bezeichnung „Sarsura" angewendet. Im Engadin

lautet die Aussprache durchweg „Sursura", was auch ethymologisch richtiger ist (Val Sursura = oberstes Tal). Deshalb wurde in der vorliegenden Arbeit im Gegensatz zum Siegfriedatlas diese letztere Schreibweise gewählt.

Petrographischer Teil

Am Aufbau der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe beteiligen sich Orthogneise, Paragneise, Mischgneise, Amphibolite und kristalline Kalke. Es sind dies die Gesteine, die das ganze Silvrettakristallin bilden und von STRECKEISEN in der Flüelagruppe, an die das Untersuchungsgebiet anschliesst, petrographisch eingehend beschrieben worden sind (**97**). Da es sich vielfach um gleiche Typen handelt, so wurde in diesen Fällen die Beschreibung kurz gehalten. Das ist besonders bei den Ortho- und Paragneisen der Fall und ich verweise hier auf die eingehenden Darlegungen STRECKEISENS. Nur das eigentlich Neue soll ausführlicher besprochen werden. Neue Tatsachen ergaben sich hauptsächlich beim Studium der Amphibolite, weshalb ihre Beschreibung den grössten Raum einnimmt. STRECKEISEN hat auch anhand einer Reihe von Gesteinsanalysen die chemischen Verhältnisse der Silvrettagesteine diskutiert und, da sich im Untersuchungsgebiet in dieser Beziehung nicht viel Unbekanntes erwarten liess, wurde von der Ausführung von chemischen Analysen abgesehen. Es sei auch hier auf die Darlegungen STRECKEISENS verwiesen.

I. ORTHOGNEISE

1. Allgemeines

Die Orthogneise nehmen in der Silvretta einen sehr großen Raum ein; sie bilden im Untersuchungsgebiet fast die Hälfte des anstehenden Gesteins. Bei Betrachtung der Karte springen besonders zwei grosse Massen in die Augen: Es ist dies im W die Masse von Muntischè, die im Keschgebiet ihre grösste Ausdehnung besitzt. Gegen E verfingert sie sich mit Paragneisen und Amphibolitzonen und keilt zwischen ihnen aus. Die zweite grosse Masse ist diejenige von Arpschella. Sie bildet die Fortsetzung des „Flüelamassivs" von STRECKEISEN und streicht über Val Grialetsch, Murtèrchömber, Arpschella und die N-Seite der unteren Val Sursura zum Piz Mezdi hinüber. Sie besitzt auf der Engadiner Seite die Form einer Mulde und ist teilweise von Amphibolit unterlagert. Einige kleinere Zonen finden sich in der Schichtenumbiegung westlich von Zernez, eine andere setzt am Scalettapass zwischen Alp Fontauna und der Passhöhe ein, verbreitert sich gegen E und streicht über Fuorcla Valorgia und P. 2847 im Grialetschgletscher in den Piz Sursura Pitschen,

dessen Sockel sie bildet, und vereinigt sich dann mit der Masse von Arpschella. Der Zusammenhang dieser Zone ist aber durch Gletscher stark unterbrochen. Regional betrachtet, ergibt sich für das südliche Silvrettakristallin eine allgemeine Verengerung der Orthogneiszonen gegen E und ein Konvergieren gegen die Nunagruppe. Ihre grösste Entwicklung besitzen sie im W, im Keschgebiet, im Dischma und bei Monstein.

Diese Eruptivgneise bilden die grössten zusammenhängenden Massen im Grialetschgebiet; eigentliche Diskordanzen gegenüber den anderen Gneisen lassen sich nirgends beobachten. Es handelt sich im allgemeinen wie in der Flüelagruppe um Augengneise, Flasergneise und aplitische Gneise, oft mit ausgedehnten Injektionszonen. Nur die biotitreiche, fluidal gefältete Facies, die STRECKEISEN unter dem Namen „Radünergneis" beschrieben hat, fehlt im Untersuchungsgebiet, andererseits treten hier Gesteine von dioritähnlichem Habitus, Epidiorite, kleinere Vorkommen von Epidot und Zoisit führenden Einlagerungen und Schiefereinschlüsse auf.

Die verschiedenen Varietäten sind von grosser Einförmigkeit in ihrem Chemismus und weisen im allgemeinen nur strukturelle Unterschiede auf. Wesentliche Veränderungen in Mineralbestand und Chemismus treten nur ein, wenn sedimentogenes Material eingeschmolzen worden ist.

Hauptgemengteile: Quarz (30—50%[1]), meist zw. 30 und 35%), Orthoklas (25—40%), Plagioklas (20—30%), Muskowit (1—10%, meist zw. 2 und 4%), Biotit (1—5%).

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz.

Übergemengteile: Turmalin, Orthit, sekundär Zoisit, Chlorit.

STRECKEISEN (**97**) unterscheidet zwei Hauptvarietäten, die grobflaserigen Granitgneise und die aplitisch-pegmatitischen Gneise. Dieser Einteilung soll hier gefolgt werden. Auf der Karte lassen sich diese Varietäten nur schwer voneinander trennen, sie sind durch Wechsellagerung und alle möglichen Übergänge miteinander verbunden. STRECKEISEN bezeichnet die Orthogneise als „Flüelagranitgneise".

2. Petrographische Beschreibung

a) Grobflaserige Augengneise.

Dieser Augengneis ist in seinen typischen Varietäten ein helles, äusserst grob texturiertes Gestein. Grosse Augen von Kalifeldspat

[1]) Alle im Folgenden angeführten Prozentgehalte bedeuten Volumprozente.

und unregelmässige Nester von Quarz sind in einer hellen kleinkörnigen Grundmasse eingebettet. Auf den Schieferungsflächen finden sich dicke Flatschen von silberglänzendem Muskowit; sie umhüllen auch mit Vorliebe die Kalifeldspataugen. Biotit ist nicht immer vorhanden; wo er auftritt, ist er meist mit Muskowit vergesellschaftet.

Die linsenförmig ausgezogenen, hie und da auch noch eckigen Orthoklaseinsprenglinge bilden häufig Karlsbader Zwillinge. Sie zeigen oft perthitische Entmischung und Mikroklingitterung; kleine Individuen sind einzeln und nesterweise im Grundgewebe eingestreut. Plagioklas, Muskowit, Myrmekit, ja sogar ganze Stücke des Grundgewebes sind in den Porphyroblasten eingeschlossen. Häufig ist eine schwach undulöse Auslöschung. Die Grösse der Augen beträgt im Durchschnitt 0,5 × 1 bis 2 × 4 cm, es wurden aber sogar solche von 8 cm Länge gefunden. Das Grundgewebe besteht in der Hauptsache aus Quarz und Plagioklas. Der Letztere ist meist etwas sericitisiert, häufig auch granuliert und besitzt Einschlüsse von Quarz und Muskowit. Bestimmungen nach der Fedoroffmethode ergaben An-Gehalte von 2—18%, es handelt sich also meistens um einen sauren Oligoklas. Zwillinge nach Albit sind häufig, solche nach Periklin seltener. Es kann inverse Zonarstruktur auftreten, wobei die Hülle bis 10% basischer ist als der Kern. Die Korngrösse für Plagioklas und Quarz beträgt durchschnittlich 0,5 × 0,7 mm. Der meist in Nestern angereicherte Quarz zeigt undulöse Auslöschung und ist hie und da zerbrochen. Er führt Einschlüsse von Muskowit und Apatit. Der Muskowit ist in Flatschen und gestreckten Blättern auf den Schieferungsflächen verteilt und umhüllt die Kalifeldspataugen. Biotit ist oft nur in wenigen Blättern vorhanden, meist aber reichlicher und dann nester- und lagenweise eingesprengt. Pleochroismus hellgelb zu rotbraun. Reichlich sind pleochroitische Höfe um Zirkon. Hie und da ist er streifenweise oder vollständig in Chlorit übergegangen. Apatit ist meist um den Biotit herum angereichert, Zirkon und schwarzes Erz sind die selten fehlenden Accessorien.

Grobflaserige Varietäten kommen in allen Orthogneiszonen vor. Die grösste Ausdehnung besitzen sie aber zwischen Val Sulsana und Val Puntota und in der Gegend des Lai alb in der oberen Val Sursura.

b) Aplitisch-pegmatitische Gneise.

Es besteht gegenüber den vorigen Gesteinen in der Hauptsache nur ein textureller Unterschied, indem Verteilung und Korngrösse

der Komponenten regelmäßiger sind. Die Gesteine besitzen flaserigen bis schiefrigen Habitus. Orthoklas kann zwar auch noch in porphyroblastischen Individuen auftreten, im allgemeinen ist das aber nicht mehr der Fall. Häufig, aber nicht immer, ist er als Mikroklinmikroperthit ausgebildet und zeigt oft schwache sericitische Bestäubung. Der Plagioklas besitzt einen konstanteren Chemismus als bei den grobflaserigen Gneisen; es handelt sich um einen Albit von 0—5% An. Bei den Bestimmungen nach der Fedoroffmethode wurde an mehreren Individuen eine Spaltfläche gefunden, die der kristallographischen Fläche $(1\bar{1}\bar{1})$ entspricht und bis jetzt noch nie als Spaltrichtung bei Plagioklasen beobachtet wurde. Sie tritt meist nur in einem oder wenigen parallelen Rissen auf, doch sind gute Spaltflächen überhaupt nicht häufig in den Plagioklasen der Silvrettagesteine. Muskowit ist regelmäßig auf den Schieferungsflächen verteilt, Biotit kann fehlen.

Diese aplitisch-pegmatitischen Gneise sind überall in den Orthozonen verbreitet und durch stetige Übergänge mit den Augengneisen verbunden. Mineralogisch unterscheiden sie sich von diesen durch einen geringeren Gehalt an Biotit.

c) Aplitische Gneise.

Der Orthogneis kann partienweise auch aplitischen Charakter haben. Das ist hauptsächlich der Fall bei den auskeilenden Enden kleiner Orthogneiszonen, so z. B. in der Val Puntota W. von P. 2144 und am Munt da Brail unterhalb P. 2707. Im Gegensatz zu den eigentlichen Apliten sind diese aplitischen Orthogneise geschiefert und besitzen gröberes Korn. Im Mikroskop tritt die Schieferung allerdings nur schwach hervor, sie wird hauptsächlich durch die Glimmer markiert. Die anderen Komponenten bilden ein granoblastisches Gefüge. Messungen an Plagioklasen ergaben 0—2% An, es sind also fast reine Albite. Die aplitischen Gneise machen nur einen geringen Prozentsatz der Orthogesteine aus und finden sich ausser in den oben erwähnten auskeilenden Enden von kleinen Orthozonen nur hie und da als einzelne Lagen eingeschaltet.

d) Aplite und Pegmatite.

Eigentliche Aplite sind in der Silvretta selten. Hie und da treten sie als konkordante, sich verzweigende Lagen in den Orthogneisen auf. Es sind massige, weisse Gesteine von feinem Korn, die aus einem hornfelsartigen Pflaster von Orthoklas (20—35%), Plagioklas (20—40%) und Quarz (25—40%) bestehen. Eingestreut sind kleine Blättchen von Muskowit und Biotit (5—10%).

Accessorien sind Apatit, Zirkon, Erz und Epidot. Die Durchschnittskorngrösse beträgt 0,1 × 0,1 bis 0,25 × 0,25 mm. Das eigentliche Pflaster wird von Quarz und Plagioklas gebildet. Orthoklas füllt mehr die Zwickel; er zeigt hie und da Mikroklingitterung. In einem Fall treten in einem äusserst feinkörnigen fast dichten Aplit aus dem SW-Grat des Piz del Ras kleine, bis 2 mm grosse Porphyroblasten von Turmalin auf. Er ist zonar struiert und besitzt Einschlüsse von Quarz. Pleochroismus hellbraun zu dunkelgraubraun. Turmalin ist sonst in den Orthogneisen des Untersuchungsgebietes selten.

Pegmatite sind noch seltener als Aplite, es fanden sich solche nur im Steinbruch auf der E-Seite des Inn zwischen Zernez und Süs und in der Val Giaraingia. Sie zeichnen sich durch grobes, unregelmässiges Gefüge aus. Faustgrosse Klumpen von Quarz, Nester von Biotit von einem Durchmesser von 5 cm und grosse eckige Orthoklaskristalle fallen makroskopisch auf. Die übrigen Gemengteile bilden ein unregelmässig verzahntes Gefüge; die einzelnen Komponenten sind von sehr verschiedener Grösse.

Der Orthoklas (bis 3 cm) ist mikroperthitisch ausgebildet und besitzt Einschlüsse von Quarz, Plagioklas und Muskowit. Der Plagioklas ist mehr oder weniger idiomorph ausgebildet und frisch. Muskowit ist ziemlich regelmässig verteilt, oft am Rand von sericitischen Mörtel-Kränzen umgeben, oder er bildet schmale Sericitzonen zwischen den grossen Quarz- und Feldspatindividuen. Der nesterweise angehäufte Biotit besitzt gelbbraunne und dunkelolivgrüne Absorptionsfarben. Apatit ist als Nebengemengteil vorhanden.

In der Mischzone des Piz Vadret treten aplitische Lagen auf, die oft an den Rändern pegmatitisch ausgebildet sind. In diesen Pegmatiträndern finden sich hie und da sehr schöne runde bis 4 cm grosse Muskowitblätter in der Schieferungsrichtung, wie sie sonst nirgends im Untersuchungsgebiet auftreten.

e) Plagioklasgneise.

Im Orthogneissporn westlich vom Piz Arpschella wurde ein Gestein von schiefriger, gewellter, teilweise stengeliger Textur gefunden, das in seinem Mineralbestand von dem eines Orthogneises abweicht. Quarz tritt in dicken Linsen auf, der Längsbruch ist bedeckt mit grossen Glimmerflatschen. Makroskopisch ist das Gestein nur schwer von einem gepressten Orthogneis zu unterscheiden.

Ein fast vollständig sericitisierter, etwas gepresster unbestimmbarer Plagioklas ist im Schliff vorherrschend vertreten (60—

70%). Die Abgrenzung der einzelnen Individuen ist nur schwer zu erkennen. Primärer Muskowit (5—10%) durchsetzt den Schliff in einheitlichen Zügen. Der ursprüngliche Biotit (20—30%) ist zu wirren Aggregaten zusammengestaucht und meist unter Erzausscheidung zu Chlorit und Muskowit ausgebleicht. Apatit, Zirkon, Erz, sekundärer Calcit sind die Nebengemengteile. In einem Fall tritt auch Turmalin als Gemengteil auf. Das Gestein zeigt Einwirkungen von Kataklase, wie übrigens auch die Orthogneise dieser Zone. Es dürfte sich um ein basisches Differentiationsprodukt handeln, das schlierenförmig im Orthogneis vorkommt.

3. Einlagerungen in Orthogneisen.

a) Dioritähnlicher Orthogneis.

Dieses Gestein, das in der Flüelagruppe nicht auftritt, bildet einen Teil des Orthogneiszuges westlich von Zernez. Diese Zone verbreitert sich gegen Zernez unter Einschaltung von Amphiboliten und Paragneisen und streicht nördlich von Zernez in die Basis des Piz Sursassa. Gegen E verschmälert sie sich und verschwindet unter Quartär, dürfte aber mit der Orthogneiszone der Alphütte von Pülschezza zusammenhängen. Infolge der dichten Waldbedeckung ist dieses dioritähnliche Gestein nur schwer abzugrenzen. Am besten aufgeschlossen ist es am Weg, der westlich vom Schuttkegel der Val Schivò in den Wald von Charbuneras Tretschinas führt. Die Randpartien der Zone werden von Orthogneis und glimmerreichen Augengneisen gebildet.

Das Gestein besitzt in seinen typischen Varietäten ein flaseriges Aussehen. In einer weissen Masse sind lagenweise dünnblättrige Aggregate von Biotit verteilt (1 cm Durchmesser), die den Längsbruch fast vollkommen bedecken. Bei feiner Textur bildet der Biotit durchgehende dünne Lagen. Da er oft teilweise chloritisiert ist, verursacht er eine grünlich-violette Streifung des Gesteins. In gröberen Varietäten treten regellos gestellte schlanke Hornblendenädelchen von 1 cm Länge auf.

Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Biotit (meist ausgebleicht), Hornblende.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, sekundär Zoisit, Epidot, Chlorit, Prehnit.

Plagioklas (70—80%) bildet zur Hauptsache die weisse Grundmasse. Die einzelnen Körner sind undeutlich gegeneinander abgegrenzt und in starker Umwandlung begriffen. Selten finden

sich noch frische Individuen; eine Bestimmung ist unmöglich. Sericitschüppchen und Zoisitbesen sind reichlich eingelagert; oft ist das Ganze durch eine sericitische Masse ersetzt mit eingestreuten Körnchen von Zoisit und Epidot und Häufchen von Saussurit. Quarz (10—20%) ist in einzelnen Körnern vorhanden, meist aber in unregelmässigen Massen angereichert oder streifenweise konzentriert. Biotit bildet mit Hornblende zusammen, die aber wegen ihrer Kleinheit makroskopisch nicht auffällt, die dunklen Häutchen zwischen den hellen flaserigen Quarz-Plagioklaspartien. Diese Biotit-Hornblende-Aggregate können unregelmässig flatschig oder in parallelen dünnen Lagen verteilt sein. In letzterem Fall treten die Plagioklasbänder nur noch im Querbruch hervor. Der Biotit (10%) ist zum grössten Teil zu Chlorit ausgebleicht, oft unter Ausscheidung eines prismatischen epidotartigen Minerals. Der frische Biotit besitzt normalen Pleochoismus von hellgelb zu dunkelrotbraun. Der sekundäre Chlorit bewirkt mit seinen kleinen Schüppchen ein phyllitartiges Aussehen auf dem Längsbruch. Die Hornblende (5%) ist meist mit Biotit verwachsen und makroskopisch nicht sichtbar. Es sind kleine Prismen mit schmutzig graugrünen Absorptionsfarben. Wo sie in makroskopisch sichtbaren Nädelchen auftritt, kann sie bis 1 cm lang werden. Nebengemengteile sind Apatit und Zirkon. Titanit tritt teilweise reichlich auf und ist zu Klumpen geballt. Sekundär sind Epidot und Zoisit, welch letzterer häufig in schönen Rosetten Risse ausfüllt. In einem Schliff tritt reichlich sekundärer Prehnit in grossen durchlöcherten Blättern auf (1,5 × 3 mm). Die Löcher sind ausgefüllt mit Plagioklas, Zoisit und Epidot. Er scheint den Plagioklas zu verdrängen.

Auffallend an dem Gestein ist die starke Entwicklung von sekundären Mineralien. Sie sind vielleicht auf eine hydrothermale Phase zurückzuführen. Der Mineralbestand dieses Gneises weist auf einen ziemlich hohen Ca- und Al-Gehalt hin. Es könnte sich also um einen ursprünglichen Diorit handeln, der als Differentiationsprodukt des Orthogneises betrachtet werden müsste, da er durch Übergänge mit ihm verbunden ist. Viel wahrscheinlicher aber ist, dass das Gestein durch Mischung des Orthogneises mit sedimentogenem Material entstanden ist. Wir haben auch in den glimmerreichen Augengneisen solche Mischgesteine vor uns, die durch Aufschmelzung von Paragneisen entstanden sind und alle Übergänge zwischen Ortho- und Paragneisen aufweisen. In diesem Falle müsste aber kalkreiches Material assimiliert worden sein, vielleicht ein ursprünglicher Amphibolit. Es wäre dies allerdings das einzige grössere Vorkommen

eines aufgeschmolzenen kalkreichen Sediments in der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe.

Eine scharfe Abgrenzung gegen den Orthogneis ist nicht möglich; es ist überhaupt ein Charakteristikum der Gegend westlich von Zernez, dass alle möglichen Gesteine miteinander vorkommen, die auf der Karte wegen ihren engen Wechsellagerungen und der Übergänge nicht immer ausgeschieden werden können.

b) Hornblende, Zoisit und Epidot führende Gneise.

Es sind dies wenige kleine, meist unscharf gegen den Orthogneis abgegrenzte Einlagerungen in der Masse von Muntischè-Val Barlas-ch.

Hornblende führende Varietäten im Orthogneis finden sich z. B. bei der neuen Lawinenverbauung oberhalb Sulsana und in einer kleinen Linse in der hinteren Val Barlas-ch im Quellgebiet des ersten rechten Seitenbaches der Ova Barlas-ch. Das Vorkommen von Muntischè bei Sulsana stellt ein grobfaseriges Gestein dar, das sich makroskopisch nur durch das Auftreten von Hornblende von einem Orthogneis unterscheidet. Es zeigt aber auch sonst im Mineralbestand einige Abweichungen von einem normalen Orthogneis. Orthoklas ist spärlicher (20%), der Plagioklas zeigt Saussuritisierung, was auf einen basischeren Feldspat hinweist, und es tritt etwa 5—10% Hornblende auf, Muskowit fehlt. Nebengemengteile sind Granat, Titanit, Orthit, Epidot, Prehnit.

Die Einlagerung aus der hinteren Val Barlas-ch stellt ein geschiefertes grünlich gesprenkeltes Gestein dar mit Lagen von Biotit und eingesprengten Hornblendenadeln. Der Orthoklas fehlt hier ganz, dafür tritt reichlich Biotit und Hornblende auf (je 10—15%). Der Plagioklas zeigt neben Sericitisierung ebenfalls Saussurit als Umwandlungsprodukt und unter den Nebengemengteilen treten wieder Titanit, Orthit und Epidot auf, ausserdem Apatit und Zirkon. Quarz ist etwa 30% vorhanden, die Hornblende besitzt die gewöhnliche bläulichgrüne Absorptionsfarbe nach n_γ.

Diese Hornblende führenden Einlagerungen sind, ihrem Mineralbestand nach zu schliessen, bedeutend basischer als die Orthogneise und sind vermutlich durch Assimilation von anderem Material zu erklären. Da bei der Aufschmelzung von Paragneisen nie solche Hornblendegneise entstehen, dürfte es sich eher um kleine Linsen von Amphibolit oder Kalk handeln, die resorbiert worden sind. Das diffuse Vorkommen von Muntischè zeigt weniger Beimischung frem-

den Materials als dasjenige der Val Barlas-ch, das noch etwas besser gegen den Orthogneis abgegrenzt werden kann. Der in beiden Fällen auftretende Orthit deutet auf pneumatolytische Wirkungen hin.

Direkt neben dem Vorkommen der Val Barlas-ch findet sich ein massiges, weiss und grünlichgelb geflecktes Gestein, das sich durch einen hohen Epidotgehalt auszeichnet (50 %). Orthoklas fehlt, Quarz ist nur spärlich vorhanden (5—10%). Hauptkomponenten sind fast nur sericitisierter Plagioklas und kompakte Massen von Epidot, ausserdem reichlich Titanit, in Reihen geordnet. Der Ursprung ist wahrscheinlich der gleiche wie beim benachbarten Hornblendegneis, nur dass hydrothermale Prozesse den Mineralbestand stark umgewandelt haben.

Auch Zoisit führende Varietäten treten auf, so z. B. am auskeilenden Ende einer Orthogneiszone des Munt da Brail unter P. 2707 und als schlierige diffuse Partie im Orthogneis beim südlichen der beiden Seelein von Fops in der hinteren Val Puntota. Auch hier ist kein Orthoklas mehr vorhanden, dafür 10—20% Zoisit in Körnern eingesprengt oder, bei Fops z. B., lagenweise mit trüben braunen Massen zusammen angeordnet, was eine feine dunkle Streifung des Gesteins bewirkt. Beim Vorkommen vom Munt da Brail tritt auch wieder wie bei den Hornblendegneisen Orthit auf, ausserdem in beiden Titanit.

Prinzipiell dürfte es sich bei allen diesen Vorkommen um dieselbe Erscheinung handeln, nämlich um Aufschmelzung von kalkreichem Material. Das ist auch aus tektonischen Gründen wahrscheinlich. Die ganze Orthogneismasse taucht axial gegen W auf, und es schalten sich allmählich Para- und Amphibolitzonen ein, die gegen E mächtiger werden, bis der Orthogneis schliesslich zwischen ihnen auskeilt. Die Paragneise hören gegen W nicht tektonisch auf, sondern werden aufgeschmolzen und sind durch stetige Übergänge mit dem Orthogneis verbunden. Je weiter man nach W kommt, desto grösser wird der Anteil an Orthomaterial. Im W sind also tektonisch tiefere Partien der ganzen Intrusionsmasse entblösst, und es ist deshalb erklärlich, dass wir es hier mit weitgehenden Assimilationsprozessen zu tun haben, dass hier sogar kleinere Amphibolitlinsen resorbiert werden konnten, während die Amphibolite sonst gegenüber magmatischen Einflüssen äusserst widerstandsfähig sind. Alle die beschriebenen kleinen Vorkommen befinden sich in den westlichen Teilen der Orthogneismasse. Beim Zoisit führenden Gneis vom Munt da Brail könnte es sich vielleicht auch nur um „Infiltration" von den benachbarten Amphiboliten her handeln.

c) Schiefereinschlüsse.

Es ist das erste Mal, dass in der Silvretta Schiefereinschlüsse im Orthogneis gefunden wurden. In der Flüelagruppe (**97**) treten solche nur in den mönchalpgranitischen Gesteinen auf. Im Untersuchungsgebiet fanden sie sich nur an einer Stelle, nämlich bei der mit „Raspaunas" bezeichneten Wiese in der Nähe von Cinuskel und zwar in den Felsköpfen östlich und südlich dieser Wiese. Es sind massige oder schwach geschieferte, bis 5 m mächtige Linsen eines rötlich violetten, äusserst feinkörnigen, oft fast dichten Gesteins, die sich im Orthogneis teilweise vielfach verzweigen und verästeln. Die rötliche Farbe rührt von dem reichlich vorhandenen feinschuppigen Biotit her, der hie und da auch Porphyroblasten bildet.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit.
Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, schwarzes Erz.
Übergemengteile: Granat, Sillimanit, Muskowit, Zoisit, Epidot, Pyrit, Prehnit.

Die Gesteine besitzen oft Hornfelsstruktur und immer ein äusserst feines Korn. Die Durchschnittsgrösse der Gemengteile beträgt 0,05 × 0,05 mm. Quarz (40%) bildet mit Plagioklas (30—40%) ein pflasterartiges Gefüge. Der letztere kann noch frisch sein, ist aber meist durch sericitische Aggregate ersetzt. Biotit (10—20%) ist in kleinen Schüppchen regelmässig verteilt; hie und da ist er zu Chlorit und Muskowit ausgebleicht. Apatit, Zirkon, Titanit und Erz sind als Accessorien immer vorhanden, Zoisit, Epidot und Prehnit treten hie und da als sekundäre Produkte auf. In einem Schliff ist der gesamte Plagioklas durch Zoisit-Epidot ersetzt und bildet dann 40% des Mineralbestandes.

Eine der Proben zeigt etwas abweichenden Charakter. Makroskopisch fallen kleine Knötchen auf, die durch Granatporphyroblasten gebildet werden (bis 1,5 × 3 mm). Quarz und Feldspat treten zurück, dafür tritt sehr reichlich Biotit (40%) und Sillimanit (15%) in kleinen Nädelchen und Büscheln auf. Es scheint sich hier um ein Gestein mit starkem Tonerdeüberschuss zu handeln.

Diese Schiefereinschlüsse besitzen den Habitus und Mineralbestand von Paragneisen und unterscheiden sich nur durch feineres Korn und Hornfelsstruktur von ihnen. Auffallend ist nur, wie sich diese Linsen unverändert mitten im Orthogneis erhalten konnten, während sonst die Paragneise randlich weitgehend assimiliert und injiziert werden. Hier zeigen sich keine Aufschmelzungserscheinungen. Der Orthogneis besitzt auch nahe am Kontakt seinen normalen Mineralbestand.

SPITZ und DYHRENFURT (**86**) erwähnen aus der Gegend von Raspaunas grünbraune Zwischenlagerungen im Orthogneis, in welchen neben Quarz und Plagioklas auch Hornblende und Epidot auftritt. Ähnliche Gesteine beschreiben sie auch aus der Nunagruppe. Ein solches Gestein wurde westlich von Raspaunas in einem Diabasgang gefunden, der an einigen Stellen diesen Mineralbestand besitzt. Es handelt sich also bei diesen Vorkommen um Diabase und nicht um Lamprophyre. Nach einer mündlichen Mitteilung von P. BEARTH besitzen die Diabase aus der Gegend von Cinuskel ähnlichen Habitus wie die Nunadiabase. Schon SPITZ und DYHRENFURT sprechen übrigens die Vermutung aus, dass es sich um Diabase handeln könnte.

4. Kataklase

Kataklase ist bei Orthogneisen häufig, im Gegensatz zu den Amphiboliten. Bei den Augengneisen erscheinen alsdann die Einsprenglinge zu schmalen Linsen ausgezogen, und das Gestein nimmt unregelmässige Bänderung an. Die aplitisch-pegmatitischen Gneise verlieren ihre flaserige Textur und nehmen ein homogeneres grünliches Aussehen an. Partienweise sind sie stark von Rissen durchzogen, die mit Quarz ausgefüllt sind.

U. d. M. sieht man, dass meistens zuerst die Glimmer in Mitleidenschaft gezogen werden. Sie werden zwischen den andern Komponenten zu schmalen Chlorit- und Sericitzügen ausgepresst oder zu wirren Haufen zusammengestaucht. Doch können hie und da einzelne Muskowitblätter erhalten bleiben, sind aber dann von sericitischem Mörtel eingefasst. Der Plagioklas ist zuerst von Rissen durchzogen, wird dann zertrümmert und granuliert und bei sehr starker Kataklase zu einem sericitischen Brei zermalmt. Der Quarz wird stark undulös, zeigt Mörtelkränze und Granulierung, bleibt aber länger erhalten als der Plagioklas. Makroskopisch nimmt der kataklastische Quarz eine bläuliche Farbe an. Am längsten bleiben die Kalifeldspataugen erhalten. Sie werden verbogen und undulös und zeigen Mörtelkränze; die kleineren Individuen erleiden die gleiche Umwandlung wie der Plagioklas. Neubildungen von Calcit und Epidot sind in diesen verruschelten Gneisen häufig. Das Endresultat der Zertrümmerung sind Quarz-Sericitschiefer; die Kataklase geht aber im Untersuchungsgebiet selten so weit.

Lokal beschränkte Ruschelzonen sind im ganzen Gebiet verbreitet. Eine etwas ausgedehntere Linie, in der Kataklase auftritt, scheint vom Grat des Piz Murtèrchömber über den Piz Arpschella

zum Piz Sursura Pitschen zu ziehen; es finden sich in ihrem Verlauf auch einige lokale kleine Überschiebungen, die auf alpine Bewegungen zurückzuführen sind. Die Linie folgt dem topographisch dominierenden Grate der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. Man hat sich vielleicht nicht viel weiter oben den ursprünglichen Sedimentmantel der Silvrettadecke vorzustellen, von dem angenommen wird, dass er zum grossen Teil von der kristallinen Unterlage abgeschert und nach Norden verfrachtet wurde. Diese Spuren von alpinen Bewegungen in den topographisch höchsten Partien des Untersuchungsgebietes sind vielleicht mit dieser Abscherung in Zusammenhang zu bringen. Auch die kleine Überschiebung westlich vom Piz Arpschella weist alpine Richtung auf.

Die weitaus mächtigste alpine Ruschelzone tritt aber in der Gegend von Cinuskel und Sulsana auf und begleitet den Überschiebungsrand der Silvrettadecke über die Campodecke, bildet also die Basis der Silvrettadecke. Die Kataklase erstreckt sich von der Deckengrenze etwa 500 m nach innen. Sie stellt aber noch nicht den stärksten Grad der Mylonitisierung dar. Die einzelnen Komponenten scheinen makroskopisch zerbrochen und in ihrem Gefüge gelockert zu sein; der Quarz und Orthoklas besitzen bläuliche Farbe. Die Orthoklaseinsprenglinge sind noch erhalten, aber von Rissen durchzogen, verbogen und von Mörtelkränzen umgeben. Der Plagioklas ist stark sericitisiert und zu Mörtel zerfallen, teilweise ausgezogen und die Glimmer sind zu gewellten und gestauchten Zügen zusammengepresst, teilweise zu Sericit zermalmt. Risse sind von bläulichem Quarz und Chlorit ausgefüllt. Es ist dies die einzige kataklastische Zone von weiterer Ausdehnung im Untersuchungsgebiet, sie lässt sich auch noch ins Keschgebiet hinüber verfolgen.

5. Chemismus und Alter

Wie schon erwähnt, sind die Orthogneise, abgesehen von den Diabasen, die jüngsten Gesteine im Silvrettakristallin. Sie sind in die anderen eingedrungen, haben sie injiziert und teilweise aufgeschmolzen. Jetzt liegen sie als deutlich geschieferte Gneise vor uns. Es entsteht die Frage, auf welche Vorgänge diese Schieferung zurückzuführen ist. Es ist anzunehmen, dass sie während einer Faltung unter starkem Druck eingedrungen sind und bereits primäre Paralleltextur besitzen und überhaupt nie als eigentliche Granite vorgelegen haben. Aus ihren Lagerungsverhältnissen lässt sich aber schliessen, dass sie nachträglich noch Dislokationen mitgemacht haben. Da die alpine Faltung im Silvrettakristallin nur geringe Spu-

ren hinterlassen hat (Kataklase), so ist für diese Dislokationsmetamorphose die hercynische Gebirgsbildung verantwortlich zu machen.

Die Orthogneisintrusion ist spätestens in eine Frühphase der variscischen Faltung zu verlegen. Die Orthogneise der Silvretta sind deshalb auch kaum mit den Graniten der variscischen Massive zu parallelisieren, sondern viel eher mit den Orthogneisen derselben, mit denen sie mehr gemeinsam haben. So stimmen sie mit ihnen z. B. in der Ausbildung von ausgedehnten Injektionshöfen überein, während die hercynischen Granite nur Hornfelskontakthöfe besitzen. Ausserdem wären sie trotz der alpinen Faltung nicht so hochgradig umkristallisiert, wenn es sich um posthercynische Granite handeln würde.

Die Art der dislokationsmetamorphen Umwandlungen ist von STRECKEISEN (**97**) beschrieben worden. Da im Untersuchungsgebiet keine prinzipiellen Abweichungen auftreten, sei hier auf seine Ausführungen verwiesen.

Die Orthogneise der Silvretta zeigen chemisch eine grosse Einförmigkeit. STRECKEISEN hat an Hand des neueren Analysematerials auch diese Verhältnisse eingehend studiert. Infolge der grossen Einheitlichkeit gelten seine Darlegungen auch für die Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe, so dass ich mich darauf beschränken kann, seine Schlussfolgerungen zu erwähnen.

Bei der Auswertung von 14 neueren Orthogneisanalysen aus Silvretta-Oetztal ergibt sich, dass man es im wesentlichen mit Gesteinen vom Chemismus saurer Granite zu tun hat, hauptsächlich mit aplitgranitischen und engadinitischen Magmentypen. Es sind typische Vertreter der Kalk-Alkalireihe. Nur die Analysen der vier basischsten Gesteine, die vom Oetztal und von Sur En im Unterengadin stammen, zeigen quarz-dioritischen Chemismus. Mit sinkendem si neigen sie sich der Kalireihe zu, zeigen niedriges c, hohes k und fm; für die beiden letzten Analysen lässt sich aber kein Magmentypus mehr finden. STRECKEISEN hat deshalb ein Diagramm konstruiert, indem er die NIGGLIwerte eines typischen Orthogneises mit denjenigen eines typischen Paragneises verband. Vergleicht man dieses so gewonnene Diagramm mit dem „Differentiationsdiagramm" der Orthogneise, so ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung. Das macht es wahrscheinlich, dass die Unterschiede im Chemismus nicht auf magmatische Differentiationen, sondern auf Assimilation von Paramaterial zurückzuführen sind. Es ist ja überhaupt eine charakteristische Eigenschaft der Silvretta-Orthogneise, dass sie grosse Injektionshöfe ausgebildet und sedimentogenes Mate-

rial eingeschmolzen haben. Es lassen sich auch im Untersuchungsgebiet alle Übergänge von Orthogneis über glimmereiche Orthogneise und Injektionsgneise zu Paragneisen beobachten. Amphibolite sind weit seltener aufgeschmolzen; es treten dann die oben beschriebenen Hornblende und Epidot führenden Schlieren im Orthogneis auf.

II. PARAGNEISE

1. Allgemeines

Paragneise besitzen in der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe nur geringe Verbreitung. Es sind im allgemeinen kleine Zonen, die nie grössere Mächtigkeit erreichen. Es ist eine häufige Erscheinung, dass sie die Amphibolite randlich einfassen, z. B. den Amphibolitkeil von Tantervals zwischen Val Barlas-ch und Val Pülschezza. Auch im Amphibolit selbst treten sie oft als schmale Zonen und Linsen auf; an einigen Stellen, z. B. in der Scalettazone, findet ausgesprochene Wechsellagerung zwischen Amphiboliten und Paragneisen statt. Mächtigkeiten von über 100 m sind selten und finden sich nur lokal, z. B. am Piz d'Urezza.

Im Gegensatz dazu bilden die Paragneise in der Flüelagruppe ausgedehnte Komplexe. So erreicht z. B. die Pischazone eine Mächtigkeit von 2,5 km und lässt sich von Davos bis in die Nunagruppe jenseits des Engadins verfolgen. Es zeigt sich ganz allgemein, dass die Paragneise südlich der Flüelalinie stark zurücktreten, und die Orthogneise dominieren. Im Keschgebiet sind sie sogar noch spärlicher vorhanden als in der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe.

Die Paragneise bilden eine relativ einförmige Serie mit vermutlich nicht sehr grossen Abweichungen im Chemismus. Die Hauptvarietäten sind schiefrige, teilweise auch hornfelsartig dichte Gesteine von brauner oder grauer Farbe mit einem Stich ins Violette. Am weitesten verbreitet sind schiefrige Gneise mit dem Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Biotit. Eingelagert finden sich Zonen hornfelsartig aussehender Gesteine, die sich durch etwas grösseren Reichtum an Quarz auszeichnen. Lokal kommen schmale Zonen und Linsen von Paragneisen vor, in denen Granat als Hauptgemengteil auftritt und die oft auch reine Tonerdesilikate führen; solche Gesteine finden sich aber nur als lokale Einlagerungen in Amphiboliten, nie in anderen Paragneisen. Durch magmatische Beeinflussung entstehen die Feldspatknotengneise, die in der Scalettazone z. B. vorherrschend werden. Besonders interessant sind einige violett fleckige Varietäten, die in der hinteren Val Barlas-ch gefunden

wurden und vermutlich als rekristallisierte Mylonite aufgefasst werden müssen; sie scheinen eine alte tektonische Linie zu markieren.

Da es sich zum grossen Teil um dieselben Gesteine handelt, die von STRECKEISEN aus der Flüelagruppe beschrieben worden sind (**97**), so soll hier seine Nomenklatur benützt werden. Ich verweise auf seine eingehenden Darlegungen, besonders auch, was Chemismus und Mineralbestand betrifft.

2. Petrographische Beschreibung

a) Biotitschiefergneise.

Es sind gut geschieferte Gesteine, die wegen ihres reichlichen Biotitgehaltes bräunlich violette Farbe besitzen. Oberflächlich verwittern sie infolge einer limonitischen Zersetzung des Biotites mit rostbraunen Farben, wodurch sie oft schon von weitem auffallen. Das mikroskopische Bild zeigt ein granoblastisches Gefüge von Quarz und Plagioklas; die Glimmer markieren die Schieferung und bedecken den Längsbruch.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskowit.
Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Titanit.
Übergemengteile: Granat, Staurolith, Rutil, Haematit, Orthit, Zoisit, Epidot, Calcit.

Der klare, meist nicht undulöse Quarz (25—40%) bildet ein regelmässiges verzahntes Pflaster mit Plagioklas (Grösse 0,03 × 0,03 bis 0,6 × 0,6 mm). Hie und da ist er zu Zügen geordnet oder tritt in einzelnen Porphyroblasten auf. Der Plagioklas (30—50%) ist von unterschiedlicher Frische, meist zeigt er schwache Sericitisierung und Entwicklung von Saussurithäufchen, kann aber auch vollständig zu einer sericitisch-saussuritischen Masse umgewandelt sein. In einzelnen Schliffen ist er dagegen vollständig frisch oder nur randlich sericitisiert. Es finden sich auch myrmekitartige Verwachsungen von saussuritisiertem Plagioklas mit Albit; wir haben es hier mit einer Entmischung zu tun. Bestimmungen des An-Gehaltes sind wegen der Kleinheit der Individuen, der meist starken Bestäubung und des spärlichen Auftretens von Spaltrissen schwierig, doch konnten in einigen Schliffen Messungen mit Hilfe des Universaldrehtisches ausgeführt werden. Sie ergaben basischen Oligoklas bis Andesin mit einem An-Gehalt von 20—28%. Zwillinge nach Albit sind häufig, solche nach Periklin seltener. Biotit (10—25%) ist regelmässig in der Schieferungsrichtung eingestreut oder tritt in gewellten Zügen auf. Pleochroismus hellgelb zu rotbraun; pleochroitische Höfe um Zirkon sind häufig. In einigen Para-

gneislagen aus Amphiboliten finden sich auch olivgrüne und -braune Absorptionsfarben, was vermutlich auf grösseren Fe-Gehalt zurückzuführen ist. Biotit kann auch in Porphyroblasten vorkommen; es entstehen dann die „Biotitfleckengneise" STRECKEISENS; sie sind aber im Untersuchungsgebiet selten. Der Biotit ist oft lagenweise chloritisiert und bewirkt dann eine grünliche Streifung des Gesteins. Die Grösse der Biotitblätter schwankt zwischen 0,05 × 0,1 und 2 × 3 mm. Muskowit (0—10%) ist meist mit Biotit vergesellschaftet, bei grösserem Muskowitgehalt zu Zügen geordnet. Der Muskowitgehalt ist starken Schwankungen unterworfen. Kaliglimmer kann vollständig fehlen; in den Paragneislagen im Amphibolit des Piz Vadret hingegen kann er 20% des Mineralbestandes ausmachen.

Apatit, Zirkon, schwarzes Erz und Titanit sind immer in geringer Menge vorhanden, Granat und Orthit finden sich hie und da; Rutil, Haematit, Staurolith sind selten. Als sekundäres Produkt tritt häufig Chlorit auf, seltener Zoisit, Epidot und Calcit.

Die Biotitschiefergneise stimmen mit den von STRECKEISEN (**97**) beschriebenen Gesteinen in Mineralbestand und Textur überein. Nach Analysen von Gesteinen aus der Flüelagruppe handelt es sich um ursprünglich tonige Sedimente, die vollständig zu mesozonalen Gneisen umkristallisiert sind. Am Pischahorn in der Flüelagruppe treten Staurolithschiefergneise auf, die durch reichliches Auftreten von Tonerdemineralien charakterisiert sind. Im Untersuchungsgebiet wurden solche nicht gefunden. Staurolith ist ein sehr seltener Übergemengteil.

b) Hornfelsartige Paragneise.

Als Lagen in Biotitschiefergneisen und als selbständige kleine Zonen treten hie und da dichte bräunlich violette hornfelsartige Gneise auf, die beim Abschlagen mit dem Hammer in Scherben und Platten längs der Schieferung abspringen. Aus solchen Varietäten besteht z. B. das Paragneisband von Guvgiolas und dasjenige von Giaraingia, die beide den Amphibolit des Piz del Ras vom Orthogneis von Arpschella trennen. Einige durchgehende Zonen sind in die Mischgneise der hinteren Val Barlas-ch eingeschaltet, eine andere bildet die südliche Partie des Paragneises des Piz d'Urezza. Die schmalen Lagen in verschiedenen Paragneisen können auf der Karte nicht ausgeschieden werden.

Der Mineralbestand ist im wesentlichen derselbe wie bei den Biotitschiefergneisen, sie besitzen aber feineres Korn und Hornfels-

struktur; die Schieferung ist weniger ausgeprägt. Sie sind im allgemeinen quarzreicher als jene; der Quarzgehalt beträgt 40—60%, in einigen Fällen auch mehr. Quarz und Plagioklas bilden ein regelmässiges Pflaster (Grösse 0,05×0,05 bis 0,4×0,4 mm) und können oft kaum voneinander unterschieden werden. Der reichlich vorhandene Quarz verleiht dem Gestein einen fettigen Glanz. Der Plagioklas zeigt selten Zwillingslamellierung; es konnten keine Messungen ausgeführt werden. Quarz kann auch in dünnen weissen Lagen das Gestein durchziehen. Biotit (15—30 %) ist in kleinen Schüppchen regelmässig eingelagert, nie in Flatschen wie bei den Biotitschiefergneisen. Er kann lagenweise in grösseren Blättern ausgebildet sein, die aber immer streng in der Schieferungsebene liegen. Biotit bewirkt die bräunlich violette Farbe des Gesteins. Oft ist er partienweise vollständig chloritisiert, was eine grünliche Aderung des Gesteins hervorruft. Die Adern und Lagen können senkrecht und parallel zur Schieferungsrichtung verlaufen. Ständige Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon und schwarzes Erz. Accessorisch können Muskowit, Granat, Pyrit, Titanit, seltener auch Turmalin und Orthit auftreten.

Die Gesteine besitzen die Struktur von Hornfelsen. Dass es sich aber um Hornfelse im genetischen Sinne des Wortes handelt, ist nicht wahrscheinlich, denn die Orthogneise haben überall typische Injektionskontakthöfe ausgebildet. Nirgends lässt sich Thermokontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr beobachten. Die abweichende Struktur ist viel eher durch ihren Mineralbestand zu erklären. Sie sind quarzreicher als die Biotitschiefergneise und nahmen deshalb durch die Metamorphose einen quarzitähnlichen, dichten, massigeren Charakter an als die tonigen Schiefergneise. Es dürfte sich um tonig-sandige Sedimente gehandelt haben, um Zwischenglieder zwischen reinen Tonen und Sandsteinen.

c) Feldspatknotengneise.

Die Feldspatknotengneise unterscheiden sich von den Biotitschiefergneisen durch das Auftreten von porphyroblastischem Plagioklas. Die typischen Varietäten stellen flaserige Gesteine dar mit mehr oder weniger grossen weissen Knoten oder Knötchen. Der Längsbruch ist mit bräunlich violetten, buckeligen Biotitflatschen bedeckt, die weissen Knoten treten nur im Querbruch hervor. Die Knoten können bis 1 cm im Durchmesser erreichen; sind sie hingegen ziemlich klein, so verleihen sie dem Gesteine ein getupftes Aussehen. HAMMER bezeichnet solche Gneise als „Perlgneise" (**34**). Die Knoten treten makroskopisch nicht immer hervor; im Mikro-

skop besitzt aber der Knotenplagioklas einen ganz anderen Habitus als der gewöhnliche Feldspat der Paragneise.

Die Plagioklasknoten machen im allgemeinen 25—50% des Mineralbestandes aus, in einzelnen Fällen 60%, wobei sie einander berühren und die Hauptmasse des Gesteins bilden. Die Knoten sind meist in der Schieferungsrichtung etwas gestreckt, oft aber auch quergestellt, so dass die Glimmerzüge und Quarzschnüre geknickt und darum herum abgebogen werden. Sie bestehen im allgemeinen nur aus einem Individuum, oft beteiligen sich aber eine ganze Anzahl verschieden gerichteter lappig ineinander greifender Plagioklaskörner an ihrem Aufbau. Charakteristisch für die Knotenplagioklase sind die zahlreichen Einschlüsse von anderen Gemengteilen, besonders aber von tropfenförmigem Quarz. Es beteiligen sich oft auch grössere Quarzindividuen am Aufbau der Knotenaggregate selbst, besonders als randliche Einfassung. Myrmekitartige Verwachsungen zwischen Quarz und Plagioklas sind häufig. Ausser in Knoten kommt der Feldspat auch noch im Grundgewebe vor und füllt hier Zwickel.

Die Knotenfeldspäte weisen in ihrer Zusammensetzung typische Unterschiede gegenüber den Grundgewebeplagioklasen auf. Der An-Gehalt beträgt 15—20% bei den Knoten, 25—27 bei den anderen und zwar konnten in einigen Fällen beide Arten im gleichen Schliff gemessen werden. Die Knoten sind also durchwegs saurer als die Grundgewebeplagioklase. Sie zeigen oft schöne Doppelverzwillingung nach Albit und Periklin. Andere Zwillingsgesetze wurden nicht gefunden.

Die übrigen Gemengteile zeigen ähnliche Ausbildung wie in den Biotitschiefergneisen. Quarz (20—50%) ist unregelmässig angereichert, besonders um die Knoten herum. Sein Auftreten als Einschlüsse in den Knoten selbst ist schon erwähnt worden. Biotit (10—30%) umhüllt in flatschigen Aggregaten die Knoten und findet sich auch sonst schuppenartig längs den Schieferungsflächen eingestreut. Hin und wieder ist er chloritisiert. Muskowit (0—10%) ist der Begleiter des Biotits, aber im allgemeinen nur in geringer Menge vorhanden; er kann auch vollständig fehlen. Apatit, Zirkon, schwarzes Erz sind Nebengemengteile. Fast immer ist auch Granat vorhanden, sei es in kleinen scharfkantigen, häufig auch skelettartigen Körnchen, oder in grösseren Körnern, oft als Einschlüsse in den Knoten. Hie und da zeigt er Zersetzung zu Glimmer, Quarz und Chlorit. Er besitzt z. T. sonderbare Einschlüsse von Quarz und Biotit, die in einigen Fällen einen geschlossenen Ring bilden können. Seltenere Nebengemengteile sind Rutil, Orthit mit

Kränzen von Epidot, Sillimanit in Büscheln, die sich aus Biotit entwickeln, und Turmalin. Dieser letztere kann lokal zum Hauptgemengteil werden, wie z. B. westlich vom Scalettahorn.

Knotengneise sind häufig in den meisten Paragneiszonen; die Knoten sind aber dann im allgemeinen sehr klein („Perlgneise"). Am typischsten ausgebildet mit makroskopisch stark hervortretenden Knoten finden sie sich in den weiteren Kontakthöfen der Orthogneise; im Untersuchungsgebiet hauptsächlich in der Scalettazone und am Piz Sursura Pitschen. Der Unterschied gegenüber den Schiefergneisen besteht hauptsächlich in einer Sammelkristallisation und einem Saurerwerden des Plagioklases unter magmatischem, vermutlich pneumatolytischem Einfluss. Darauf deutet das stellenweise massenhafte Auftreten von Turmalin hin. Ob ausserdem Natronzufuhr stattgefunden hat, lässt sich nicht feststellen; von STRECKEISEN ausgeführte Analysen zeigen keinen Unterschied in den Alkalien gegenüber gewöhnlichen Paragneisen, hingegen eine Zunahme des Si. Es dürfte also Quarz zugeführt worden sein. Der geringere An-Gehalt des Plagioklases stellt wahrscheinlich eher eine Entmischungserscheinung dar, wobei der Kalkgehalt in den Granat ging, der ja fast immer als neugebildetes Produkt vorhanden ist. Eine analoge Erscheinung der Knotenbildung treffen wir auch bei den Amphiboliten, nur treten dort keine so grossen Unterschiede in der Basicität auf.

Feldspatknotengneise mit beträchtlichem Granatgehalt finden sich hie und da als kleine Zonen in Amphiboliten. Sie führen meist auch reine Tonerdesilikate: Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit, besitzen also grossen Tonerdeüberschuss. Sie sollen bei den Amphiboliten besprochen werden.

d) Rekristallisierte Mylonite.

Die Fundstellen dieser Gesteine befinden sich alle in der hinteren Val Barlas-ch und zwar bei P. 2566, und am Bach beim Buchstaben „r" vom „Val Barlas-ch" in einer Höhe von 2600 m. Ein weiteres Stück stammt aus der Moräne des Sursuragletschers und dürfte irgendwo auf dem E-Grat des Piz Sarsuret anstehend gewesen sein.

Makroskopisch zeigen alle Proben einen gewissen übereinstimmenden Habitus. Es sind weiss und rötlich-violett gefleckte Gesteine; die Flecken werden durch unregelmässig abgegrenzte Biotitnester hervorgerufen. Die weissen Partien sind übersät mit kleinen rötlichen Tüpfchen. Die stärker geschieferte Varietät besitzt eine

graugrüne Grundmasse und die violetten Linsen sind stark in die Länge gezogen, so dass eine Art alternierender Bänderung entsteht.

Auch das mikroskopische Bild zeigt charakteristische gemeinsame Eigenschaften. Die ruhige und gleichmässige Kristallisationsschieferung der Paragneise fehlt. Die violetten Nester erweisen sich als schlierenförmige Aggregate äusserst feinschuppigen Biotites, die Flecken, teilweise auch durchgehendere Züge bilden. In den kleinen Aggregaten sind die Glimmerschüppchen wirr und regellos gelagert und fasern in das Grundgewebe aus, in den grösseren Zügen sind sie mehr oder weniger parallel gestellt. Sie sind vergesellschaftet mit äussert fein granuliertem Plagioklas oder Saussurit. An einigen Stellen lässt sich beobachten, wie sich im Zentrum eines solchen Aggregates ein Biotitporphyroblast bildet, der stellenweise die ganze Masse aufzehrt und nur noch randlich von den kleinen Schüppchen umgeben ist. Wir haben als Endresultat grosse Blätter mit ausgefransten Rändern vor uns, und es ist gut sichtbar, dass die einzelnen Fransen aus den kleinen Schüppchen bestehen, die zwar bereits mit den Porphyroblasten zusammenhängen, teilweise aber noch ihre eigene Orientierung besitzen. Aus den grösseren Aggregaten bilden sich keine einzelnen Porphyroblasten, sondern es tritt ganz allgemein Kornvergrösserung ein. Der zuerst diffus zwischen den Glimmerschüppchen verteilte Plagioklas konzentriert sich ebenfalls und bildet Einschlüsse in den Porphyroblasten, die aus einem feinen Plagioklaspflaster bestehen. Wo es sich um ursprünglichen Saussurit handelt, hat sich daraus Granat gebildet, ebenfalls als Einschlüsse in Biotit.

Die weissen Partien, in die die Biotitnester eingelagert sind, bestehen entweder aus einer sericitischen Masse mit vereinzelten Muskowitporphyroblasten oder aus einem äussert fein granulierten Plagioklas. Quarz ist in Porphyroblasten in dem Feldspatpflaster eingestreut oder in Nestern angereichert. In einzelnen Schliffen finden sich mit Biotitschüppchen durchwachsene Saussurithaufen von rundlicher, wohl abgegrenzter Form, die bei der Rekristallisation sich zu grossen Biotit- und Granatindividuen entwickeln.

Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Erz, hie und da auch Rutil und Turmalin, in einem Fall auch reihenförmig angeordneter Andalusit, eingelagert in die Biotitschuppenaggregate.

Die Gesteine machen den Eindruck, als ob alle ihre Komponenten in statu nascendi wären. In den ursprünglichsten Stadien finden sich nur die lokal konzentrierten äusserst feinen Biotitschüpp-

chen und die Grundmasse von Sericit, mit oder ohne Saussurithäufchen und Quarz. Bei weiter fortgeschrittener Kristallisation werden die sericitischen Massen durch ein feines Plagioklaspflaster ersetzt, ein Vorgang, der sich im selben Schliff verfolgen lässt. Teilweise entstehen auch Muskowitporphyroblasten aus dem Sericit. Der Biotit wird gröber, und es entwickeln sich die Porphyroblasten daraus; in einem Fall wird auch Andalusit gebildet. Die Plagioklas- und Saussuritsubstanz in den Biotitaggregaten konzentriert sich in grösseren Einschlüssen von Feldspat oder Granat. Der Quarz scheint zuerst gebildet worden zu sein; er ist immer in grösseren Körnern vorhanden, die nicht undulös sind, ein Zeichen für ihre Frische.

Wir haben es hier wahrscheinlich mit alten Myloniten zu tun, die durch eine spätere Metamorphose rekristallisiert sind. Die sericitischen Massen stammen aus zertrümmertem Plagioklas, die Biotitschüppchen aus verwalztem Glimmer. Dass wir es nicht mit einer Granulierung durch Kataklase, sondern mit einer Neukristallisation zu tun haben, beweist die ausserordentliche Frische aller Komponenten. So findet sich keine Spur von Chlorit, der sonst bei der geringsten Beanspruchung des Biotites entsteht.

Die Mylonite sind vermutlich älter als die Orthogneisinjektion, denn es findet sich in einem Fall injizierter Orthoklas. Die Gesteine scheinen eine alte tektonische Linie zu markieren, die eine gewisse Breite besitzt und nicht mehr genau verfolgt werden kann. Sie scheint im grossen und ganzen N-S oder NE-SW zu streichen. Sie fällt nicht mit der jetzigen Streichrichtung der Gesteine zusammen.

Diese Linie ist also vorhercynischen oder frühhercynischen Alters; die Gesteine haben erst nachträglich die Schieferung angenommen, die die letzte umgestaltende Gebirgsbildung, also die hercynische oder eine Spätphase derselben, bewirkt hat, wodurch der ursprüngliche Charakter fast vollständig verwischt worden ist. Es ist dies einer der wenigen Fälle, wo noch Reliktstrukturen aus vorhercynischer Zeit vorhanden sind.

e) Muskowit-Chloritgneise.

Diese Gesteine kommen als lokal begrenzte Facies in Paragneisen vor, wie z. B. auf „Munt" bei Zernez, wo sie mit einem kristallinen Kalk in Kontakt stehen, oder es sind selbständige kleine Zonen. Solche treten auf am S-Grat des Piz del Ras und in den Muots ova sparsa.

Sie besitzen schiefrige Textur, der Längsbruch ist etwas gewellt oder schwach stengelig. Der reichlich vorhandene Muskowit und Chlorit verleiht ihnen eine grünlich silberglänzende Farbe.

Die regelmässig in der Schieferungsrichtung eingestreuten Muskowit- und Chloritblättchen (25%) erweisen sich unter dem Mikroskop als Umwandlungsprodukte des Biotites. Sie sind durch Erzkörnchen stark pigmentiert. Grösse 0,05 × 0,5 mm. Quarz (45%) und sericitisierter Plagioklas (30%) bilden ein regelmässiges Pflaster (Grösse 0,1 × 0,1). Nebengemengteile sind Apatit und Zirkon, in einem Fall Turmalin.

Es ergibt sich also, dass sich diese Gesteine von den Biotitschiefergneisen nur durch völlige Ausbleichung des Biotites unterscheiden, wodurch allerdings ein fast phyllitartiges Aussehen entsteht, so dass sie äusserlich einen ganz anderen Habitus besitzen. Es handelt sich um diaphthoritische Gneise, die sich teilweise den Bedingungen der Epizone angepasst haben.

Grössere Mächtigkeit erlangen diese Varietäten in der Pischazone, z. B. in der Flessgruppe und am Rosstälispitz, wo sie durch ihren silbernen Glanz von weitem in den rostigen Paragneisen auffallen.

3. Mylonitisierung der Paragneise

Wie die Orthogneise sind auch die Paragneise gegenüber Druck viel empfindlicher als die Amphibolite, und es finden sich im ganzen Gebiet lokale Vorkommen von kataklastischen Paragneisen. Solche Gesteine nehmen eine unansehnlich matte grünliche Farbe an und sind von gebogenen Scherflächen durchsetzt. Sie sehen dann den mylonitisierten Orthogneisen sehr ähnlich und können oft erst im Schliff von ihnen unterschieden werden.

Auch hier werden wie bei den Orthogneisen durch Kataklase zuerst die Glimmer beeinflusst. Sie werden chloritisiert und zu dünnen zerknitterten Säumen zwischen den anderen Komponenten ausgewalzt. Quarz und Feldspat werden ebenfalls zu gebogenen und geknickten Zügen zusammengestaucht. Der Quarz zeigt starke undulöse Auslöschung, der Feldspat wird vollständig in einen sericitischen und saussuritischen Brei verwandelt.

Durch vollständige Mylonitisierung resultieren schwarze verruschelte Massen, die beim Hammerschlag in kleine Stücke und zu Staub zerfallen. Im Schliff lassen sich noch wirre gefältelte Züge aus Sericit und Chlorit feststellen, die aus Feldspat und Biotit entstanden sind. Darin schwimmen vereinzelte zerbrochene und stark undulöse Quarzkörner, die Hauptmasse ist aber ebenfalls zu Brei zermalmt. Die schwarze Farbe wird durch amorphes dunkles Pigment bewirkt, das sich reichlich in den Glimmerzügen findet. Die

Gesteine sehen in diesem Stadium graphitischen Schiefern sehr ähnlich.

Die grünlichen, noch nicht so stark mylonitisierten Paragneise lassen sich lokal beschränkt im ganzen Gebiet beobachten, in ausgedehnterem Masse nur auf den Gräten des Piz Arpschella, wo auch die benachbarten Orthogneise kataklastischen Habitus besitzen, was die Abgrenzung der Zonen gegeneinander in diesem Gebiet ziemlich schwierig gestaltet. Die vollständig zu Staub zerdrückten schwarzen Linsen sind selten und bilden nur lokale Vorkommnisse. Sie repräsentieren vermutlich kleine alpine Schubflächen.

4. Chemismus und genetische Verhältnisse

Die in der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe vorkommenden Paragneise stimmen weitgehend mit den von STRECKEISEN untersuchten Gesteinen aus dem Flüelagebiet überein. Die von STRECKEISEN (**97**) gewonnenen Resultate gelten daher auch in unserem Fall. Ausserdem bietet das Flüelagebiet bessere Bedingungen zu ihrem Studium, da sie dort in mächtigen Massen vorkommen (Pischahorn), die die Gesetzmässigkeiten besser verfolgen lassen als hier, wo sie nur untergeordnet und in schmalen Zügen auftreten. Staurolithschiefergneise, wie sie in der Pischazone vorkommen, fehlen im Untersuchungsgebiet. Reine Tonerdesilikate finden sich nur in den Granatgneislinsen, die in einigen Amphiboliten eingelagert sind. Ebenso wurden keine typischen Quarzitgneise gefunden, die bis 70 oder 80% Quarz enthalten, sondern nur Zwischenglieder zwischen solchen und den Biotitschiefergneisen; es sind dies die hornfelsartigen quarzreichen Paragneise. Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Muskowit-Chloritgneise stellen eine diaphthoritische Facies der Biotitschiefergneise dar und gehören deshalb zu ihnen.

Nach den vorliegenden Analysen von Paragneisen aus Silvretta-Oetztal handelt es sich um ursprüngliche Sedimente von tonigem Charakter; der Tonerdeüberschuss ist besonders gross bei den Staurolith und andere reine Al-Silikate führenden Gesteinen. Der Kalkgehalt ist gering. Der Mineralbestand von Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskowit stellt ein Gleichgewicht unter kata- bis mesozonalen Verhältnissen dar. Nach ihrem Charakter sind es Absätze relativ tiefen Meeres. Es finden sich aber im Untersuchungsgebiet auch kristalline Kalke (Munt westlich von Zernez), die zeigen, dass nicht die ganze Serie als bathyal zu betrachten ist.

Die Paragneise gehören zu den ältesten Gesteinen der Silvretta, sie sind älter als die hercynische Gebirgsbildung, und es ist sehr

wahrscheinlich, dass sie bei der Orthogneisintrusion bereits in metamorphem Zustand vorlagen; sie sind also vielleicht schon vorkaledonischen Alters. Eine untere Grenze lässt sich naturgemäss nicht ziehen.

III. MISCHGNEISE

1. Allgemeines

Die Orthogneise der Silvretta haben die Paragneise am Kontakt in weitgehendem Masse umgewandelt und zur Bildung der verschiedenartigsten Mischgesteine Anlass gegeben. Es lassen sich alle Stadien der magmatischen Beeinflussung von vollständiger Aufschmelzung über Injektion bis zur pneumatolytischen Durchtränkung feststellen, welch letztere Erscheinung sich noch weit vom Kontakt weg beobachten lässt. Im Gegensatz dazu sind die Amphibolite im allgemeinen nur wenig modifiziert worden. Diese starke Beeinflussbarkeit der Paragneise dürfte mit ein Grund sein, dass sie relativ wenig im Untersuchungsgebiet auftreten. Einen desto grösseren Raum nehmen dafür die Mischgneise ein. Mächtige Injektionszonen finden sich z. B. in der Orthogneismasse von Muntischè-Val Barlas-ch, in der verschiedene Paragneiszonen gegen W auskeilen und weitgehend injiziert und aufgeschmolzen werden. Ihre grösste Entwicklung erreichen diese Mischgesteine in der hinteren Val Barlas-ch und im Fourun Pülschezza. Sie setzen sich gegen E fort und umgeben in geschlossenem Bogen das Kar von Murtèras da Munt. Aus Injektionsgesteinen besteht auch zum grossen Teil der E-Grat des Piz Vadret. In der Scalettazone nehmen Mischgesteine ebenfalls einen grossen Raum ein, doch hat hier nur mehr geringe Stoffzufuhr stattgefunden; die magmatischen Wirkungen sind hauptsächlich thermischer und pneumatolytischer Natur.

Vom reinen Orthogneis zum reinen Paragneis lassen sich alle Übergänge verfolgen. Im unmittelbaren Kontakt tritt vollständige Aufschmelzung und Assimilation ein; es kommt zur Ausbildung von glimmerreichen Augengneisen. Dazu gehört z. B. auch der von STRECKEISEN beschriebene unruhig gefältelte Radünergneis, eine Varietät, die im Untersuchungsgebiet nicht auftritt. Diese glimmerreichen Orthogneise haben z. T. noch Lagen und Putzen von „unverdautem" Schiefermaterial eingeschlossen. Sie führen über zu den eigentlichen Injektionsgneisen, schiefrigen Gesteinen mit injizierten Aplitlagen und Feldspataugen. Je weiter man sich vom Kontakt entfernt, desto spärlicher wird das injizierte Orthomaterial, bis man im äussersten Kontakthof nur noch pneumatolytisch beeinflusste Ge-

steine vor sich hat. Diese Mischgesteine zeichnen sich durch grosse Mannigfaltigkeit in ihrem äusseren Habitus aus, durch starken lagenweisen Wechsel. Sie sind von parallelen und gefältelten Bändern und Adern durchzogen; es kommt zu reichlicher Ausbildung von Knotengneisen und pegmatitartigen Bildungen. Es finden sich grosse Linsen von Quarz und Nester von Biotit eingelagert. An einigen Stellen tritt Andalusit oder massenhaft Turmalin auf.

Ausser diesen beschriebenen Typen treten einige abweichende Varietäten auf, die gesondert besprochen werden sollen.

Zur Kartierung dieser Gesteine sei folgendes bemerkt: Die Abgrenzung gegenüber Ortho- und Paragneisen ist infolge der vielen Übergänge unsicher. Es werden auf der Karte zwei Typen ausgeschieden: einerseits die Gneise, die durch eigentliche Mischung von Ortho- und Paramaterial entstanden sind, also die glimmerreichen Augengneise und die Injektionsgneise, andererseits die thermisch-pneumatolytisch beeinflussten Lagen- und Adergneise, bei denen Stoffzufuhr nicht mehr stattgefunden hat oder eine unwesentliche Rolle spielt. Grosse Knotengneiskomplexe wurden als Mischgneise kartiert, doch finden sich Knotengneislagen auch in Parazonen und wurden dort nicht besonders ausgeschieden. Auch können nicht alle glimmerreichen Schlieren im Orthogneis auf der Karte dargestellt werden. Die Abgrenzung gegenüber Ortho- und Paragneisen ist subjektiv, scharfe Grenzen fehlen meistens, allmähliche Übergänge und Wechsellagerungen bilden die Regel.

2. Petrographische Beschreibung

a) Glimmerreiche Augengneise.

Sie besitzen einen ähnlichen Habitus wie die grobflaserigen Augengneise, sind aber infolge ihres Biotitreichtums violett gesprenkelt. Ist der Biotit chloritisiert, so nehmen sie grünliche Farbe an und sind von Orthogneisen nicht leicht zu unterscheiden.

Der Mineralbestand ist ähnlich wie bei den Orthogneisen. Kalifeldspat bildet augenförmige Einsprenglinge und zeigt oft Mikroklingitterung und perthitische Entmischung. Quarz und Plagioklas bauen das Grundgewebe auf. Hauptunterschied ist der Biotitreichtum (10—20%). Muskowit fehlt meist, Apatit und Zirkon treten immer, Granat häufig als Nebengemengteile auf. Charakteristisch ist das Auftreten von Titanit, der sonst im Orthogneis feht; auch Rutil wurde gefunden.

In diesen glimmerreichen Augengneisen treten oft kleine Lagen und Linsen von Schiefergneisen auf, die nicht vollständig assimiliert

worden sind. Die Gesteine sind durch Aufschmelzung von Paramaterial entstanden. Sie bilden häufig den innersten Kontakthof der Orthogneise (Val Barlas-ch), finden sich aber auch als selbständige Zonen, die oberflächlich nicht in direktem Kontakt mit Orthogneis stehen (Piz d'Urezza, Muots ova sparsa). Der Orthogneis ist hier in der Tiefe vorauszusetzen. Wo schmale Parazonen vollständig aufgeschmolzen worden sind, kommen Mischgneise auch schlierenförmig vor (Hintere Val Puntota). Im Gegensatz zu dem von STRECKEISEN beschriebenen gefältelten Radünergneis sind sie immer streng parallel texturiert, was auf starken Stress während der Intrusion schliessen lässt.

b) Injektionsgneise.

Die Injektions- und Imbibitionsgneise gehen aus den glimmerreichen Augengneisen hervor, indem die nicht assimilierten Paralagen reichlicher werden und schliesslich überhand nehmen, und das magmatische Material gleichsam die Einschlüsse bildet. Durch den lagenweisen Wechsel von Ortho- und Paramaterial entsteht ausgesprochene Bänderung. Die Bänderung ist immer streng parallel der Schieferungsrichtung, ptygmatische Faltung tritt nicht auf. Das aplitische Material kann auch linsenförmig eingelagert sein oder millimeterdünne alternierende Lagen bilden; oft fallen dem blossen Auge nur noch injizierte Kalifeldspataugen auf, die die Mischung anzeigen. Die Mischung kann auch inniger sein, so dass nur noch im Mikroskop der magmatische Anteil von ursprünglichem Paragneis unterschieden werden kann. Oft ist auch das nicht mehr möglich, die Mischung ist vollkommen.

Die magmatischen Lagen sind von unterschiedlicher Dicke, meist feinkörnig aplitisch ausgebildet und besitzen den Mineralbestand eines Orthogneises (Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muskowit). Häufig sind muskowitreiche Lagen eingeschaltet. Randlich treten hie und da Modifikationen auf. Entweder sind die Ränder grobkörniger entwickelt und führen grosse Blätter von Muskowit (1 cm und mehr im Durchmesser) oder die Randzone wird von pegmatitartigem Feldspat mit Schnüren und Nestern von Quarz gebildet. Auch Knauern von Biotit können in diesen Randpartien vorkommen. Der Biotit stammt aus dem Nebengestein und ist unter dem Einfluss von Mineralisatoren grobkristallin entwickelt; es muß sich um ein stark gasbeladenes Magma gehandelt haben.

Die Schieferlagen besitzen den normalen Paragneismineralbestand, weisen aber immer ausgezeichnete Paralleltextur auf.

Flaserige Ausbildung wurde nie beobachtet. Biotit ist meist in kleinen Schüppchen, Plagioklas als feines Pflaster vorhanden; häufig sind Neubildungen von Granat. Der Paragneis ist also unter dem Einfluss hoher Temperatur umkristallisiert.

Lassen sich von blossem Auge Ortho- und Paraanteil nicht mehr auseinanderhalten, so ist das meist im Dünnschliff noch möglich. Es zeigen sich linsige Streifen, die aus einem Pflaster rundlicher Orthoklaskörner bestehen, ferner Züge von Quarz, auch solche, die aus Quarz und granuliertem Plagioklas bestehen. Sie sind meist stark in die Länge gezogen. Oft sind auch nur vereinzelte grosse Kalifeldspataugen eingesprengt. Es ist also hier im allgemeinen nur noch Quarz und Orthoklas zugeführt. Die ursprünglichen Paragneispartien zeigen Umkristallisation, der Plagioklas ist granuliert, Biotit in kleinen Schüppchen, oft auch in Porphyroblasten vorhanden. Orthit kann hie und da als Übergemengteil beobachtet werden. Die Mischung kann so innig sein, dass die Gesteine auch im Dünnschliff vollständig homogen aussehen. Sie besitzen in diesem Fall Habitus und Struktur von Paragneisen, führen aber Orthoklas.

Es lässt sich mit der Entfernung vom Kontakt eine gewisse Reihenfolge feststellen. Zuerst wird undifferenziertes Magma injiziert, etwas weiter vom Kontakt Orthoklas und Quarz, schliesslich nur noch Quarz. Doch gilt das nur in grossen Zügen.

Zwischen diesen beschriebenen Typen finden sich im Feld alle Übergänge; sie kommen auch alle zusammen miteinander vor. Charakteristisch für das Untersuchungsgebiet ist das absolute Fehlen von fluidalen Fältelungen. Das lässt sich nur dadurch erklären, dass bei der Bildung dieser Gesteine starker gerichteter Druck geherrscht haben muss, dass die Intrusion während einer Faltung vor sich gegangen ist und Stress nach der Injektion angedauert hat. Das Magma konnte nur in einer Richtung in die Gneise eindringen, vermutlich nach oben. Das Magma besass keinen genügend grossen Innendruck, um den seitlichen Druck der Gebirgsbildung zu überwinden und Apophysen oder gefältelte Adern zu bilden, es folgte dem Weg geringsten Widerstandes. Am Piz Sursura-Pitschen lässt sich sehr schön beobachten, dass das Magma hauptsächlich in Antiklinalen eingepresst wurde. (Siehe Fig. 4.)

Anderer Art ist die von STRECKEISEN beschriebene Injektion in der Vereinazone; hier treten alle die Fluidalphänomene und ptygmatischen Fältelungen auf, wie sie oft von Injektionskontakten beschrieben worden sind.

c) Lagen- und Adergneise.

Sie finden sich weiter entfernt vom Kontakt und haben keine liquidmagmatische Stoffzufuhr mehr erhalten; nur pneumatolytische und thermische Wirkungen lassen sich noch feststellen. Die typischste Ausbildung zeigen sie in der Gegend der Scalettapasshöhe, am Scalettahorn, am Grialetschpass und im hinteren Fourun Pülschezza.

Diese Gesteine zeichnen sich aus durch eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit und Buntheit in ihren Erscheinungsformen. Wir haben hier nicht die ruhigen gleichförmigen Komplexe der Paragneise vor uns, sondern starken Wechsel. Lagenweise finden sich nebeneinander gewöhnliche Biotitschiefergneise, glimmerreiche Varietäten, grobflaserige, dann wieder hornfelsartige Schiefer, Lagen, in denen Muskowit vorherrschend wird, Perlgneise und Knotengneise. Knotengneise sind überhaupt in diesen Zonen stark verbreitet als grosse schlierenförmige Massen oder schmale Bänder und Linsen. Die Knoten können dabei extreme Grössenwerte annehmen. Was aber diesen Komplexen ein besonders unruhiges Aussehen verleiht, das sind die weissen Bänder und Adern, die parallel und durchgehend dem Gestein eingelagert sind, dasselbe in Scharen zickzackartiger Linien durchsetzen, oder unbekümmert um die Schieferungsrichtung mäanderartige, oft bizarre Falten und Fältelungen bilden, die den ptygmatischen Falten sehr ähnlich sehen. Die letzteren setzen meist unvermittelt ab und zeigen mannigfache Aufblähungen und Einschnürungen. Dicke, oft auch langausgezogene Linsen von Quarz tragen noch zur Steigerung dieses bunten Bildes bei. Stellenweise finden sich Knauern von blauschwarzem Quarz und rötlichem Andalusit; westlich vom Scalettahorn ist das Gestein durchschwärmt von schwarzen mehrere cm langen Turmalinkristallen.

Prozentual den grössten Anteil haben die Knotengneise, die ausgedehnte Massen bilden können. Sie sind bei den Paragneisen beschrieben worden.

Interessant sind die hellen Adern, die das Gestein durchschwärmen. Gebänderte Gneise finden sich auch in normalen Parazonen, aber lange nicht in dem Masse. Die Breite der Bänder schwankt zwischen wenigen Millimetern und mehreren Zentimetern. Ob sie der Schieferungsrichtung parallel gehen oder „ptygmatisch" gefältelt sind, es handelt sich stets um dieselbe Erscheinung, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt. Die Hauptbestandteile bilden Quarz und Plagioklas, wobei der eine oder der andere vorherrschen kann. Meist ist es der Plagioklas, der in einigen Fällen sogar fast ausschiesslich vorhanden ist. Er zeigt meist reichlichen

Saussurit mit Neubildungen von Epidot und Calcit. Eingestreut sind hie und da Fetzchen oder auch grössere Blätter von Biotit. Derselbe kann bis 10% erreichen. Solche Adern sind dann nicht mehr rein weiss, sondern gesprenkelt. Häufig ist der Glimmer chloritisiert. Apatit, Zirkon und Erz sind Nebengemengteile, skelettartiger Granat und Orthit Übergemengteile.

Trotzdem die Bänder beim Betrachten im Felde von Weitem auffallen, unterscheiden sie sich vom Nebengestein eigentlich nur durch geringeren Biotitgehalt. Der Unterschied dürfte also chemisch nicht sehr gross sein. Die Bänderung ist wahrscheinlich durch Sammelkristallisation entstanden. Nach der Nomenklatur von HOLMQUIST wären die Gesteine als „syngenetische Venite" zu bezeichnen. Ihr geologisches Auftreten beweist aber, dass magmatische Einflüsse bei ihrer Bildung mit im Spiel waren. Die Gesteine müssen lange Zeiträume hindurch unter dem Einfluss hoher Temperatur gestanden haben, was zu lokalen Aufweichungen und örtlicher Scheidung der Mineralkomponenten in Lagen führte. Aber auch pneumatolytische Wirkungen lassen sich beobachten. Es scheint, dass die magmatischen Dämpfe hauptsächlich diese Lagen als Weg zum Eindringen benützt haben. Das geht daraus hervor, dass die letzteren randlich oft die gleichen Erscheinungen aufweisen, wie sie bei den Injektionsgneisen in den echten Aplitbändern beschrieben worden sind, nämlich muskowitreiche Lagen (bis 5 mm dick), Nester von Biotit und pegmatitartige Ausbildung der Feldspäte. Muskowit gehört sonst nicht zum Mineralbestand der Adern. Sein Gehalt muss auf die Wirkung von „agents minéralisateurs" zurückgeführt werden. Die pneumatolytischen Dämpfe sind vermutlich auch für die „ptygmatische Fältelung" verantwortlich zu machen, indem sie diesen Bändern einen genügend hohen Innendruck verliehen.

Ein anderer Beweis für pneumatolytische Wirkungen ist das stellenweise massenhafte Auftreten von Turmalin (W-Grat des Scalettahorn). Das Muttergestein sind durchaderte Knoten- und Perlgneise. Der Turmalin findet sich auch mit Vorliebe am Rand oder in den weissen Adern selbst und erreicht Längen von 5 cm und mehr. Sonderbarerweise tritt er mikroskopisch als Gesteinsgemengteil nicht auf.

Die hellen Bänder dürfen nach ihrem Mineralbestand nicht als Aplite bezeichnet werden, auch nicht als Plagiaplite; denn diese letzteren kommen nur als Spaltprodukte basischer Magmen vor, währenddem die Orthogneise der Silvretta sehr sauren Chemismus besitzen. Ob magmatisches Material in diesen Gneisen zugeführt wor-

den ist, lässt sich nicht entscheiden; wahrscheinlich ist es nicht. Vielleicht sind die eingelagerten Quarzlinsen hydrothermalen Ursprungs; sie können aber auch durch Lateralsekretion aus dem Nebengestein entstanden sein.

Diese Art von Mischgneisen finden sich im allgemeinen nicht in direktem Kontakt mit Orthogneisen. Meist sind Injektionsgneise dazwischen geschaltet. Das ist z. B. der Fall im Fourun Pülschezza. Die Lagen- und Adergneise bilden das Zentrum der Mischgneiszone und sind beidseitig von Injektionsgneisen flankiert. Mit dem Verschmälern der Zone gegen W keilen sie in der Val Barlas-ch aus, die Injektionsgneise schliessen sich zusammen, streichen über Sassa Cotschna zur Val Puntota hinüber und verlieren sich schliesslich östlich der Val Sulsana diffus im Orthogneis. Eine ähnliche Erscheinung zeigt sich in den Karen östlich von Ils Crauws am Scalettapass, nur ist hier die Verzahnung der einzelnen Zonen noch viel intensiver.

In der Scalettazone hingegen treten ausschliesslich diese Ader- und Bändergneise auf. Nur an wenigen Stellen ist Magma eingedrungen. Das ist wahrscheinlich dadurch zu erklären, dass hier die zahlreichen Amphibolitzonen den Paragneis gleichsam vor Injektion geschützt und dem Magma den Eintritt verwehrt haben. Dagegen wurde der ganze Komplex intensiv durchgast; auch die Amphibolite zeigen Spuren davon (Knotenbildung, Biotitisierung). Ähnliches lässt sich am S-Grat des Piz Sursura-Pitschen beobachten. Trotz der Kontaktnähe kommt es nur zur Ausbildung von Knotengneisen — allerdings mit teilweise riesenhaften Knoten —, da die Paragneise durch zwischengeschaltete Amphibolitlagen geschützt sind.

Knotengneise — meist mit kleineren Knoten — finden sich auch mitten in grossen Parakomplexen wie z. B. der Pischazone, ein Zeichen dafür, wie weit sich die magmatischen Wirkungen erstrecken können.

3. Quarz-Andalusitlinsen.

Die Andalusitvorkommnisse des Scalettagebietes sind bereits im Jahre 1899 von A. Gramann (**28**) beschrieben worden. Andalusit findet sich mit Vorliebe in diesen Misch- und Adergneisen, kommt aber auch in anderen Paragneisen vor (Pischazone). Er bildet Knauern mit blauschwarzem Quarz zusammen. Die rosaroten, auch blauroten oder rotvioletten Prismen können bis 10 cm lang werden und zeigen meistens den charakteristischen Überzug von Muskowit. Hie und da ist der Andalusit vollständig zu Glimmer umgewandelt, die Knau-

ern bestehen dann nur noch aus durch Verwitterung goldgelb gefärbten Muskowitaggregaten, die die ursprüngliche Form der Andalusitkristalle teilweise noch erkennen lassen. Andalusit kommt auch drusenartig in Klüften vor. Im Scalettagebiet ist Turmalin sein häufiger Begleiter. Als Gesteinsgemengteil der Paragneise wurde Andalusit im Untersuchungsgebiet nie gefunden; eine Ausnahme bilden die Tonerdesilikatgneise, die als Einlagerungen in Amphiboliten vorkommen.

Hauptfundstellen sind im Untersuchungsgebiet die Scalettapasshöhe und die Umgebung des Klein Scalettagletschers, ferner der Piz Puntota; in den Flesserbergen findet er sich auf den vom Piz Fless ausstrahlenden Gräten und kann in den Karmoränen der Val Gröss gesammelt werden. Aus dem Flüelagebiet sind mehrere Fundstellen von STRECKEISEN namhaft gemacht worden.

GRAMANN (**28**) und ESCHER (**20**) nehmen an, dass die Quarz-Andalusitlinsen durch Katametarmorphose aus toniger Substanz gebildet worden seien, HAMMER (**41**) hält sie für pneumatolytisch-hydrothermale Bildungen. STRECKEISEN (**79**) ist zum Schluss gekommen, dass ihre Entstehung auf die gleichen Einflüsse zurückzuführen ist wie die Bildung des Knotenplagioklases. Die Tatsache, dass sie immer in einiger Entfernung vom Kontakt vorkommen, erklärt er so, dass näher beim Kontakt in den Knotengneisen genügend Natron zugeführt worden sei, um die gesamte Tonerde im Knotenplagioklas zu binden, während weiter vom Kontakt weg, wo keine Natronzufuhr mehr stattgefunden habe, der Tonerdeüberschuss als Andalusit auskristallisiert sei. STRECKEISEN sagt nicht, welcher Art diese magmatischen Einwirkungen sind; es kann sich vermutlich nur um den Einfluss erhöhter Temperatur handeln.

Im Gegensatz zum Pischavorkommen tritt im Untersuchungsgebiet Andalusit nicht als Gesteinsgemengteil auf, nur in Knauern mit Quarz zusammen. Er findet sich oft in unmittelbarer Nachbarschaft von äusserst grob struierten Knotengneisen. Natronzufuhr lässt sich in den Knotengneisen ohne Quarz-Andalusitlinsen auch durch eine chemische Analyse nicht feststellen. Ich glaube deshalb eher, dass die Bildung des Andalusits auf pneumatolytische Prozesse zurückzuführen ist. Dafür spricht sein Vorkommen in den weiteren Kontakthöfen der Orthogneise und seine unregelmässige regionale Verteilung, besonders aber auch sein Zusammenvorkommen mit Turmalin (W-Grat des Scalettahorns).

STRECKEISEN zieht auch die Möglichkeit späterer Ausscheidungen des im Gestein vorhandenen Andalusites in Betracht. Eine solche

Entstehung ist natürlich beim Pischavorkommen zu berücksichtigen, wo die Gesteine teilweise reichlich reine Tonerdesilikate führen. Im Scalettagebiet ist diese Erklärung wenig wahrscheinlich, da hier kein so bedeutender Tonerdeüberschuss vorhanden ist.

4. Die Mischgesteine von P. 2566, Val Barlas-ch

Die Grabbrolinse von P. 2566 wird bei den Amphiboliten besprochen werden. Es treten mit ihr aber auch alle möglichen Mischgesteine auf, die hier erwähnt werden sollen. Im Felskopf direkt unter P. 2566 verfingert sich diese Gabbro-Amphibolitlinse mit allen möglichen Varietäten von Ortho- und Mischgesteinen. Die ganze Zone zeigt starke Kataklase.

Es beteiligen sich an dieser Zone z. B. grobflaserige kataklastische Augengneise. Der Orthoklas zeigt Mörtelkränze, ist teilweise auch vollständig zerbrochen, stark undulöser Quarz ist in Nestern angereichert, Plagioklas bildet ein fein granuliertes Pflaster, der Biotit ist chloritisiert.

Mit diesen Augengneisen verfingert, besonders auch zwischen Orthogneis und Amphibolit eingeschaltet, fällt ein sonderbares violett fleckiges Gestein auf. Orthoklas fehlt, die porphyroblastischen Quarzkörner (30%) sind vollständig zu Mosaik zerbrochen und löschen stark undulös aus. Plagioklas (40—60%) bildet in feiner Granulierung das Grundgewebe. Einzelne Aggregate lassen noch die Umrisse der ursprünglichen Individuen erkennen, aus denen sie durch Zerfall hervorgegangen sind. Die violetten Flecken werden durch feinschuppigen Biotit hervorgerufen, der allein oder mit Granat zusammen porphyroblastische Aggregate bildet. Die grösseren Glimmer sind ausserordentlich stark undulös. Auch symplektitische Hornblendenester vom gleichen feinschuppigen Habitus wie beim Biotit können auftreten. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, reichlich Titanit, Ilmenit, Rutil, Calcit. Charakteristisch ist oft das linsenförmige Alternieren von langausgezogenen Quarz- und Plagioklasbändern. Diese Varietäten führen dann meistens wenig Biotit. Auch diese Gesteine zeigen starke Kataklase; es hat aber bereits wieder teilweise Rekristallisation stattgefunden.

In der Verzahnungszone bildet der Amphibolit langausgezogene Linsen (bis 1 m mächtig). Er scheint hier partiell etwas aufgeschmolzen worden zu sein (Hornblende in Mischgneis). Ein paar Meter vom Kontakt weg findet sich bereits der fast unveränderte Gabbro, der keine Spuren von Kataklase zeigt.

5. Streifige Mischgneise mit basischen Einschlüssen

Etwa 600 m östlich vom vorhin besprochenen Mischgneis, auf der Karte etwa beim Buchstaben „r" vom Val Barlas-ch, wurde im Anstehenden direkt an der Grenze des Gehängeschuttes ein ähnliches Gestein gefunden. Es besitzt flaseriges Aussehen und hat lang ausgezogene, bis 10 cm dicke dunkle Linsen eingelagert, so dass es teilweise fast gebändert erscheint.

Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Biotit, teilweise auch Orthoklas. Wo Orthoklas vorhanden ist, bildet er stark undulöse, von Mörtelkränzen umgebene Porphyroblasten (bis 15%). Mörtelzonen können auch in seinem Innern auftreten. Im Handstück zeigen die Augen bläuliche Farbe. Um die Porphyroblasten herum schmiegen sich Glimmerzüge. Quarz durchsetzt in langausgezogenen Linsen das Gestein (bis 40%). Die Zwickel werden von einem mosaikartigen Plagioklaspflaster ausgefüllt (10—30%); der Plagioklas kann auch in grösseren Individuen auftreten. Er ist oft lagenweise durch ein Gemenge von Sericit und Saussurithäufchen ersetzt. Biotit ist in sehr wechselnder Menge vorhanden (5—25%), bildet Porphyroblasten und ist oft zu vollständig chloritisierten schmalen Zügen zusammengestaucht. Granat und Apatit sind Nebengemengteile.

In den nicht Orthoklas führenden Varietäten sind Quarz und Plagioklas in ähnlicher Art ausgebildet, treten aber meist in alternierenden granulierten Zügen und Linsen auf, die nur aus Quarz oder nur aus Plagioklas bestehen, oder aus Sericit-Saussurit. Biotit ist immer in feinschuppigen Aggregaten vorhanden, aus denen sich hie und da Porphyroblasten entwickeln. Die Rekristallisation ist also hier weiter gediehen als bei den Augengneisen.

Charakteristisch für das Gestein ist eine starke Pressung nach der Injektion, was zu Kataklase und Auswalzung führte. Später trat dann wieder teilweise Rekristallisation ein. Die Auswalzung fand nach der Orthogneisintrusion statt, muss aber noch hercynischen Alters sein. Die alpin kataklastischen Gesteine zeigen nie Rekristallisation.

In diesem Gestein, das einen Mischgneis darstellt, finden sich die oben erwähnten dunklen Linsen eingeschlossen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass sie aus äusserst fein diablastischer farbloser Hornblende (Auslöschung 14—16°), etwas Zoisit, Plagioklas und Chlorit bestehen (Grösse der Gemengteile

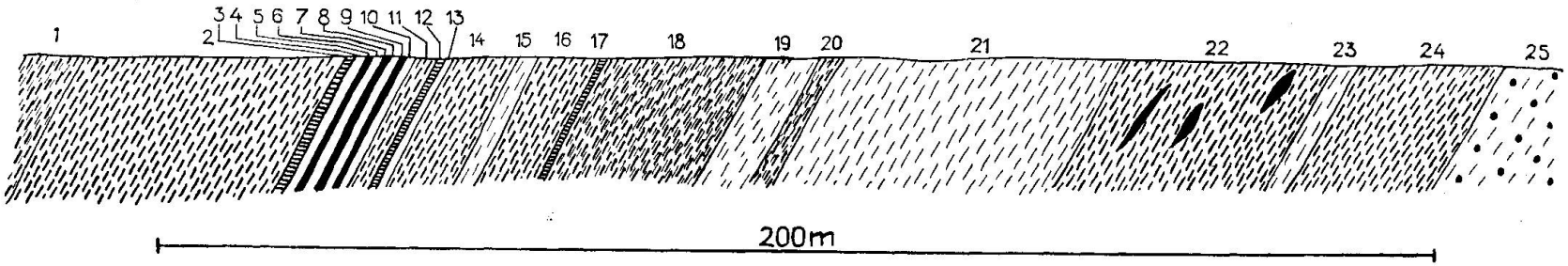


Fig. 1. Profil oberes Valorgiatälchen W-Seite, unterhalb Vadret Valorgia.

1. Gebänderter Biotitamphibolit. Lagenweise wechselnder Gehalt an Hornblende.
2. Hornblendereicher Amphibolit.
3. Muskowitreicher Zweiglimmergneis.
4. Granat führender Zweiglimmergneis, mit Übergängen zu 3.
5. Dichter Amphibolit.
6. Streifige Gneise, muskowitreiche und biotitreiche Lagen, weisse Quarz-Plagioklasbänder.
7. Gewöhnlicher Plagioklas-Amphibolit.
8. Granat führender (20%), hornfelsartiger Biotit-Hornblendegneis, rötlich-grünliche Bänderung durch streifenweise Chloritisierung des Biotits.
9. Gebänderter Amphibolit, weisse Bänder 80 % Plagioklas, Amphibolit sehr hornblendereich (70 %).
10. wie 8.
11. Gewöhnlicher Plagioklas-Amphibolit.
12. Biotitschiefergneis.
13. Hornfelsartiger Plagioklas-Biotitgneis, streifenweise sehr quarzarm.
14. Gewöhnlicher Plagioklas-Amphibolit.
15. Streifiger, z. T. hornfelsartiger, biotitreicher Gneis mit weissen und hornblendereichen Bändern.
16. Gewöhnlicher Plagioklas-Amphibolit.
17. Knoten führender Biotitschiefergneis.
18. Biotit führender Amphibolit mit Knotenplagioklas, teilweise Epidotamphibolit.
19. Quarzarmer Zweiglimmergneis mit eingelagerten Quarzlinsen.
20. Streifiger gesprenkelter Biotitamphibolit.
21. Gebänderte Biotitschiefergneise.
22. Streifige Amphibolite. Eingelagerte Linsen eines schmutzig gelbgrün gefleckten Gesteins mit alten Orthostrukturen.
23. Biotitschiefergneis.
24. Gebänderter Amphibolit.
25. Injektionsaugengneis.

0,002 × 0,002 bis 0,012 × 0,012 mm). Eingestreut sind reichlich kleine Rutilkörnchen, in einem Fall auch Pyritwürfelchen.

Es frägt sich, ob es sich um gepresste Lamprophyre, geschieferte Diabase oder Amphiboliteinschlüsse handelt. Das letztere ist das Wahrscheinlichste. Es zeigt sich auch eine grosse Ähnlichkeit mit den Amphibolitlinsen von P. 2566 aus der Verfingerungszone, die ja mit einem Gabbro in Verbindung stehen. Nur ist dort die Korngrösse beträchtlicher, und sie besitzen den Habitus von eigentlichen, wenn auch feinkörnigen Amphiboliten. Beide haben auch dieselbe starke Pressung mitgemacht, wie ihre Streckung und die Verhältnisse des Nebengesteins zeigen. Die Abweichungen dürften sich aus dem Umstand erklären, dass es sich hier um eine kleine vielleicht irgendwo losgeschürfte Linse handelt, die weitgehend zermalmt und umkristallisiert wurde.

Dass es ein ursprünglicher Lamprophyrgang ist, ist nicht wahrscheinlich, weil solche sonst nirgends in der Silvretta gefunden wurden. Auch Diabas kommt kaum in Frage, da er nie derart starke Schieferung aufweist.

6. Mischzone des Piz Vadret

Es soll hier noch die Beschreibung der amphibolitischen Zone des Piz Vadret angeschlossen werden. Sie zeichnet sich aus durch eine innige Wechsellagerung der verschiedenartigsten Gesteine. Um einen Einblick in den Bau einer solchen Zone zu bekommen, wurden zwei Detailprofile aufgenommen und eine Serie von Dünnschliffen untersucht. Das eine Profil stammt von der W-Seite des Valorgiatälchens direkt unterhalb der Gletscherzunge, das andere von der Westwand des Piz Vadret.

Das Profil 2 ist weniger detailliert aufgenommen worden, weil die Westwand des Piz Vadret teilweise schwer zugänglich ist. Doch zeigen beide Serien eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit. Zu der ursprünglichen Wechsellagerung von Amphibolit und Paragneis kommt noch die magmatische Beeinflussung, die am Piz Vadret selbst besonders intensiv ist. So wird der Nordgipfel von glimmerreichen Augengneisen und Injektionsgneisen gebildet, die gegen E vermutlich mit den glimmerreichen Augengneisen jenseits des Valorgiagletschers zusammenhängen. Die Amphibolite des N-Grates finden gegen E keine Fortsetzung. Eine weitere ausgesprochene magmatische Mischzone ist die Zone 5 des Profils. Bei Zone 6 beginnen die Amphibolite mit reliktischen Orthostrukturen einzusetzen und finden sich von da an im ganzen S-Grat bis zum Kontakt mit dem

südlichen Orthogneis. Von hier weg finden sich auch keine Paragneiseinschaltungen mehr, was für die Orthoamphibolite charakteristisch ist. Diese Amphibolite gehören zu dem Zug alter Orthogesteine, der sich bis in die Val Sursura verfolgen lässt.

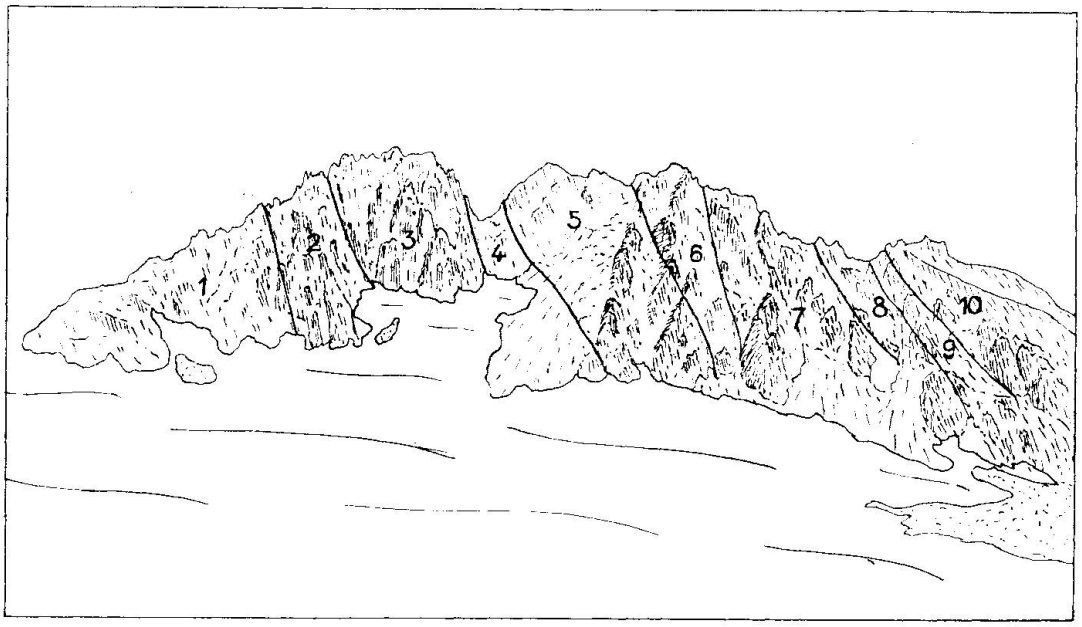


Fig. 2. Piz Vadret W-Wand.

1. Orthogneis.
2. Amphibolit.
3. Injektionsaugengneise mit aplitischen Lagen, Turmalin führende Feldspatknotengneise, Biotitschiefergneise.
4. Streifige Amphibolite, Biotitamphibolite, Hornblende-Biotitgneise, Amphibolite mit aktinolithischer Hornblende.
5. Mischzone, streifige Gneise, alle Übergänge von Biotitschiefergneisen zu aplitischen Orthogneisen. Aplitische Knauern und Linsen mit Biotitnestern, pegmatitartige Bildungen mit grossen Muskowitindividuen. Starke Wechsellagerung.
6. Biotitschiefergneise und hornfelsartige Paragneise.
7. Vorwiegend Biotitamphibolite, ausserdem Quarz führende Granatamphibolite mit aktinolithischer Hornblende. Schmale Schieferlagen, aplitische Lagen mit Orthoklas und Muskowitbändern (z. T. granatführend).
8. Fleckige schmutzig grünliche Amphibolite mit alten Orthostrukturen. Alle Übergänge zu gewöhnlichen Amphiboliten und Granatamphibolit.
9. Plagioklasamphibolit.
10. Orthogneis.

Etwas anders liegen die Verhältnisse im Profil 1. Direkte magmatische Stoffzufuhr ist nicht zu beobachten, dagegen eine ausserordentlich intensive Wechsellagerung mit Gneisen. Es sind z. T. Paragneise, z. T. aber Typen, die unter den normalen Paragneisen nicht gefunden werden, so z. B. die sehr quarzarme Zone 13, ebenso

Zone 20, die aber reichlich Linsen von Quarz führt. Auch die hornfelsartigen granatreichen Lagen stellen aberrante Paragneistypen dar. Dass es sich um eine Wechsellagerung zwischen Amphiboliten und Paragneisen handelt, ist zweifellos; es dürfte ursprünglich sedimentäre Wechsellagerung sein. Einige der abweichenden Typen, wie die quarzarmen Gneise, stellen vielleicht Zwischenglieder zwischen Tonen und Mergeln dar. Andere verdanken aber ihre Entstehung sicher magmatischen Einflüssen. Darauf deutet z. B. der Knotenplagioklas in einigen Amphiboliten. Es konnte ein solcher mit 0—5% An bestimmt werden. Weitere Anzeichen sind die Neubildungen von Granat, die Biotitisierung der Hornblende, der Muskowitreichtum einiger Lagen, die starke Bänderung und das Auftreten von Orthit. Auch führen einige Lagen den olivbraunen Fe-reichen Biotit, der nur bei Amphibolitkontakten gefunden wurde. Die ganze Zone ist also thermisch und pneumatolytisch beeinflusst worden, was mit ein Grund für das Auftreten solcher abweichender Typen ist.

Andeutungen von Orthostruktur finden sich nur in Zone 22, also am nördlichen Ende des Komplexes. Sie bildet die direkte Fortsetzung der Orthoamphibolite vom S-Grat des Piz Vadret und scheint das auskeilende Ende derselben zu sein. Der Hauptkomplex ist aber sehr wahrscheinlich sedimentär. Dasselbe dürfte auch für die nördlichen Amphibolite des Piz Vadret gelten. Es sind hier Amphibolite verschiedenen Ursprungs durch tektonische Bewegungen zu einer einzigen Zone zusammengeschweisst worden; es besteht auch die Möglichkeit, dass ein Gabbro in eine Serie von Tonen und Mergeln intrudiert ist. Das lässt sich aber nicht mehr sicher entscheiden.

Dieser Amphibolitzug des Piz Vadret bietet ein schönes Beispiel für den komplexen Bau solcher alten Grundgebirgszonen und für die Überlagerung der verschiedenartigsten Phänomene der Tektonik und Metamorphose, wobei meist nicht mehr entschieden werden kann, was der einen und was der anderen Erscheinung zuzuordnen ist. Auf der Karte können diese vielen Einzelheiten natürlich nicht mehr ausgeschieden werden; man muss sich damit begnügen, grössere Komplexe zusammenzufassen.

IV. AMPHIBOLITE UND GABBRO-GESTEINE

1. Allgemeines

Die Amphibolite nehmen im Untersuchungsgebiet einen grossen Raum ein; sie bilden etwa $^1/_6$ des anstehenden Gesteins. Sie fin-

den sich in mächtigen Massen, schmalen Zügen und kleinen Linsen, oft vergesellschaftet mit Paragneisen. Besondere Ausdehnung erlangen sie in der Gegend von Brail, in den Bergen westlich Zernez und in der Val Sursura, am Piz Vadret, in der Umgebung des Grialetschgletschers und am Piz del Ras. Unter dem Namen Amphibolite sind mannigfache Hornblende führende Gesteine zusammengefasst. Am weitesten verbreitet sind gewöhnliche Plagioklasamphibolite und Granatamphibolite; ausserdem finden sich Epidotamphibolite, Biotitamphibolite, Knotenamphibolite, Eklogitamphibolite und Hornblendegneise. Darin eingeschaltet treten an einigen Stellen Linsen von basischen Eruptivgesteinen auf.

Die Amphibolite sind weitaus die interessantesten Gesteine im Untersuchungsgebiet. Ihre Deutung bereitet aber auch am meisten Schwierigkeit. Wie bei allen Amphiboliten ist es die Frage nach ihrer Herkunft, ob eruptiv oder sedimentär, die am schwersten zu beantworten ist, hauptsächlich, weil das Kriterium des Gesteinschemismus in den meisten Fällen versagt. Man ist bei der Lösung dieses Problems auf Beobachtungen der geologischen Lagerungsverhältnisse, des Mineralbestandes und der Strukturen angewiesen, und es wurde auch bei den Untersuchungen im Felde und mit dem Mikroskop besonderes Gewicht darauf gelegt.

Es konnten im Untersuchungsgebiet noch fast unveränderte basische Eruptivgesteine gefunden werden, die natürlich für die genetische Beurteilung von grosser Wichtigkeit sind. Es konnten bei einigen auch die Umwandlungserscheinungen, die sie durch Metamorphose erlitten haben, studiert werden, und daraus gewisse Anhaltspunkte bei der Beurteilung von Reliktstrukturen gewonnen werden. Es wurde dadurch möglich, für einige Amphibolitzüge die Ortho-Natur einwandfrei festzustellen. Da sich in vielen Fällen die Amphibolite von basischen Eruptiva ableiten liessen, soll die Besprechung der letzteren vorangestellt werden. Unter ihnen finden sich verschiedene interessante Vorkommen, so z. B. die eigentümliche gabbroide Breccie der Val Sursura und die kleine Linse amphibolitischen Gesteins, die in der hinteren Val Barlas-ch den Felskopf bei P. 2566 aufbaut.

In anderen Fällen scheinen wieder mehr Argumente für sedimentären Ursprung der betreffenden Amphibolite zu sprechen, oder die Frage musste vollständig offen gelassen werden. Besonderes Interesse beanspruchen ferner einige im Mineralbestand von den andern verschiedene Gesteine, so der Quarz-Biotitamphibolit des Piz del Ras, mit seinen abweichenden Kontaktverhältnissen, oder derjenige

des Gipfels des Piz Sursura-Pitschen mit seinen mehrere Zentimeter grossen Granaten.

Von Interesse sind auch die Einlagerungen von Paragneisen, die z. T. einen sehr grossen Tonerdereichtum aufweisen und für die genetische Beurteilung wichtig sein dürften. Ein anderes Problem wiederum bietet die Tatsache, dass unveränderte basische Eruptivgesteine, Eklogitamphibolite und gewöhnliche Amphibolite, also Gesteine, die sehr verschiedene Stadien der Metamorphose repräsentieren, dicht nebeneinander vorkommen, eine Tatsache, die schon oft diskutiert worden ist. Es liegt in der Natur des untersuchten Gebietes, dass viele dieser Fragen nur noch zum Teil oder gar nicht mehr gelöst werden können, hat man es doch sehr wahrscheinlich mit einem polymetamorphen Gebiet zu tun.

Ähnliche Gesteine aus Silvretta-Oetztal sind von F. Escher (**20**), A. Streckeisen (**97**), Laura Hezner (**51**) und W. Hammer (**34, 37, 43**) beschrieben worden, ich verweise hier auf diese Arbeiten.

2. Petrographische Beschreibung

a) Gabbro-Gesteine.

α. Muots ova sparsa-Val Sursura. Aus den Oetztaler Alpen beschreibt W. Hammer Peridodite vom Loibiskogl; in der Silvretta ist es das erste Mal, dass basische Eruptivgesteine gefunden wurden. Es sind allerdings nur sehr kleine Vorkommen, sie sind aber für die genetische Deutung der Amphibolite von grosser Wichtigkeit.

Das eine Vorkommen fand sich nur als Geröll im nordwestlichen Quellbach der Ova Sursura, etwas oberhalb von P. 2307. Das Geröll kann nicht sehr weit transportiert worden sein, konnte aber anstehend nicht gefunden werden. Es ist ein vollständig massiges, geflecktes Gestein, das in einer saussuritischen Grundmasse rötlich schwarze, bis 5 mm lange Prismen von Hypersthen erkennen lässt. Unter dem Mikroskop (siehe Tafel III, Fig. 1) erscheint der Hypersthen (35%) in länglichen Schnitten mit gerundeten Enden, von gelblich-rötlichem Pleochroismus, oft umrandet von einem schmalen Kranz niedrig doppelbrechender unbestimmbarer Mineralien; Risse sind mit einem talkartigen Mineral ausgefüllt. Olivin in rundlichen und polygonalen Körnern beteiligt sich zu 15% am Aufbau des Gesteins, fällt aber makroskopisch nicht auf. Er ist von Sprüngen durchzogen, die mit feinem Erzstaub gefüllt sind, sonst aber im grossen und ganzen intakt. Saussurit (ca. 50%) bildet die Zwischenmasse zwischen diesen beiden dunklen Hauptgemengteilen. Hie und da lässt sich noch der ursprüngliche Feldspat mit

seiner Lamellierung erkennen. Eingelagert im Saussurit sind Aggregate von Klinochlor und Talk, vermutlich Pseudomorphosen nach einem Pyroxen oder Olivin. Nebengemengteile sind Biotit (2—3%) als Umwandlungsprodukt des Hypersthens, schwarzes Erz und etwas Apatit. Das Gestein ist als Olivinnorit zu bezeichnen.

Eine ähnliche Varietät findet sich anstehend in den Muots ova sparsa auf der Einsattelung des Grates bei P. 2545 in einem Amphibolitzug, der in die Val Sursura hinunterstreicht. Es handelt sich um eine Linse im Amphibolit, die neben unveränderten Noriten die verschiedenen Umwandlungsprodukte derselben, sowie Granat- und Eklogitamphibolite umfasst. Sie eignet sich deshalb gut zum Studium der Reliktstrukturen. Der Amphibolitzug steht in Zusammenhang mit der gabbroiden Breccie der Val Sursura.

In dieser Linse tritt also ein Gestein auf, das dem oben besprochenen sehr ähnlich sieht und richtungslos massige Textur besitzt. Der einzige Unterschied besteht darin, dass kein Olivin auftritt. Hypersthen bildet gedrungene Prismen mit den Absorptionsfarben n_α hell rötlich, n_β rötlich graubraun, n_γ grünlich. Er zeigt beginnende Uralitisierung. Fetzen von Diallag und Pseudomorphosen nach diesem Mineral treten nur untergeordnet auf. Das Gestein zeigt den Mineralbestand eines Norites.

Die erste Phase der Umwandlung besteht darin, dass die ursprünglichen Mineralien durch Pseudomorphosen ersetzt werden. Die Gesteine sehen dann äusserlich noch ganz gleich aus wie die unveränderten Norite, ebenso ist die Struktur vollständig erhalten. Der Hypersthen, der reliktisch noch erhalten sein kann, wird vom Rande aus nach innen fortschreitend uralitisiert und zeigt Neubildungen von Biotit und diablastischer Hornblende. Ebenso wird der Diallag in der Hauptsache durch stengelige farblose Hornblende ersetzt. Der Feldspat ist vollständig in Saussurit umgewandelt. Als Neubildungen treten Granat und Epidot auf.

Ein in unmittelbarer Nähe dieses Norites geschlagenes Handstück zeigt bereits einen bedeutend höheren Grad der Metamorphose. Makroskopisch fällt gegenüber dem massigen Norit hauptsächlich die Schieferung des Gesteins auf. Das Gestein ist stark gestreckt und besitzt ein grobfleckiges und flaseriges Aussehen; die Mineralaggregate sind zu Zügen geordnet (siehe Tafel IV, Fig. 1).

Die makroskopisch dunklen Partien bestehen aus ausgebauchten und schmalen Strängen mosaikartiger kleiner Hornblenden (50

bis 60%). An den Rändern dieser Züge besitzen die Hornblenden feineres Korn und sind stärker pleochroitisch, aber immer noch von aktinolithischem Charakter. Die Auslöschungsschiefe beträgt 16°, die Durchschnittsgrösse 0,03 × 0,05 mm. Die dazwischen liegenden hellen Stränge werden von einem feinen Pflaster von Plagioklas (30—40%, Grösse 0,03 × 0,03 mm) mit kleinen Saussurithäufchen und eingelagerten Zoisitkörnchen gebildet. Neugebildeter Granat (10%, Grösse 0,03 × 0,03 bis 0,5 × 0,5 mm) tritt in perlschnurartigen Reihen zwischen den Plagioklas- und Hornblendepartien auf. Kleine Fetzchen von Biotit und Chlorit, etwas Apatit und Rutil, reichlich schwarzes Erz, sind als Nebengemengteile eingestreut. Die Metamorphose, die unter Stress gewirkt haben muss und mesozonalen Charakter aufweist, äussert sich ausser in der Schieferung des Gesteins in einer Ersetzung der dunklen Gemengteile durch Uralit, in einer Umkristallisation des ursprünglichen Plagioklases zu einem feinkörnigen Pflaster und in einer Neubildung von Granat als Reaktionsprodukt. Ähnlichen Erscheinungen, besonders aber den neugebildeten Perlschnur-Granaten, werden wir noch bei den gabbroiden Breccien der Val Sursura begegnen.

Ein anderes Gestein aus der gleichen Zone wie die soeben beschriebenen und nur wenige Meter von ihnen entfernt erwies sich bei der mikroskopischen Untersuchung als ursprünglicher Peridotit (siehe Tafel III, Fig. 2), dessen Mineralbestand teilweise noch erhalten ist. Äusserlich kann das Gestein von einem gewöhnlichen Amphibolit kaum unterschieden werden. An einigen Stellen im Schliff sind noch Prismen von Pyroxen erhalten, die mit Hilfe der Fedoroffmethode als Hypersthen bestimmt werden konnten. Sie besitzen schwachen, rötlich bräunlichen Pleochroismus, sind teilweise nur noch reliktisch erhalten und mit Kränzen von äussert feinen, radial gestellten, unbestimmbaren Nädelchen umgeben. Farblose uralitische Hornblenden, in denen hie und da noch Pyroxenrelikte gefunden werden, treten reichlich auf. Sie sind umkränzt von einem Saum radial gestellter oder pflasterartiger farbloser Hornblendenädelchen, einzelne im Innern teilweise bereits vollständig in Biotit übergegangen. Man kann oft im selben Individuum Streifen von Pyroxen, Uralit und Biotit beobachten. Es handelt sich vermutlich um Pseudomorphosen nach Hypersthen, vielleicht aber auch nach einem anderen Pyroxen. Ausserdem treten Nester von kleinkörniger diablastischer fast farbloser Hornblende und solche von Chlorit auf, partienweise auch Granat. Das Zwischengewebe besteht aus sericitischen oder talkig-chloritischen Massen. Saussurit

ist wenig vorhanden; das Gestein dürfte also ein Peridotit gewesen sein.

Ein anderes Gestein aus der Val Sursura in der Fortsetzung der Amphibolitzone, aus der die Norite und Peridotite stammen, besitzt weiss und schmutzig grün gesprenkeltes Aussehen und erweist sich als Saussuritgabbro. Es wird aufgebaut von farblosen, bestäubten, lappigen und fetzigen Uralitporphyroblasten mit eingeschlossenen Diallagresten (15%), einem Gemenge von Plagioklas und Saussurit (30%) und einer farblosen Hornblende in wirrem Gefüge (50%). Nebengemengteile sind Epidot, Zoisit, Rutil und Erz. Eine detaillierte Untersuchung dieser Amphibolitzone in der Umgebung der Val Sursura würde wahrscheinlich noch manches ursprüngliche Eruptivgestein zu Tage fördern; da die Gesteine aber oft von den Amphiboliten, in denen sie eingelagert sind, im Felde kaum unterschieden werden können, werden sie sehr leicht übersehen. Die Zusammenhänge können hier nur durch reichliches Dünnschliffmaterial geklärt werden.

β. Sassa Cotschna. Ein anderes Vorkommen von basischem Eruptivgestein wurde gefunden auf dem mit „Sassa Cotschna" bezeichneten Grat zwischen Val Puntota und Val Barlas-ch. Es handelt sich um eine kleine Linse (ca. 15 m mächtig), eingelagert in eine Mischgneiszone. Das Gestein besitzt ein ähnliches gesprenkeltes Aussehen wie die oben beschriebenen Norite, zeigt aber schwache Schieferung. Olivin ist reliktisch noch vorhanden, in der Hauptsache aber in chloritisch-talkige Aggregate umgewandelt. Diallag kommt ebenfalls nur noch fleckenweise vor und ist zum grossen Teil durch faserige braune bestäubte Hornblende (Auslöschung 20°) oder Biotit ersetzt. Aggregate von Talk oder Sericit, mit Erzstaub vermengt, sind vermutlich ebenfalls Pseudomorphosen nach einem Pyroxen. Diese Relikte und Pseudomorphosen sind eingebettet in eine Zwischenmasse von Saussurit, Zoisit-Epidot und Talk. Accessorisch tritt Magnetkies auf. Das Gestein ist also ein Olivingabbro.

Am Kontakt mit dem Mischgneis zeigt der Gabbro magmatische Beeinflussung, die sich aber nur auf eine Breite von etwa 2 m äussert. Äusserlich sind aber wesentliche Änderungen eingetreten; bis 2 mm grosse Granatindividuen haben sich neu gebildet (ca. 10%), und es hat reichliche Quarzzufuhr stattgefunden (ca. 30%). Die makroskopisch dunklen Partien bestehen aus einem Pflaster von Quarz und Hornblende (Auslöschungsschiefe 12°, n_α gelbgrün, n_β grün, n_γ bläulich grün), die hellen Partien aus Saussurit mit

eingesprengten Fetzen von Biotit, Körnern von Apatit und etwas Erz. Die Metamorphose schlägt hier ähnliche Wege ein wie bei dem Norit der Val Sursura, indem die dunklen Gemengteile durch ein diablastisches Gefüge von uralitischer Hornblende ersetzt werden und neugebildeter Granat auftritt, nur dürfte sie hier hauptsächlich durch den Kontakt bewirkt sein, wie die starke Si-Zufuhr beweist.

γ) Val Barlas-ch, P. 2566. Eine weitere derartige Linse von Gabbro in Mischgneisen bildet den Felsen von P. 2566 in der hinteren Val Barlas-ch. Sie setzt bei P. 2566 ein, eng verfingert mit Mischgneisen, und lässt sich in einer Mächtigkeit von etwa 30 m eine Strecke weit der Geländekante entlang gegen E verfolgen. Eine Reihe von untersuchten Gesteinsproben geben hier ein ziemlich gutes Bild von verschiedenen Stadien der Metamorphose, die auf engem Raum beisammen vorkommen. Den ursprünglichsten Typus stellt ein gabbroides gesprenkeltes Gestein dar, das sich etwa östlich von P. 2566 im Zentrum der Linse findet. Als primärer dunkler Gemengteil kann noch reliktischer und teilweise bastitisierter Diallag bestimmt werden. Die übrigen Gemengteile sind durch Pseudomorphosen ersetzt, die aber noch vollständig die Umrisse der verdrängten Mineralien aufweisen. Es finden sich neben bastitisiertem Diallag faserige Aggregate uralitischer Hornblende, wie sie in den vorhin beschriebenen Noriten als Umwandlungsprodukte des Orthaugits beobachtet werden konnten; teilweise ist der Uralit bereits biotitisiert. Eine talkige Masse mit etwas Saussurit in Zwickeln umgibt diese Relikte und Pseudomorphosen. Quarz ist in Körnern im Gestein verteilt (ca. 10%). Dasselbe besitzt vollständigen eruptiven Charakter, die einzige Umwandlung besteht in einer pseudomorphen Ersetzung der dunklen Gemengteile. Es dürfte sich infolge seiner Plagioklasarmut um einen Peridotit handeln.

Eine andere Probe zeigt ebenfalls noch vollständig gabbroide Struktur, die Umwandlung ist aber weiter fortgeschritten. Die Pyroxene sind vollständig in uralitische und talkige Aggregate umgewandelt, und es kommt zur Neubildung von Granat (15—20%); aus dem Plagioklas hat sich Zoisit entwickelt. Das alles schwimmt in einem Grundgewebe von äusserst fein diablastischer Hornblende (0,005 × 0,005 mm). In einem weiteren Stadium tritt bei der diablastischen Hornblende Kornvergrösserung ein (0,01 × 0,01 mm); die porphyroblastischen Aggregate sind nicht mehr so deutlich umrissen und bestehen aus Chlorit mit Biotitresten oder einem feinen Gewirr von Sericit, zoisitischer Substanz und Saussurit. Die letzteren sind vielleicht Pseudomorphosen nach Granat, oder sie sind direkt aus Pla-

gioklas entstanden, ohne dass es zur Ausbildung von Granat gekommen wäre. Bei noch weiter fortgeschrittener Metamorphose haben wir einen Amphibolit vor uns, der nur noch aus einem groben Pflaster fast farbloser schilfiger aktinolithischer Hornblende (bis 3 mm lang) besteht. Das diablastische Gewebe füllt hie und da noch Zwickel aus.

Die Proben aus der Verfingerungszone mit dem Mischgestein zeigen magmatische Beeinflussung, durch die die ursprüngliche Struktur und der Mineralbestand stark verändert werden; es tritt auch Schieferung ein. Das Grundgewebe besteht aus Zügen von Hornblende und solchen von Saussurit. Als Produkte kontaktlicher Reaktionen treten porphyroblastische Blättchen von Biotit auf (5%). Ausserdem wurde reichlich Quarz zugeführt, der Kataklase und Mörtelkränze aufweist und mit seinen Zentimeter grossen bläulichen Einsprenglingen dem Amphibolit ein sonderbares und ungewohntes Aussehen verleiht.

Wie bei P. 2545 können hier in einer kleinen Linse die verschiedenen Stadien der Metamorphose eines basischen Eruptivgesteins verfolgt werden. Sie führt hier bis zu Amphiboliten mit aktinolithischer Hornblende; solche mit gemeiner blaugrüner Hornblende treten bei diesem Vorkommen nicht auf.

b) Amphibolite mit reliktischen Orthostrukturen.

Solche Gesteine sind für die genetische Deutung der Amphibolite von grosser Wichtigkeit. Es besteht aber eine gewisse Schwierigkeit darin, was noch als eigentliche Reliktstruktur gedeutet werden darf und was nicht. Ich glaube, dass man da oft etwas zu weit gegangen ist. So erwähnt F. Escher (**20**) aus dem Sertig- und Dischmagebiet Amphibolite mit Gabbrostruktur. Eine Durchsicht der betreffenden Schliffe hat ergeben, dass sie sich nur durch etwas unregelmässige Verteilung der Komponenten und gröbere Ausbildung derselben von den anderen unterscheiden. Nach der Ausbildung des knotenähnlichen siebstruierten Plagioklases dürfte es sich ganz einfach um Amphibolite handeln, die etwelche pneumatolytische Beeinflussung erfahren haben. Sie finden sich in der Fortsetzung der Scalettazone, in der solche Knotenplagioklase häufig auftreten. Von einer echten gabbroiden Reliktstruktur kann aber nach meinem Erachten nicht gesprochen werden.

Zur Beurteilung dieser Frage wurde deshalb grosses Gewicht auf das Studium der Umwandlungserscheinungen der im Untersuchungsgebiete vorkommenden echten basischen Eruptivgesteine gelegt und

es wurden nur solche Strukturen als Reliktstrukturen aufgefasst, die die gleichen Erscheinungen aufwiesen wie die einwandfrei als Umwandlungsprodukte von Gabbro und Noriten festgestellten Gesteine. Sichere Reliktstruktur liegt z. B. dann vor, wenn zwar die ursprünglichen dunklen Gemengteile nicht mehr vorhanden sind, die Pseudomorphosen nach denselben aber vollständig ihre Umrisse und Verteilung beibehalten haben. Solche Gesteine lassen sich mikroskopisch sehr gut von den gewöhnlichen Amphiboliten unterscheiden. Die Pseudomorphosen bestehen dabei hauptsächlich aus Uralit und talkigen Aggregaten. Mit dem Einsetzen der konstruktiven Metamorphose entwickelt sich aus diesen Pseudomorphosen zuerst feindiablastische, dann porphyroblastische, schliesslich grobstengelige aktinolithische Hornblende und es kommt zur Neubildung von Granat in perlschnurartigen Reihen. Gesteine, die derartige Merkmale besitzen, dürfen mit ziemlicher Sicherheit als Abkömmlinge von Eruptiva gedeutet werden, auch wenn sie nicht mehr in direktem Zusammenhang mit solchen stehen. Bei noch weiter fortschreitender Metamorphose verschwindet der Granat und die diablastische und schiefrige Hornblende; sie wird durch die gewöhnliche blaugrüne ersetzt, die alten Strukturen sind vollständig verwischt, und es lassen sich keine Schlüsse mehr auf die Herkunft ziehen. Auch vereinzeltes Auftreten von aktinolithischer Hornblende ist kein Beweis für Eruptivnatur; wenn sie dagegen als grobes Pflaster auftritt und keine blaugrüne vorhanden ist, darf wohl dieser Schluss gezogen werden.

Es sollen nun kurz die im Untersuchungsgebiet aufgefundenen Gesteine, die solche Merkmale besitzen, erwähnt werden: Es zeigt sich dabei, dass sie nicht etwa regellos verteilt sind, sondern nur in ganz bestimmten Amphibolitzonen auftreten.

Solche Gesteine finden sich z. B. im Amphibolitzug von Brail. Eine aus diesem Amphibolit von der NE-Seite der Val Puntota stammende Probe von forellensteinartigem Aussehen repräsentiert z. B. einen noch wenig umgewandelten Gabbro (siehe Tafel III, Fig. 3). Das massig aussehende Gestein zeigt jedoch im Mikroskop Einwirkungen von Stress. Neben schwarzen homogenen gestreckten Haufen und Zügen von Saussurit (40%) tritt Uralit auf (25%, Ausl. 16°) in länglichen Individuen mit stark pleochroitischen Rändern als direkte Pseudomorphose nach Pyroxen, der reliktisch noch erhalten ist. Neugebildeter Granat in polygonalen und rundlichen Körnern (0,25 × 0,25 bis 1 × 1 mm) bewirkt das punktierte Aussehen des Gesteins. Klinozoisit und Epidot in gut ausgebildeten Körnern und Stäbchen, Nester von Quarz, reichlich Erz und

Rutil, sekundärer mosaikartiger Prehnit in Rissen vervollständigen den Mineralbestand. Das Gestein besitzt einwandfrei gabbroid-peridotitischen Charakter. Diese Zone von Brail wird hauptsächlich von Granatamphiboliten aufgebaut; hie und da finden sich auch Eklogitamphibolite.

Ein anderes Gestein aus demselben Amphibolitzug, das bei Alp da Brail gefunden wurde und noch mit einiger Sicherheit von einem Eruptivgestein abgeleitet werden kann, zeigt das letzte Stadium der Metamorphose. Es besitzt massiges Aussehen und besteht zu 80% aus einem groben Gefüge aktinolithischer Hornblende (Grösse 0,6 × 0,2 mm, Ausl. 17°), die am Rande teilweise in ein mikrodiablastisches Gewebe von Hornblende und Plagioklas ausfasert. In Zwickeln partienweise noch etwas Saussurit, Aggregate von Sericit, Saussurit, Chlorit, Zoisit und Epidot sind als Pseudomorphosen nach Granat zu erkennen. Es sind dies die beiden einzigen alten Orthogesteine, die im Amphibolit von Brail getroffen wurden; es dürften sich aber noch mehr solche darin finden. Es darf wohl der Schluss gezogen werden, dass dieser mächtige Amphibolitzug als Ganzes gabbroider Herkunft ist.

Reichlich sind diese Typen mit Reliktstrukturen am Piz Vadret vertreten, und zwar in den südlichen Partien desselben. Verschiedene Stücke wurden in der W-Wand des Piz Vadret und in der Fortsetzung des Amphibolitzuges jenseits des Valorgia-Tälchens unterhalb des Valorgia-Gletschers geschlagen. Ein Handstück aus der W-Wand repräsentiert den mikrodiablastischen Typus mit eingelagerten durchlöcherten und zerfetzten Porphyroblasten aktinolithischer Hornblende (zusammen ca. 50%). Granat und seine Pseudomorphosen, Zoisit, Saussurit, etwas Quarz, Calcit und Titanit bilden die übrigen Gemengteile des gelbgrünen Gesteins. Gabbrostruktur ist noch erhalten. Ein Handstück, aus einigen m Entfernung, zeigt den gleichen Habitus, nur mit dem Unterschied, dass die Hornblende fast vollständig chloritisiert ist.

An der S-Wand des Piz Vadret, in einem Vorsprung im Puntota-Gletscher, findet sich ein gelbgrün gesprenkeltes gabbroides Gestein von etwas anderem Charakter als die vorigen. In einer Grundmasse von Saussurit, Epidot und Zoisit, der auch in einheitlichen Aggregaten auftreten kann, sind Partien mikrodiablastischer Hornblende und porphyroblastische Haufen von Uralit eingelagert, die Pseudomorphosen nach Pyroxen darstellen. Konstruktive Metamorphose hat hier noch nicht stattgefunden. Das Gestein ist ein Gabbro.

Alle diese Gesteine mit Reliktstruktur treten am Piz Vadret nur in den südlichen Teilen der Amphibolitzüge auf; in den nördlichen Zügen werden sie nicht gefunden. Es scheint, dass zwei Amphibolite verschiedenen Charakters sich am Piz Vadret zu einer Zone zusammenschliessen.

Durch das Auffinden dieser alten Orthogesteine in den Amphiboliten von Brail und am Piz Vadret darf als sicher angenommen werden, dass dieselben eruptiven Ursprungs sind. In den anderen

Fig. 3. Gabbroide Breccie
Val Sursura, Rundhöcker östlich von P. 2555
Brocken von grobfleckigem Orthoamphibolit in weißer Grundmasse, die im wesentlichen aus Saussurit besteht.

Zonen konnten keine gefunden werden, obschon besondere Aufmerksamkeit darauf verwendet wurde. Da sie in diesen beiden Zügen relativ reichlich auftreten, ist anzunehmen, dass sie in den andern nicht vorkommen, weil sie sonst wahrscheinlich hätten getroffen werden müssen.

c) Gabbroide Breccie der Val Sursura.

Die obere Val Sursura bietet weitaus die interessantesten Gesteinstypen im ganzen Untersuchungsgebiet. Die Zone, in der sie vorkommen, setzt östlich von P. 2307 ein und streicht bis unter den Sursura-Gletscher, indem sie sich talaufwärts verbreitert. Die besten

Aufschlüsse finden sich etwas oberhalb von P. 2307 am mittleren der 3 Quellbäche der Ova Sursura in den nackten, vom Gletscher glatt geschliffenen Felsbuckeln, die aus dem rezenten Moränenschutt herausragen, ferner in den vereinzelten Rundhöckern direkt unterhalb des Gletschers. Die Zone wird im S begrenzt von einem mächtigen Orthoklas führenden Mischgneiszug, im N von Amphibolit, der viele eingelagerte Paragneisbänder enthält. Die östliche Fortsetzung bilden die Amphibolitzüge, die zu P. 2567 hinauf streichen, in denen die Norite und Peridotite gefunden wurden. Im W verschwindet sie unter dem Gletscher, dürfte aber mit den Amphiboliten von P. 3077 zusammenhängen.

Am Aufbau dieser Zone beteiligen sich geschieferte, gebänderte und massige Amphibolite, brecciöse und durchaderte Gesteine von ausserordentlicher Mannigfaltigkeit. Sehr schöne Eklogitamphibolite mit dunkelgerändertem Granat in hellgrüner Grundmasse bilden die vom Bache glattgeschliffenen Felsen des P. 2307. Die reichsten Variationen in den Gesteinen finden sich in den oben erwähnten Rundhöckern. Das ganze Gestein ist hier von bizarr gefältelten und sich verzweigenden weissen Adern durchsetzt, die so stark anschwellen können, dass der Amphibolit nur noch in Schlieren und Linsen darin zu schwimmen scheint. Eingeschaltet finden sich biotitreiche gneisige Partien. An einigen Orten zeigt der Amphibolit parallele Bänderung, an andern nimmt er grobbrecciöses Aussehen an (siehe Fig. 3). Einesteils sind eckige, bis 20 cm grosse Brocken gabbroiden gesprenkelten Amphibolites in einer hellen, richtungslos körnigen, aplitisch aussehenden Masse eingebettet, andererseits finden sich in amphibolitischem Gestein weisse Brocken, durchspickt mit dunklen Flecken und Linsen. Bei innigerer Mischung des Materials kommt es zur Ausbildung von grobfleckigen, gebänderten und schlierigen, mit roten Granaten vollgespickten Gesteinen von äusserster Zähigkeit. Eine ebenso grosse Reichhaltigkeit gewährt auch das mikroskopische Bild.

Das dunkle Gestein, in das die brecciösen Partien eingebettet sind und das von den weissen Adern durchbrochen wird, erweist sich in der Hauptsache als Amphibolit von grüner Grundfarbe, fein weiss und rot gesprenkelt. Treten die weissen Flecken zurück und wird die Hornblende gröber, so nimmt es den Habitus eines Granatamphibolites an, oder es zeigt schlieriges, flaseriges, gebändertes Aussehen. In anderen Fällen wieder hat man kompakte schiefrige Amphibolite mit schmutzig graugrüner Hornblende in grossen Flatschen vor sich, oft mit reichlich Epidot durchsetzt.

Das Mikroskop zeigt bei der Untersuchung wieder die ganze Skala der Metamorphose des Gabbros bis zu den Amphiboliten. Ausser dem schon beschriebenen Saussuritgabbro finden sich noch andere Typen, die noch wenig oder gar keine konstruktive Metamorphose erlitten haben. Die Hauptmasse dieser unregelmässig fleckigen und von roten Tupfen übersäten Gesteinen besteht aus einem Mosaik von Saussurithäufchen und sericitischer Substanz, unter dem sich noch das ursprüngliche Pflaster von eckigem polygonalem teilweise lamelliertem Plagioklas erkennen lässt (0,12 × 0,12 mm). Grössere Chloritblättchen erteilen dem Gestein eine ophitähnliche Struktur. Sie sind aus Biotit entstanden und durch amorphe schwarze Substanz bestäubt; brauner Biotit ist reliktisch noch erhalten. Eingestreut sind skelettartige farblose Hornblenden und Relikte von Granat, die die rote Punktierung hervorrufen.

Die fein gesprenkelten Varietäten besitzen ebenfalls eine saussuritische Grundmasse mit herausleuchtenden Körnern von Zoisit. Die makroskopisch graugrünen Partien bestehen aus einem faserigen Gewirr feiner blassgrüner Hornblende und sericitisiertem Plagioklas. Sie repräsentieren die Umwandlungsprodukte der ehemaligen dunklen Gemengteile. Im Gegensatz zu dem eben beschriebenen Gestein sind aber diese hellen und dunklen Partien viel enger miteinander verwoben, was die viel feinere Textur dieses Gesteins bewirkt. Eingesprengt sind Körner von Quarz (5%) und sehr unregelmässig lappige und buchtige Granaten. Die Struktur ist noch ganz diejenige eines Gabbros.

Die gröber fleckigen Typen (siehe Fig. 3) und diejenigen, die das Aussehen von Granatamphiboliten besitzen, scheinen eine weitergehende Metamorphose mitgemacht zu haben, hauptsächlich in konstruktivem Sinne; sie besassen vielleicht auch ursprünglich gröbere Struktur. Im Saussurit hat eine weitgehende Entmischung und Rekristallisation stattgefunden. Neben Saussuritrelikten findet man kompakte Massen von Zoisit und frischen neugebildeten Plagioklas. Bestimmungen nach der Fedoroffmethode an 5 Individuen aus zwei Schliffen ergaben An-Gehalte von 15—23%. Die Entmischung hat also zur Bildung von Oligoklas und Zoisit geführt. Zwillingsgesetze sind Albit und Periklin, inverse Zonenstruktur lässt sich hie und da beobachten. Die dunklen Partien bestehen ebenfalls wieder aus Hornblende und Plagioklas, doch hat eine beträchtliche Kornvergrösserung stattgefunden; das mikrodiablastische Gewebe findet sich nur noch untergeordnet. Die Hornblende erreicht Dimensionen bis zu 1 mm und mehr. Ihr skelettartiger Habitus und die

innige Durchdringung mit Plagioklas zeigen, dass sie sich durch Sammelkristallisation unter Beibehaltung des mikrodiablastischen Gefüges aus den kleinen Hornblenden gebildet hat, ein Vorgang, der sich hier in statu nascendi beobachten lässt. Es ist eine vollständig farblose bis blassgrüne Hornblende, die aber oft einen stark pleochroitischen Kern besitzt, was sonst nirgends beobachtet wurde. Bei den Typen vom Habitus der Granatamphibolite nähert sich die Hornblende in ihrem Charakter der gemeinen, ist aber immer noch als aktinolithische zu bezeichnen. Der Granat (bis 20%) ist hier im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Gesteinen besser individualisiert und grösser (bis 4 mm) und zeigt manchmal schöne polygonale Umrisse. Rutil und Erz sind reichlich vorhanden. Quarz bildet Einschlüsse im Granat. Trotz ihrer äusserlichen Ähnlichkeit gehören diese Gesteine nicht zu den gewöhnlichen Granatamphiboliten; das mikroskopische Bild ist ganz anders.

Die letzten Stadien der Metamorphose verkörpern die grauen, mehr oder weniger dichten, meist schiefrigen Amphibolite und Granatamphibolite. Sie werden zu 70—80% aus einem Pflaster rundlicher Hornblende aufgebaut (Gr. 0,1 × 0,2 bis 2 × 4 mm) von blass grünlicher Farbe, ohne wahrnehmbaren Pleochroismus. Dazu kommt Plagioklas, der in einzelnen Schliffen vollständig frisch ist oder dann einen sericitischen Anflug besitzt, was ihn als ziemlich saure Neubildung kennzeichnet. Saussurit findet sich nur noch untergeordnet, hauptsächlich als Kränze um Granat. Der Granat (10%) kann frisch sein mit Einschlüssen von Quarz und Hornblende, oder er kann vollständig in Zoisit umgewandelt sein. Diese Gesteine haben fast vollkommen die Amphibolitfacies angenommen; so ist z. B. auch Rutil durch Titanit ersetzt. Stellenweise tritt Epidot in kompakten, mehrere Zentimeter breiten Bändern und Nestern in diesen Amphiboliten auf. Der Plagioklas zeigt nur noch Sericitisierung; eine Messung ergab 7% An. Der Epidot dürfte also hauptsächlich aus dem Plagioklas stammen, der dadurch zu Albit wurde.

Alle diese beschriebenen Typen, vom Gabbro bis zum Amphibolit, wurden auf engem Raum gesammelt, als Beispiel dafür, wie verschieden schnell sich solche basischen Eruptiva den veränderten Druck- und Temperaturbedingungen anpassen.

Diese verschiedenartigen Amphibolite sind also stark durchadert und bilden das Muttergestein, gleichsam das Einbettungsmittel für die brecciösen und schlierigen Gesteine. Die Breccien (siehe Fig. 3) kommen hauptsächlich dadurch zustande, dass das „aplitische" Material derartige Dimensionen annimmt, dass der Amphibolit in ein-

zelne Brocken zerrissen wird, die darin zu schwimmen scheinen. Aus einer innigeren Vermengung des Materials resultieren die grobfleckigen und schlierigen Varietäten, die in der amphibolitischen „Grundmasse" auftreten. Das alles schafft makroskopisch eine verwirrende Fülle von Gesteinstypen, mikroskopisch lässt sich aber bei allen ein gewisser einheitlicher Bauplan erkennen.

Die hellen, aplitisch aussehenden Adern und Massen bestehen fast vollständig aus Saussurit, teilweise mit etwas Sericit vermengt. Hie und da lassen sich die Umrisse der ursprünglichen Plagioklase noch erkennen. Eingelagert sind kleine Blättchen von Chlorit, Körnchen von Granat, Quarz und Apatit, häufig auch Rutil und Titanit. Die dunklen Linsen und Knollen setzen sich zusammen aus einem Gewirr diablastischer oder äusserst feinfaseriger lepidoblastischer bis fibroblastischer Hornblende (80 bis 95%) und Quarz (5—20%). Die Hornblendefasern sind entweder parallel gestellt oder bilden wirre, auch radialfaserige Massen; im Schliff sind sie fast farblos. Selten treten einige stärker pleochroitische Porphyroblasten auf, die in das Grundgewebe ausfasern. Bei den grösseren Brocken besteht das Zentrum aus grossen regellos gestellten Hornblenden in diablastischem Gefüge, die hie und da partiell oder vollständig in Biotit übergegangen sind. Accessorien sind Rutil und etwas Haematit.

Das interessanteste Phänomen bei diesen Breccien sind die Reaktionserscheinungen an den Rändern dieser hellen und dunklen Partien (siehe Tafel IV, Fig. 2). Die Linsen sind ganz oder teilweise eingefasst von perlschnurartigen Granatreihen, gegen die saussuritischen Partien sind die Granaten scharfkantig und idiomorph, gegen die Hornblende besitzen sie keine eigene Kristallform. Die dunklen Brocken scheinen von zackigen Rändern umgeben; es sieht aus, als ob die Granaten wie Drusenmineralien in den Saussurit hineingewachsen wären. Diese Perlschnüre können gerade sein, sind aber oft gebogen und spitzwinklig geknickt. Wir haben hier typische Reaktionsprodukte zwischen der Hornblende oder dem ursprünglichen Pyroxen, aus dem sie entstanden ist, mit dem Plagioklas vor uns. Die idiomorphe Ausbildung des Granates in dem Saussurit erklärt sich wohl hauptsächlich durch sein grosses Kristallisationsvermögen; es dürfte aber noch dazu kommen, dass diese „aplitischen" Massen zur Zeit seiner Bildung im Gegensatz zu den Hornblendepartien einen geringeren Grad von Viscosität besassen, der ein ungehindertes Wachstum des Granats erleichterte. Diese weissen Massen durchbrechen und durchadern das amphibolitische Gestein

und lösen es in einzelne isolierte Brocken auf; oft sind diese Adern stark gefältelt. All das beweist, dass sie sich in plastischem Zustand befanden und einen ziemlich grossen Innendruck besessen haben müssen.

Gleiche Verhältnisse treffen wir bei den fleckigen und schlierigen Varietäten. Die Mischung ist hier weiter gegangen, helle und dunkle Partien sind aber immer noch scharf getrennt, hingegen von viel kleineren Dimensionen. Auch hier bildet Granat die Ränder, entwickelt sich aber z. T. in grösseren Individuen (0,1 × 0,1 bis 3 × 3 mm) und scheint wegen der feineren Textur der Gesteine makroskopisch gleichmässiger verteilt, was diesen ihr rot getupftes Aussehen verleiht. Bei starkem Überwiegen des dunklen Materials bildet der Saussurit nur noch schmale Züge und Linsen darin, flankiert von zwei Reihen Granat. Oft sind überhaupt nur noch die beiden Granatreihen im Amphibolit vorhanden und haben den Saussurit vollkommen aufgezehrt. Bei gänzlicher Durchtränkung besteht das Gestein nur noch aus der diablastischen oder fibroblastischen Hornblende mit zahlreichen parallel eingeschalteten doppelten und einfachen Granatreihen und Linsen, hie und da mit einem Kern von Saussurit.

In den Saussuritpartien finden sich schmale Risse, die mit Quarz gefüllt sind, beidseitig flankiert von Apatit. Es dürfte sich dabei um spätere pneumatolytische Wirkungen im Zusammenhang mit der Orthogneisintrusion handeln.

Es fragt sich nun, worauf diese Breccienbildung, Durchaderung und Durchtränkung zurückzuführen ist. SEDERHOLM beschreibt aus Finnland Migmatite, die nach seinen Schilderungen und Illustrationen genau das gleiche Aussehen besitzen wie die Gesteine der Val Sursura. Es handelt sich dort um Metabasalte, die vollständig von granitischem Material durchtränkt sind. Bei der Val Sursura kann es sich aber nicht um granitisches Material handeln, denn die weissen Adern bestehen vollständig aus Saussurit, also aus ursprünglich ziemlich basischem Plagioklas. SEDERHOLM gibt zwar an, dass der Kalifeldspat in diesen Adern teilweise durch Plagioklas ersetzt sein kann, im allgemeinen handelt es sich aber doch um richtiges aplitisches Magma. Ausserdem stehen die Breccien der Val Sursura oberflächlich nicht in direktem Kontakt mit Orthogneis. Sie grenzen auf der einen Seite an Mischgneis, auf der andern an anormalen Amphibolit. Der Orthogneis ist allerdings nicht sehr weit in der Tiefe vorauszusetzen, doch wären Kontakterscheinungen von solchem Ausmass ein vollständiges Novum in der Silvretta.

Die Verhältnisse lassen sich vielleicht folgendermassen erklären: Der ursprüngliche Gabbro muss durch eine vorhercynische Gebirgsbildung in grosse Tiefe gebracht worden sein, vielleicht in die Nähe eines Magmaherdes. Dabei haben Differentiationsvorgänge stattgefunden, wobei die hellen Differentiate einen hohen Grad von Mobilität erreichten, den Gabbro, der teilweise zu Amphibolit umgewandelt wurde, durchdrangen und ihn partienweise in eine Breccie auflösten. Dieses mobile Material ist, nach seinem Mineralbestand zu schliessen, nicht magmatisch zugeführt, sondern stammt aus dem Gabbro selbst, eine Erscheinung, die man im kleinen bei den gebänderten Amphiboliten beobachten kann. Vielleicht wurde es bei der Orthogneisintrusion reaktiviert und die Migmatittextur dadurch verstärkt; die Differentiation an und für sich ist aber sicher älter. Es ist auch möglich, dass diese Texturen nicht durch Tiefenmetamorphose, sondern bereits bei der Erstarrung des Gabbros entstanden sind; wir hätten dann eine primäre magmatische Facies im Sinne von Eskola (**22**) vor uns. Auf alle Fälle haben wir es hier mit einem Stück Grundgebirge zu tun, das durch die hercynische Gebirgsbildung aus grosser Tiefe heraufgebracht wurde. Es ist natürlich unmöglich, alle Vorgänge, die an seiner Bildung und Umwandlung mitgewirkt haben, zu analysieren, haben wir es doch mit einem polymetamorphen Gebiet zu tun, bei dem die verschiedenen Metamorphosen einander gegenseitig überdecken und die jüngern die Spuren der ältern weitgehend verwischen.

Eine weitere Schwierigkeit bietet die Erklärung der Tatsache, dass diese Erscheinungen auf Teile des Amphibolitzuges lokalisiert sind, während er in seiner östlichen Fortsetzung nur geringe oder gar keine Umwandlungen ähnlicher Art aufweist. Diese lokale Beschränkung ist vielleicht ein Analogon zu der bekannten Tatsache, dass ein und derselbe Gabbrostock auf Dislokationsmetamorphose in sehr verschiedenem Masse reagieren kann, dass sich z. B. ein fast unveränderter Gabbro in unmittelbarem Kontakt mit Grünschiefer finden kann. Auf alle Fälle haben wir es in der Val Sursura mit einem äusserst interessanten Gesteinsvorkommen zu tun, dessen Deutung allerdings grosse Schwierigkeiten bereitet.

d) Eklogitamphibolite.

Unter dem Namen Eklogitamphibolite werden im Anschluss an P. Niggli und A. Streckeisen (**97**) Gesteine zusammengefasst, die aus Granat und einem mikrodiablastischen Gewebe von Hornblende und Plagioklas bestehen. Die Definition stimmt also nicht mit der-

jenigen von LAURA HEZNER (51) überein, die nur solche Gesteine als Eklogitamphibolite bezeichnet, die neben Hornblende auch noch Pyroxen führen.

Die Eklogitamphibolite lassen sich makroskopisch nicht immer leicht von den gewöhnlichen Granatamphiboliten unterscheiden. Die typischsten Varietäten sind hell- und dunkelgrün gefleckte flaserige Gesteine mit reichlichen Einsprenglingen von rotem Granat mit dunkelgrünen Rändern; sie sind von einer ausserordentlichen Zähigkeit.

Hauptgemengteile: Granat, Hornblende, Plagioklas.

Neben- und Übergemengteile: Quarz, Epidot, Zoisit, Biotit, Muskowit, Erz, Chlorit, Rutil, Apatit.

Der Granat (20—25%, Grösse bis 6 mm) (siehe Tafel IV, Fig. 3) bildet mikroskopisch schwach rötliche rundliche und polyedrische, auch linsenförmige und S-förmig gebogene Porphyroblasten. Er ist von Spaltrissen durchzogen, die in der Hauptsache in der Schieferungsebene liegen. Er führt reichlich Einschlüsse; diese bestehen entweder aus Quarz, der oft zu Reihen geordnet ist, oder Epidot, in andern Fällen aus Hornblende und Feldspat. Sie verleihen dem Granat Siebstruktur und besitzen, besonders die Hornblende, im Gegensatz zu den Einschlüssen in den Granaten der Granatamphibolite oft scharfkantige idiomorphe Umrisse und sind deshalb mit Ausnahme von Epidot, vermutlich als primär zu betrachten. Bei den S-förmig gebogenen Granatporphyroblasten machen die eingeschlossenen Quarzreihen die Biegung mit.

Typisch für den Granat der Eklogitamphibolite sind die Reaktionsränder, die nur selten fehlen. In einem ersten Stadium ist der Granat von einer schmalen Kelyphitzone umschlossen, die aus tangential gestellten, stark pleochroitischen Hornblenden besteht. Bei weiter fortgeschrittener Umwandlung treten meist mehrere konzentrische Schalen um den Granat herum auf. Ein äusserer Ring, der teilweise aussetzen kann, besteht aus einer wolkigen, saussuritisch-sericitischen Masse mit eingelagerten Epidotkörnern, und geht allmählich in das Grundgewebe über. Zackig davon abgegrenzt, z. T. in ihn hineinragend, folgt dann nach innen ein Kranz von stark blaugrün pleochroitischer Hornblende mit viel Erz, etwas Plagioklas und Epidot. Schreitet die Umwandlung weiter fort, so bilden sich im Granat grosse Einschlüsse von Epidot, der innere Ring wird breiter und besteht aus Plagioklas und einem Gewirr feiner Hornblendenädelchen; er frisst sich vielzackig in den Granat hinein, bis er ihn vollständig aufgezehrt hat und das ganze Gebilde aus einem Gemenge von blaugrüner Hornblende, braunem Biotit, Erz, Epidot, Pla-

gioklas und Chlorit besteht, mit einem Kranz von stark blaugrüner Hornblende, vermengt mit Erz und Saussurit. Bei dieser vollständigen Umwandlung tritt auch im äusseren Ring Biotit und Chlorit auf. Obschon der Granat selbst rundliche oder polygonale Umrisse zeigt, schmiegen sich die Kelyphiträndер linsenförmig um ihn herum. Die eigentlichen feinkristallinen Feldspat-Uralitkränze mit radial gestellten Hornblendeprismen treten nicht auf, die letzteren sind in der Schieferungsrichtung gestreckt, meist auch von grösseren Dimensionen und lappigen Umrissen. In diesem Fall besitzen sie Zonenstruktur mit stärker pleochroitischem Rand. Die Parallelstellung der Kelyphit-Hornblenden und die linsenförmige Streckung der „reaction rims" zeigen, dass bei ihrer Bildung gerichteter Druck geherrscht haben muss. Die S-förmigen Biegungen einiger Granate, die von den Einschlüssen mitgemacht werden, weisen darauf hin, dass noch nachträgliche bruchlose Deformationen stattgefunden haben müssen.

Das Grundgewebe, in das die Granateinsprenglinge eingebettet sind, besteht aus einem mikrodiablastischen Gefüge von Hornblende und Plagioklas (Grösse 0,01 × 0,01 mm). Dieses Grundgewebe zeigt hie und da fleckenweise einheitliche Auslöschung der Hornblendeindividuen. Es dürfte sich dabei wahrscheinlich um Pseudomorphosen nach ursprünglichen Pyroxen- oder Olivinkörnern handeln, die sich in Plagioklas und einheitlich gestellte kleine Hornblenden umgewandelt haben. Der Pleochroismus der diablastischen Hornblende ist schwach, was aber vielleicht darauf zurückgeführt werden muss, dass die Nädelchen meistens die Schliffdicke nicht erreichen. Bemerkenswert sind stellenweise myrmekitartige, oft äusserst feine Aggregate von Hand- oder Büschelform, die sich mit Vorliebe um grössere Hornblendeporphyroblasten herum bilden und aus Hornblende, Quarz und Saussurit bestehen.

Wie schon erwähnt, treten in dem diablastischen Gefüge grössere Horblendeindividuen (0,2 × 0,4 bis 0,6 × 1,0 mm) als einzelne Porphyroblasten oder in Zügen hervor. Diese können in einzelnen Fällen derart überwiegen, dass das diablastische Grundgewebe nur noch die Zwickel ausfüllt. Der lagen- und linsenförmige Wechsel dieser beiden Hornblendearten verleiht dem Gestein sein hell- und dunkelgrün geflecktes Aussehen. Die porphyroblastischen Hornblenden zeigen Zonarstruktur mit blassgrünem Kern und stark blaugrün pleochroitischem Rand; sie sind durchlöchert und fasern in das Grundgewebe aus. Wo sie in kompakten Zügen und Nestern vorkommen, besitzen sie aktinolithischen Charakter, und Zonarstruktur fehlt oder

ist mässig. Die optischen Eigenschaften sind die der gemeinen Hornblende.

Quarz tritt teilweise reichlich lagen- und nesterweise auf (bis zu 30%), kann aber auch vollständig fehlen. Häufig kommt er als Einschluss in Granat vor. Biotit (bis 7%) findet sich in Ringen um Granat als Reaktionsprodukt. Epidot ist ausser als Umwandlungsprodukt im Granat stellenweise auch im Grundgewebe in gut individualisierten Körnern vertreten. Das Titanmineral der Eklogitamphibolite ist neben Ilmenit hauptsächlich Rutil (bis 5%), der aber meistens bereits Kränze von Titanit aufweist. Accessorien sind Apatit, wenig Zirkon und reichlich schwarzes Erz. In einem Fall wurden fragliche Pyroxenrelikte gefunden; sie waren aber nicht mehr bestimmbar. Muskowit findet sich in einzelnen Fällen in grossen Individuen im Gestein, besonders aber in grobblättrigen Aggregaten als Kluftfüllung.

Eigentliche Eklogite mit Granat und Omphacit, wie sie in den Oeztaler Alpen auftreten, wurden nicht gefunden. Dass sie ursprünglich vorhanden waren, ist möglich, aber nicht sicher; die Eklogitamphibolite können auch direkt durch die Metamorphose aus basischem Eruptivgestein entstanden sein. Es konnte bei den im Untersuchungsgebiet auftretenden Gabbros beobachtet werden, dass sich neben uralitischen Pseudomorphosen und Granat direkt ein diablastisches Gefüge von Hornblende und Plagioklas bildet, ohne dass ein neuer Pyroxen entstände. Ob es zur Ausbildung von richtigen Eklogiten kommt, hängt wahrscheinlich in weitgehendem Masse von den Temperatur- und Druckverhältnissen bei der Metamorphose ab. Wie gezeigt wurde, haben wir es bei der Metamorphose dieser Gesteine zum grossen Teil mit gerichtetem Druck zu tun, der die Ausbildung von schiefrigen Eklogitamphiboliten begünstigt, während massige Omphacit-Eklogite eher unter hydrostatischem Drucke entstehen.

Die Eklogitamphibolite treten linsenförmig in gewöhnlichen Amphiboliten auf. Sie finden sich im Amphibolitzug von Murtèr bei Cinuskel, im Amphibolit von Brail in der Val Puntota, in der Südwand des Piz Sursura und in einigen kleineren Amphibolitvorkommen in der hinteren Val Barlas-ch. Am typischsten sind sie da ausgebildet, wo sie noch in direktem Zusammenhang mit basischen Orthogesteinen stehen (Val Sursura P. 2307 und Muots ova sparsa P. 2545)

e) Granatamphibolite.

In diesen Gesteinen tritt Granat neben Hornblende und Plagioklas als Hauptgemengteil auf, Neben- und Übergemengteile sind die-

selben wie bei den gewöhnlichen Amphiboliten. Im Gegensatz zu den Eklogitamphiboliten ist hier die Hornblende nicht mikrodiablastisch ausgebildet.

Granatamphibolite treten in fast allen Amphibolitzonen des Untersuchungsgebietes auf, können aber wegen ihres unregelmässigen lagen- und linsenförmigen Vorkommens in den granatfreien Amphiboliten auf der Karte nicht besonders ausgeschieden werden. Immerhin zeichnen sich einige Amphibolitzonen durch besonderen Granatreichtum aus, so z. B. die Zone von Brail und diejenigen in der Gegend von Zernez, während Granat in den Amphiboliten des Piz del Ras und der Scalettazone nur untergeordnet vorkommt. Die Gesteine besitzen schiefrige bis massige Textur; die roten, oder wenn sie umgewandelt sind, rostig braunen Granaten erreichen Stecknadelkopfgrösse, treten aber oft makroskopisch nicht hervor.

Der Granat ist im Dünnschliff farblos bis blass rötlich, seine Grösse beträgt im Durchschitt 3×3 mm, kann aber in einzelnen Fällen bis 10 und mehr Millimeter erreichen (Piz Sursura Pitschen). Kristallographische Umgrenzung ist selten, rundliche und lappige Formen herrschen vor. Sein Anteil im Gestein schwankt zwischen 5 und 30%. Er ist von unterschiedlicher Frische; meist zeigt er mehr oder weniger starke Umwandlungen oder ist vollständig durch andere Mineralien ersetzt. Er ist von Rissen und Sprüngen durchzogen und immer vollgespickt mit Einschlüssen, besonders die grösseren Individuen. Als Einschlüsse finden sich Zoisit, Epidot, Hornblende, Quarz, Sericit, Biotit, Titanit, Erz. Die meisten dieser Einschlüsse dürften Umwandlungsprodukte sein, auch der Titanit, da er im Granat in viel kleineren Körnchen auftritt als sonst im Gestein. Die Einschlüsse finden sich oft in Rissen und verleihen dem Granat ein zerfressenes Aussehen. Es dürften aber auch primäre Einschlüsse auftreten. Der Granat unterliegt mannigfachen Pseudomorphosen und es können sich im selben Schliff frische neben vollständig umgewandelten Individuen finden. Die Umwandlung setzt im allgemeinen randlich und längs den Spaltrissen ein und löst den Granat in einzelne Bruchstücke auf, bis er schliesslich vollständig aufgezehrt ist. Es wurden folgende Mineralassociationen als Umwandlungsprodukte des Granates beobachtet:

1. Epidot als Haufwerk von Körnern,
2. Epidot, Sericit, Hornblende, Chlorit,
3. Hornblende, Erz mit Leukoxen, Epidot mit etwas Quarz, Biotit, Saussurit, Sericit,
4. Epidot, Hornblende, Saussurit,

5. Porphyroblasten von Hornblende, Biotit, Saussurit, Sericit,
6. Quarz, Saussurit, Sericit, Chlorit, Zoisit,
7. Zentrum von Saussurit, Randzone diablastisches Gefüge von Chloritnädelchen, Plagioklas und Hornblende, etwas Erz,
8. Plagioklas, Hornblende und Sericit,
9. Haufwerk von Biotit.

Man kann im gleichen Schliff die verschiedenartigsten Pseudomorphosen beobachten. Diese Unterschiede in der Umwandlung sind wahrscheinlich hauptsächlich darauf zurückzuführen, dass diese Aggregate nicht im Gleichgewicht stehen und sich ständig weiter umwandeln. Vielleicht spielen auch Variationen in der chemischen Zusammensetzung der Granate eine Rolle.

Die gewöhnlich grünliche aktinolithische Hornblende beteiligt sich mit 30—60 % am Aufbau dieser Gesteine. Es lässt sich hie und da beobachten, dass der Pleochroismus in der Nähe des Granats intensiver ist. Der Anteil des Plagioklases wechselt zwischen 30 und 45 %; hie und da kann ziemlich reichlich Biotit vorhanden sein (bis 5 %).

Die Struktur ist im allgemeinen granoblastisch, doch können in Zwickeln auch diablastische Partien von Hornblende und Plagioklas auftreten. Diese Gesteine zeigen Anklänge an Eklogitamphibolite und dürften durch fortschreitende Metamorphose aus solchen entstanden sein; sie finden sich auch oft mit Eklogitamphiboliten vergesellschaftet.

f) Der Granatamphibolit des Piz Sursura-Pitschen.

Dieser Amphibolit bildet einen Typus für sich und weicht so stark von den übrigen ab, dass er gesondert besprochen werden soll. Er baut die Gipfelpartie des Piz Sursura-Pitschen und den oberen Teil seines S-Grates auf und sitzt als kleine Kappe auf einer Antiklinale von Orthogneis (siehe Fig. 4), deren Südabdachung er zusammen mit Knotengneisen und anderen Amphibolitzonen bildet. Es handelt sich um einen grobkörnigen, flaserig oder brecciös aussehenden Amphibolit von ausserordentlicher Zähigkeit, mit auffallenden runden dunkelroten Knollen, deren Durchmesser bis 5 cm erreichen kann.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt folgendes: In den roten Knollen finden sich Relikte von Granat, die bis 40 % derselben ausmachen können. In den Rändern derselben bildet er noch mehr oder weniger zusammenhängende Zonen, die deutlich die ursprünglichen polygonalen Umrisse dieser Aggregate erkennen

lassen. Die inneren, noch ziemlich grossen und von Spaltrissen durchsetzten Granatreste sind von schmalen Adern durchzogen, die an den Rändern aus Sericit und Chlorit, in der Mitte aus einer Schnur von kleinen Erzkörnchen bestehen, was dem Ganzen ein unregelmässig mosaikartiges Aussehen verleiht. Die Relikte sind vollgespickt mit oft lagenweise angeordneten grossen Epidotkristallen. Die Füllmasse zwischen den Granatrelikten besteht vorwiegend aus Epidot:

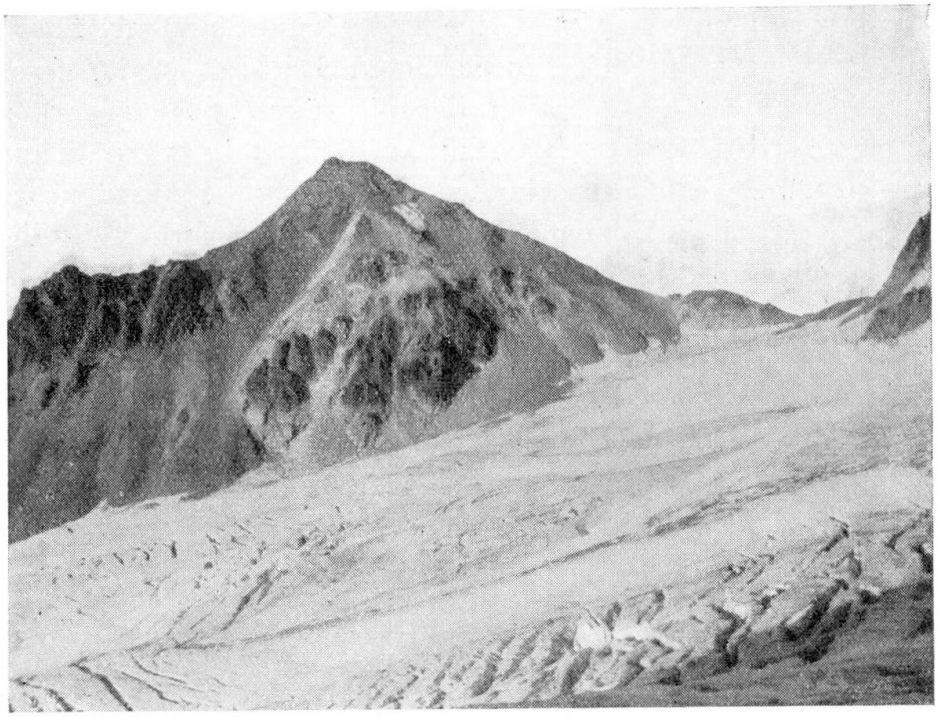


Fig. 4. Piz Sursura Pitschen von W
Antiklinale von Orthogneis (erkennbar an der hellen Farbe des Schuttes) mit Kappe von Amphibolit (dunkel). N-Grat (links) steil N-fallende Amphibolite, S-Grat (rechts) S-fallende Amphibolite und Knotengneise. Gipfel Granatamphibolit.

es beteiligen sich ferner daran Chlorit, Sericit, Plagioklas, Erz, Quarz, Calcit, Apatit. Die Knollen sind als Pseudomorphosen nach ursprünglich einheitlichen grossen Granaten aufzufassen, die jetzt nur mehr reliktisch erhalten sind. Um diese Brocken finden sich hie und da Ringe von grobblättrigem Muskowit und solche von Quarz (bis 1 cm dick). Quarz ist auch sonst in Nestern und Zügen reichlich vorhanden und zeigt starke Kataklase; sein Gehalt steigt im einzelnen Schliff bis zu 40 %. Er lässt sich unschwer als nachträgliche Infiltration erkennen.

An dem äusserst grob struierten Grundgewebe haben Nester von grossen Plagioklasen, die den Habitus der Knotenplagio-

klase besitzen, den grössten Anteil (bis 40 %). Sie sind stark sericitisch bestäubt und zeigen Calcit- und Epidotentwicklung in ihrem Innern. Sie sind partienweise zu einer einheitlich sericitischen Masse umgewandelt, in der die einzelnen Individuen nicht mehr erkannt werden können; oft sind sie zu Zügen ausgezogen. Darin schwimmen ausserordentlich stark zerlappte und vollständig durchlöcherte, bis 3 mm grosse Porphyroblasten von Hornblende und Aggregate von solchen (bis 20 %) mit blaugrünem Pleochroismus und einer Auslöschungsschiefe von 19°. Diese Hornblenden sind streifenweise chloritisiert und epidotisiert; in einzelnen Schliffen ist die gesamte Hornblende durch Chlorit ersetzt, der mit trüber Substanz vermischt ist. Epidot tritt sehr reichlich auf (bis 30 %) in gut individualisierten einzelnen Kristallen, in derben Massen und kleinkörnigen Aggregaten, ferner in kompakten, gebogenen und büschelartig divergierenden Zügen, besonders auch in Rissen und Sprüngen; er ersetzt Plagioklas und Hornblende. Ausserdem findet sich von Chloritadern durchzogenes Erz, oft mit Rändern von Leukoxen. Apatit tritt reichlich in grossen Körnern und Klumpen auf (bis mehrere mm gross). Ebenso erreichen die Titanitkristalle bis 3 mm Länge, sind aber teilweise nur noch als Skelette erhalten. Rutil und Orthit, sekundärer Muskowit und Calcit vervollständigen den Mineralbestand dieses sonderbaren Gesteins.

Wir haben hier ein Gestein von ursprünglich sehr grober Struktur mit mächtigen Granatporphyroblasten vor uns, das vielleicht das metamorphe Umwandlungsprodukt eines Peridotits, vielleicht aber auch eine primäre magmatische Facies aus grosser Tiefe darstellt. Dieses Gestein wurde durch den liegenden Orthogneis in starkem Masse magmatisch beeinflusst. Das beweisen die Knotenplagioklase, die Hornblendeporphyroblasten, der Orthit und die reichlich vorhandenen grossen Apatit- und Titanitkristalle. Die Quarzinfiltrationen, die Bildung von Epidot und Calcit, die Chloritisierung der Hornblende, die Korrosion der Titanite und Apatite, sind auf spätere thermale Einflüsse zurückzuführen, wobei es sich um eine hydrothermale Phase der Orthogneisintrusion oder um Wirkungen von zirkulierenden Kluftwässern handeln kann. Der Granat scheint diesen Agentien am meisten Widerstand entgegengesetzt zu haben, so dass er oft rings von Quarz umflossen ist. Dass die kontaktliche Beeinflussung hier solche bei den Amphiboliten sonst ungewohnte Dimensionen annimmt, ist wohl dadurch zu erklären, dass wir es wahrscheinlich nicht mit einer einfachen tektonischen Antiklinale zu tun haben, sondern dass der Orthogneis bei der Intrusion den Amphibolit

aktiv emporgepresst hat, wobei naturgemäss die Dachpartie am meisten exponiert war.

Ein ähnliches Gestein findet sich am Piz Murtèra in den Flesser Bergen. Hier sind noch schmale, z. T. Turmalin führende Muskowitlagen eingeschaltet, was ebenfalls auf magmatische Beeinflussung hinweist.

g) Plagioklasamphibolite

α) Granoblastische Plagioklasamphibolite. Diese dunkelgrünen, in der Silvretta sehr häufig vertretenen Gesteine, besitzen meist schiefrige Textur, indem die Hornblendekristalle mehr oder weniger parallel gestellt sind. Diese Parallelstellung kann in einzelnen Fällen so weit gehen, dass fast alle Hornblenden in einem Schliff die gleiche kristallographische Orientierung aufweisen. Ausser diesen schiefrigen kommen auch massige Varietäten vor. Die Struktur ist meist granoblastisch.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Hornblende und Plagioklas.

Nebengemengteile: Titanit, Apatit, Leukoxen, Pyrit, schwarzes Erz, (Ilmenit, Magnetit), Haematit.

Übergemengteile: Granat, Zoisit-Epidot, Quarz, Biotit, Muskowit, Rutil, Zirkon, Chlorit, Calcit, Prehnit, Orthit.

Hornblende. Der Anteil der makroskopisch schwarzgrünen Hornblende im Gestein beträgt im Durchschnitt 50—60 %, die Extreme sind 40 und 80 %. Die Grösse beträgt im Durchschnitt 0,3 × 1 mm, doch treten beträchtliche Schwankungen nach unten und oben ein; die Prismen können bis 3 mm und noch länger werden. Oft sind sie mehr oder weniger idiomorph ausgebildet, viel häufiger aber besitzen sie lappige Umrisse und zahlreiche Einschlüsse der anderen Gemengteile. Meist markieren sie die Schieferungsrichtung, sind aber oft auch ganz regellos gestellt. Hie und da bildet die Hornblende grössere Porphyroblasten im Gestein, doch sind diese Vorkommnisse im Untersuchungsgebiet ziemlich selten. Trotzdem die Hornblende meist frisch ist, lassen sich doch auch Umwandlungserscheinungen erkennen, die zeigen, dass sich die Amphibolite langsam den Bedingungen der Epizone anzupassen suchen. Diaphthoritische Erscheinungen sind aber erst im Keime vorhanden; die häufigste — die Umwandlung von Hornblende in Biotit und Chlorit — soll bei den Biotitamphiboliten besprochen werden. Nach dem Pleochroismus lassen sich drei verschiedene Varietäten von Hornblende unterscheiden:

Gemeine Hornblende makroskopisch dunkelgrün; Pleochroismus n_α = hellgrün, n_β = bräunlichgrün, n_γ = blaugrün. Auslöschung 17° mit Schwankungen 13°—23°. Sie ist die gewöhnliche und verbreitetste Hornblende der Amphibolite und bildet meist ein granoblastisches verzahntes Gefüge mit Plagioklas. Der Pleochroismus zeigt, dass sie alkalihaltig ist.

Schmutzig-olivgrüne Hornblende. Sie findet sich seltener als die gewöhnliche Hornblende und verleiht dem Gestein auch makroskopisch ein schmutziggrünes Aussehen. Sie kommt an einigen Stellen vor im Amphibolitzug von Brail, in der Val Sursura, bei Kilbiritzen am Grialetschpass und am Piz Vadret. Der Pleochroismus ist schwächer als bei der blaugrünen Hornblende, mit schmutzig-olivgrünen Farbtönen für n_γ; Auslöschung 15—18°. Die Gesteine, die diese Hornblende führen, bilden nie grosse Massen, sondern finden sich linsenartig in den gewöhnlichen Amphiboliten eingelagert.

Aktinolithische Hornblende. Diese makroskopisch schmutzig grau-grüne Hornblende findet sich in typischer Ausbildung auf einige wenige Zonen beschränkt. Sie wurde gefunden in dem schmalen Amphibolitzug von Murtèr bei Cinuskel und im Amphibolitzug von Brail. Etwas häufiger tritt sie am Piz Vadret und in der Val Sursura auf. Die Gesteine mit aktinolithischer Hornblende werden in den Amphiboliten mit der gewöhnlichen, dunkelgrünen Hornblende im Feld allerdings leicht übersehen und oft erst im Schliff erkannt, aber bei weiterer Verbreitung müsste sie doch im einen oder anderen Schliff aus den übrigen Amphibolitzonen auch gefunden worden sein.

Die Auslöschungsschiefe stimmt mit derjenigen der anderen Hornblenden überein und beträgt 16—18°. Im Mikroskop sind diese Hornblenden farblos bis blassgrün, Pleochroismus fehlend oder sehr schwach, doch besitzen sie oft einen stärker pleochroitischen Rand. Wie die anderen Hornblenden tritt sie in granoblastischem Gefüge auf mit Plagioklas, ist aber im Gegensatz zu diesen besser idiomorph ausgebildet und an beiden Enden oft schilfig ausgefranst; die Gesteine besitzen in diesem Fall gabbroähnliche Struktur. Die aktinolithische Hornblende bildet Porphyroblasten oder porphyroblastische Aggregate kleiner Individuen, eingebettet in ein diablastisches Grundgewebe. Sie wird immer begleitet von einem ausserordentlich stark saussuritisierten oder wolkig zoisitisierten Plagioklas. Es dürfte sich bei dieser Hornblende in den meisten Fällen um Uralit handeln. Obschon uralitähnliche Hornblende auch in Sedimentgneisen, wie z. B. den Garbenschiefern, auftritt, so legt doch die richtungslose Textur

dieser Gesteine, oft verbunden mit einem diablastischen Grundgewebe, den Gedanken nahe, dass es sich dabei um Abkömmlinge von basischen Eruptivgesteinen handelt, besonders, da die gleiche Hornblende im Untersuchungsgebiet in echten Gabbros und Eklogitamphiboliten grosse Verbreitung besitzt. Diese aktinolithische Hornblende scheint mir demnach für die genetische Beurteilung der Amphibolitzonen, in denen sie vorkommt, von grosser Bedeutung zu sein.

Der Plagioklas ist mit 40—50% am Aufbau der Amphibolite beteiligt, Grösse 0,1 × 0,1 mm bis 1 × 1 mm, meist als Füllmasse zwischen den Hornblenden und verzahnt mit ihnen. Oft ist er nesterweise angereichert, was dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen verleiht. Hie und da ist er noch frisch und zeigt Zwillingslamellierung, meist aber ist er mehr oder weniger stark bestäubt. Im einen Falle wird diese Bestäubung durch ziemlich gleichmässig verteilten Sericit hervorgerufen, im anderen Falle, bei ursprünglich basischen Feldspäten, treten mehr oder weniger reichlich unregelmässige Häufchen von Saussurit auf. Saussurit und Sericit können auch im gleichen Individuum vorkommen. Sehr schön lässt sich hie und da die Bildung von Epidot beobachten. Die Umwandlung führt zuerst zu wolkigen Aggregaten, die die anomale Polarisation des Zoisit erkennen lassen; aus ihnen entwickeln sich kleine Körnchen von Zoisit und Epidot, die sich zusammenschliessen und die ganze Masse aufzehren, bis endlich der ganze Saussurit durch klaren, gut bestimmbaren Klinozoisit ersetzt ist. Hie und da lässt sich in den saussuritischen Aggregaten auch Chlorit bestimmen.

Infolge ihrer Kleinheit, starken Bestäubung und undulösen Auslöschung sind die Plagioklase nur sehr schwer bestimmbar. Immerhin konnten aus 13 Schliffen im ganzen 33 Individuen nach der Fedoroffmethode gemessen werden. Die Zusammensetzung schwankt zwischen 10 und 40% An, die meisten haben An-Gehalte zwischen 20 und 30%; es handelt sich also um basischen Oligoklas bis Andesin. Die Schwankungen im selben Schliff betragen bis 10%, in einem Fall 20%. Inverse Zonarstruktur ist häufig, wobei die Hülle bis 10% basischer sein kann als der Kern. Von Zwillingsgesetzen fanden sich nur Albit und Periklin, Albit ist häufiger. Die Zwillingsindividuen ein und desselben Stockes zeigen oft abweichende Zusammensetzung.

Wie man sieht, sind die Plagioklase viel saurer, als man eigentlich nach den Analysen ähnlicher Gesteine erwarten würde (**97**). Die basischen Plagioklase sind eben in der Amphibolitfacies gar nicht beständig. Das zeigt schon die starke Saussuritisierung und Epidoti-

sierung. Es ist eine Frage, ob es überhaupt je zur Ausbildung eines basischen Plagioklases kam und ob nicht im Gegenteil schon zu Beginn der Metamorphose Saussurit und saurer Feldspat gebildet wurden. Die sauersten Feldspäte sind auch die frischesten, also zweifellos Neubildungen. Oft findet man myrmekitartige Bildungen von klarem Albit in den Plagioklasen. In einem Fall konnte ein Plagioklas, von 0—5% An, aus einem Aggregat von Plagioklas mit Epidot gemessen werden. Die Entmischung ist also hier vollständig durchgeführt.

Von den Nebengemengteilen findet sich der Titanit meist reichlich in kleinen vereinzelten oder zu Klumpen geballten Körnchen; der Gehalt an Titanit kann bis 5% betragen. Er ist das typomorphe Titanmineral der Amphibolite und bildet häufig Leukoxen-Ränder um Ilmenit. Makroskopisch sichtbare Titanitkristalle sind selten, ich fand sie nur am Westhang des Scalettahorns beim Scalettapass, wo sie allerdings mehrere Zentimeter Länge erreichen. Apatit ist ebenfalls fast immer vorhanden, aber in kleineren Mengen als Titanit; das häufigste Erz ist Pyrit, daneben findet sich Haematit und schwarzes Erz, vermutlich Magnetit und Ilmenit.

Übergemengteile. Relativ häufig sind Mineralien aus der Reihe Zoisit-Epidot. Sie sind meistens leicht als Umwandlungsprodukte von Plagioklas, aber auch von Hornblende zu erkennen. Ebenso oft geben sie das Füllmaterial ab von Rissen und Sprüngen im Gestein; Quarz ist in den gewöhnlichen Amphiboliten nur spärlich vertreten; wenn er auftritt, ist er meist in Nestern angereichert. Reichlich quarzführend ist nur der Amphibolit des Piz del Ras, der gesondert besprochen werden soll und ausserhalb des Untersuchungsgebietes derjenige des Piz Linard; beide zeichnen sich auch durch starke Biotitführung aus. Sonst ist der Quarz im allgemeinen auf die Kontaktzonen der Amphibolite beschränkt. Zirkon ist selten, Rutil findet sich hie und da als Kern in Titanit. Der stellenweise vorhandene Biotit dürfte meistens aus Hornblende entstanden sein; er wandelt sich dann seinerseits in Chlorit und Muskowit um, die beide — der erstere allerdings weit häufiger — gefunden werden. Weitere Übergemengteile sind Granat und Orthit und schliesslich noch sekundärer Calcit und Prehnit, meist in Klüften und Rissen.

β) Knotenamphibolite. Der Mineralbestand ist im wesentlichen der gleiche wie bei den gewöhnlichen granoblastischen Plagioklasamphiboliten; der Plagioklas findet sich aber in ellipti-

schen Knoten, die bis 2 cm lang werden können, oder er ist in unregelmässigen porphyroblastischen Nestern angereichert. Makroskopisch treten die Knoten besonders gut auf der verwitterten Oberfläche des Gesteins zu Tage. Die Porphyroblasten können aus einem Individuum bestehen, meistens aber sind es Aggregate von grossen und kleinen, lappig ineinander greifenden Plagioklaskörnern, die vollständig durchlöchert sind und sämtliche anderen Gemengteile als Einschlüsse führen; besonders charakteristisch sind die zahlreich eingeschlossenen Tropfenquarze. Die grösseren Feldspäte besitzen auffällig gut ausgebildete Doppelverzwillingung nach Albit und Periklin; sie sind durchschnittlich etwas saurer als die gewöhnlichen Amphibolitfeldspäte, doch ist der Unterschied nicht sehr gross. Die Hornblendezüge weichen seitlich um die Knoten herum aus, als ob sie beiseite gedrängt worden wären; diejenigen, die direkt auf die Knoten treffen, werden von denselben meist scharf abgeschnitten. Auffallend ist der Reichtum an Biotit, der aber nur in den Knoten und in ihrer Nähe auftritt. In einem Schliff treten in den Knoten z. B. ganze Schwärme parallel gestellter Biotitblättchen auf, während die zwischenliegenden Partien vollständig frei davon sind. Ausser den Plagioklasen zeigen auch Apatit und Titanit meist eine Kornvergrösserung. Die Knotenbildung ist wohl als Sammelkristallisation unter magmatischem Einfluss zu deuten, wobei vielleicht noch etwas Alkalien zugeführt wurden. Dem gleichen Einfluss ist auch die Umwandlung der Hornblende in Biotit zuzuschreiben. Die schönsten Knotengneise finden sich übrigens im direkten Kontakt mit Orthogneis. Im Untersuchungsgebiet sind sie nicht häufig; sie sind beschränkt auf die Amphibolitzone Scalettahorn-Murtèrchömber.

γ) Gebänderte Amphibolite. Diese auffallenden Gesteine finden sich hauptsächlich in den Randpartien der Amphibolitzonen, treten aber auch im Innern derselben auf. Die Dicke der hellen Bänder beträgt wenige Millimeter bis mehrere Zentimeter; sie lassen sich in konstanter Mächtigkeit oft sehr weit verfolgen. Die rein weissen Bänder bestehen aus einem granoblastischen, meist feinkörnigen Gefüge von Plagioklas und Quarz (Durchschnittskorngrösse $0{,}1 \times 0{,}1$ mm) mit wenigen kleinen, oft ausgebleichten Biotitfetzchen. Der Quarz ist klar, der Plagioklas meist stark sericitisiert und saussuritisiert; auch entwickelt sich daraus reichlich Klinozoisit, der in klaren Körnern eingesprengt ist. Der Plagioklas kann bis 80% der Bänder ausmachen; der Biotitgehalt steigt in einzelnen Fällen bis 20%, wodurch die Bänder einen Stich ins Violette oder, wenn der Biotit chloritisiert ist, ins Grünliche erhalten. Auch Por-

phyroblasten von Hornblende kommen vor, und kleine Hornblendefetzchen finden sich hie und da eingesprengt. Ein häufiger Nebengemengteil ist Granat, ausserdem treten auf: Apatit, Zirkon, Epidot, in einem Fall auch Orthit. Titanit ist weit spärlicher als in den hornblendereichen Partien. Die amphibolitischen Partien dieser gebänderten Amphibolite sind im allgemeinen reicher an Hornblende als die gewöhnlichen Amphibolite. Quarz fehlt ihnen ganz. Ausser diesen plagioklasreichen Bändern finden sich auch kompakte Züge von Quarz, aber seltener als die ersteren.

Bei dieser Bänderung ist man versucht, an eine ursprüngliche sedimentäre Wechsellagerung zu denken; dies ist vielleicht auch der Fall bei den biotitreichen Bändern, die ganz den Habitus von Paragneisen besitzen und dann tonigen Lagen in einer Mergelserie entsprächen. Da die Bänder aber auch in unzweifelhaften Eruptivamphiboliten vorkommen, so wird wahrscheinlich hauptsächlich an Sekretions- und Konzentrationsvorgänge zu denken sein. Dafür spricht auch der Hornblendereichtum der benachbarten Amphibolitpartien und ihre Armut an Plagioklas. Wo es sich um reine Quarzbänder handelt, dürfte allerdings auch Stoffzufuhr eine Rolle spielen.

Diese gebänderten Amphibolite sind im ganzen Gebiet verbreitet; besonders schön finden sie sich in den Amphibolitzügen, die von den Muots ova sparsa in die Val Sursura hinunter ziehen.

h) Epidotamphibolite.

Sie sind als schlierenförmige Einlagerungen, die sich mehr oder weniger weit verfolgen lassen, in allen Amphibolitzonen zu finden. Epidot wird hier zum wesentlichen Gemengteil. Er kann im Gestein verteilt sein und fällt dann makroskopisch nicht auf, oder er bildet ein Netzwerk von Äderchen oder Bänder und Klumpen, die durch ihre gelbgrüne Farbe scharf abstechen. In Klüften tritt der Epidot häufig als moosgrüner Überzug auf.

Hauptgemengteile sind nur Hornblende und Epidot; Plagioklas kann vollständig fehlen. Bei dem makroskopisch gelbgrünen, mikroskopisch farblosen bis gelblichen Epidot handelt es sich um Glieder der Reihe Klinozoisit-Epidot mit wechselnden optischen Eigenschaften; kristallographische Umgrenzungen sind selten; häufig ist Zonarstruktur.

Der diffus im Gestein verteilte Epidot ersetzt hauptsächlich den Plagioklas. Zuerst erscheinen im Saussurit kleine Körnchen mit der charakteristischen Interferenzfarbe des Epidots. In seinem weiteren Stadium wird die Saussuritsubstanz durch wolkige Aggregate kleiner

Epidotkörnchen verdrängt, bis schliesslich ein einziger klarer Kristall daraus entsteht, der manchmal noch schwarze Ränder besitzt. Alle diese verschiedenen Stadien der Epidotbildung lassen sich oft in ein und demselben Schliff nebeneinander beobachten. Hand in Hand mit dieser Umwandlung des Plagioklases geht häufig eine Chloritisierung der Hornblende. Aber auch die Hornblende wird von der Epidotisierung ergriffen; in einzelnen Fällen scheint überhaupt nur die Hornblende ersetzt, während der Plagioklas noch intakt ist. Der Epidot reichert sich in Nestern an und füllt Risse und Klüfte, oder er konzentriert sich in Bändern, die bis zu 90% aus Epidot bestehen.

Die Epidotamphibolite sind typische Ungleichgewichtsgesteine. Vielleicht geht der Beginn der Epidotbildung schon auf die hydrothermale Phase der Intrusion des Orthogneises zurück, doch spielt, besonders bei der Kluftfüllung, Lateralsekretion eine grosse Rolle.

i) Biotitamphibolite.

Ein geringer Biotitgehalt von 1—2% ist in den Amphiboliten eine häufige Erscheinung. Grössere Verbreitung besitzt der Biotit hauptsächlich in den Zonen des Piz Vadret, des Piz del Ras und ausserhalb des Untersuchungsgebietes am Piz Linard. In der Flüelagruppe sind Biotitamphibolite selten; STRECKEISEN fand nur zwei Vorkommnisse, nämlich am Pischahorn und am Gorihorn. In eigentlichen Biotitamphiboliten wird der Biotit neben Plagioklas und Hornblende zum Hauptgemengteil; der Biotitgehalt beträgt bis 30%. Neben- und Übergemengteile sind die gleichen wie bei den gewöhnlichen Amphiboliten.

Es handelt sich um einen makroskopisch tombakbraunen Glimmer mit starkem Pleochroismus von hellgelb zu dunkelbraun. In einigen Fällen ist er regelmässig im Gestein verteilt oder findet sich in Häufchen angereichert, meist aber wechseln biotitreiche Lagen mit biotitarmen oder biotitfreien Streifen. Der Ursprung des Biotites ist nicht überall der gleiche. Oft, besonders bei kleinerem Biotitgehalt, ist er aus Hornblende entstanden, ein Vorgang, der sich in allen Stadien verfolgen lässt. Das erklärt auch die oft vorkommende innige Parallelverwachsung dieser beiden Mineralien. Es bilden sich zuerst, randlich oder im Inneren, kleine Flecken und häufiger noch Streifen von Biotit, die schliesslich das ganze Hornblendeindividuum aufzehren. Die Biotitisierung nimmt mit Vorliebe ihren Ursprung längs den Spaltrissen der Hornblende. Der Biotit wandelt sich dann weiter entweder vollständig oder streifenweise zu Chlorit, seltener zu farblosem Glimmer um. Hie und da finden sich im selben Horn-

blendeindividuum Streifen von Biotit und Chlorit nebeneinander. Oft scheint Chlorit auch direkt aus Hornblende zu entstehen, wobei die Hornblenden von einem Netzwerk von Chloritadern durchzogen sind. Das ist besonders in Epidotamphiboliten der Fall. Die Ursachen der Chloritisierung der Hornblende sind hier vermutlich die gleichen wie die der Epidotbildung aus Plagioklas. Ausser Chlorit und Hornblende entsteht aber aus dem Biotit noch ein anderes Mineral von unbestimmbaren und stark wechselnden Eigenschaften. Es ist lamellar in den Biotit eingelagert mit amorpher Substanz vermengt, als ob die Kristallisation noch nicht abgeschlossen wäre. Infolge seiner parkettartigen Auslöschung kann es optisch nicht bestimmt werden. Oft ist es sehr ähnlich dem Epidot, dann gleicht es wieder mehr dem Prehnit. Da unzweifelhafter Epidot auch als Umwandlungsprodukt des Biotits festgestellt werden kann, so scheint es sich mir hier um noch nicht vollständig kristallisierte Epidotsubstanz zu handeln.

Der Biotit kann auch aus Granat entstehen; in diesem Fall finden wir die oben erwähnten kleinen Häufchen, die Pseudomorphosen nach Granat darstellen. Es ist bei der Beschreibung der Knotenamphibolite darauf hingewiesen worden, dass die Umgebung der Knoten sehr biotitreich sein kann. Dies ist dann nicht mehr eine einfache Umwandlung der Hornblende in Biotit. Es müssen da lokale Auflösungen und Reaktionen stattgefunden haben, wobei sehr wahrscheinlich Kalium zugeführt wurde. Dass es sich dabei um vollständige Umkristallisation gehandelt hat, zeigt die Frische des Biotits und seine Beschränkung auf die Knoten.

Der lagenweise Wechsel von gewöhnlichen und Biotitamphiboliten findet sich am ausgeprägtesten am Piz Vadret. (Siehe Fig. 1 und 2.) Hier bereitet die genetische Erklärung grössere Schwierigkeiten. In diesem Amphibolit sind sehr viele Paragneiszonen eingelagert. Man könnte also an eine ursprüngliche Wechsellagerung von tonigen und mergeligen Sedimenten denken und die Biotitamphibolite könnten eine ursprünglich etwas andere chemische Zusammensetzung gehabt haben als die gewöhnlichen Amphibolite. Dieser Amphibolitzug ist aber ausserdem von Orthogneisen umgeben und hat Lagen von Orthoklas führenden Mischgneisen eingeschaltet. Der Biotitgehalt kann also auch auf magmatische Beeinflussung zurückzuführen sein, wobei die Dämpfe längs den Schichtfugen eindrangen und so zonenweise zur Biotitbildung führten. Solche metasomatische Biotitbildung in Amphiboliten ist auch von anderen Orten bekannt und wurde z. B. von GOLDSCHMIDT aus dem Stavanger-

gebiet beschrieben (**27**). Diese Biotitamphibolite des Piz Vadret sind oft ziemlich stark Quarz führend und unterscheiden sich auch dadurch von den gewöhnlichen Amphiboliten.

k) Der quarzreiche Biotitamphibolit des Piz del Ras.

Dieser bis 1 km mächtige Amphibolit weicht durch seinen Mineralbestand derart von den anderen ab, dass er hier gesondert besprochen werden soll. Der Unterschied besteht hauptsächlich in dem konstanten reichlichen Auftreten von Biotit und Quarz. Nach dem Mineralbestand könnte man das Gestein auch als Hornblendeschiefer bezeichnen, doch unterscheidet es sich im Handstück nicht sehr stark von den andern Amphiboliten, so dass dieser Name beibehalten werden soll.

Hauptgemengteile: Hornblende (25—30%), Plagioklas (30 bis 50%), Quarz (5—35%), Biotit (5—10%).

Nebengemengteile: Apatit, Epidot, Rutil, Titanit, Zirkon, Erz, sekundär Calcit und Chlorit.

Die Hornblende beteiligt sich also in viel geringerem Masse am Aufbau des Gesteins. Der Plagioklas ist von unterschiedlicher Frische, meist von schwarzen Saussurithäufchen besetzt. Bestimmungen in mehreren Schliffen ergaben An-Gehalte von 22 bis 40%; von Zwillingsgesetzen finden sich Albit und Periklin. Der wahrscheinlich primäre Biotit besitzt den gewöhnlichen Pleochroismus von gelb zu dunkelrotbraun, ist teilweise chloritisiert und kreuz und quer im Gestein gestellt, ohne die Schieferungsrichtung zu markieren. Der Quarz findet sich in kleinen Körnern regelmässig verteilt, in Nestern angereichert oder in Bändern konzentriert. Gegen den Kontakt mit dem südlich anschliessenden mächtigen Orthogneis von Arpschella nimmt der Quarzgehalt stark zu.

Die Gesteine besitzen im allgemeinen schön geschieferte Textur und gesprenkeltes oder streifiges Aussehen mit makroskopisch dunkelgrüner Hornblende und violett-bräunlich glänzendem Biotit. Die Struktur ist granoblastisch. An einigen Stellen ist die Textur vollständig massig, von dioritischem, lokal auch von grobfleckigem Aussehen. Dies rührt davon her, dass die Hornblende in Nestern oder grossen Porphyroblasten auftritt (bis 5 mm lang), die einer uralitischen Hornblende ziemlich ähnlich sehen. An einer Stelle sieht das Gestein aus wie eine Breccie von grünschwarzen, eckigen Brocken, die Faustgrösse erreichen können, in einer helleren fleckigen Grundmasse. Aus der mikroskopischen Untersuchung dieses Gesteins ergibt sich aber kein Unterschied im Mineralbestand dieser beiden

Partien, die Brocken besitzen nur ein wesentlich kleineres Korn und regelmässigere Verteilung der Komponenten.

Die Grenze des Amphibolites gegen den Orthogneis von Arpschella ist unscharf, die Hornblende wird gegen den Kontakt zu spärlicher, die hellen Gemengteile nehmen zu und es finden sich helle Bänder von Quarz und Plagioklas und solche von reinem Quarz. Auch tritt in der Kontaktzone oft der typische Knotenplagioklas auf. Diese Varietäten sehen u. d. M. infolge ihres geringen Hornblendegehaltes den Feldspatknotengneisen sehr ähnlich. Dieser Übergang ist besonders schön zu sehen an der Westflanke der Val Giaraingia und an der Bahnlinie südlich vom Sassellatunnel. Der Amphibolit des Piz del Ras besitzt einen wesentlich saureren Habitus als die anderen. Es kann sich um ein ursprüngliches Eruptivgestein (Diorit) oder um ein ursprüngliches Sediment handeln; aus dem Chemismus liesse sich das sehr wahrscheinlich wie bei den meisten Amphiboliten kaum entscheiden; es wurde deshalb auch von der Ausführung chemischer Analysen abgesehen. Man ist da bei der Beurteilung viel mehr auf strukturelle und allgemein geologische Kriterien angewiesen. Da einwandfreie Orthostrukturen fehlen, so kann er trotz dem makroskopisch dioritischen Aussehen auch ein ursprüngliches Sediment sein; die metamorphen Endprodukte der verschiedensten Gesteine sind ja oft vollständig identisch, eine durch die Metamorphose bedingte Konvergenzerscheinung. Für ein Sediment sprechen die Einlagerungen von Paragneisen, die alle einen grossen Tonerdeüberschuss aufweisen und als tonige Lagen in Mergel oder Dolomit gedeutet werden können. Nimmt man den Amphibolit als ursprünglichen Diorit, so stellt sich noch die Frage, ob er eine basische Randfacies des Orthogneises oder als älterer, vom Orthogneis injizierter Amphibolit aufzufassen ist, da die beiden Gesteine im östlichen Teil mehr oder weniger ineinander übergehen. Die Annahme einer basischen Randfacies halte ich nicht für wahrscheinlich und zwar aus folgenden Gründen:

Die Orthogneise zeigen in der ganzen, bis jetzt bearbeiteten Silvretta einen ausserordentlich konstanten und einförmigen Chemismus und nirgends lassen sich Variationen ausser solchen der Textur erkennen. Ausserdem schaltet sich zwischen Amphibolit und Orthogneis im W eine grössere, im E eine kleinere Paragneiszone von hornfelsartigem Charakter ein, und es müsste ein grosser Zufall sein, wenn diese bei der Intrusion gerade zwischen saure und basische Facies des Granites geraten wären. Auch lassen sich die allmählichen Übergänge nur im W feststellen, im E fehlen sie. Es

scheint mir viel eher, dass der Amphibolit beim Empordringen des Orthogneises stark kontaktmetamorph beeinflusst und randlich teilweise aufgeschmolzen wurde, wodurch sich der Reichtum an hellen Gemengteilen, besonders an Quarz und Knotenplagioklas, in den Randpartien erklärt. Diese kontaktmetamorphe Beeinflussung fehlt im E, weil sich dort eben eine grössere Parazone dazwischen schaltet. Eine so starke magmatische Kontaktwirkung fehlt nun allerdings bei den anderen Amphiboliten, auch wenn sie rings von Orthogneis umgeben sind. Der Amphibolit des Piz del Ras besitzt eben, wie aus dem Mineralbestand geschlossen werden kann, einen ganz anderen Chemismus als die übrigen und ist deshalb gegen Kontaktbeeinflussung viel weniger geschützt. Die Frage, ob er eruptiven oder sedimentären Ursprungs ist, möchte ich zugunsten der letzteren Interpretation entscheiden.

Ähnlichen Habitus besitzen ausserhalb des Untersuchungsgebietes die Amphibolite, die den Piz Linard aufbauen. Aus den Oetztaler Alpen beschreibt HAMMER ähnliche Gesteine unter dem Namen „Hornblendegneise" und hält sie als saure Spaltprodukte von gabbroiden Magmen.

l) Gneiseinlagerungen in Amphiboliten.

Die Amphibolite bilden selten vollständig einheitliche Massen; sie führen meist in mehr oder weniger starkem Masse Gneiseinlagerungen, die in einigen Fällen derart reichlich auftreten können, dass eigentliche Wechsellagerung stattfindet. Das ist besonders in der Scalettazone der Fall, während z. B. der Amphibolit von Brail nur sehr wenige solcher Einschlüsse führt. Unter diesen Einlagerungen finden sich einige in Bezug auf Mineralbestand und Chemismus bemerkenswerte Gesteine.

α) Orthogneise. Sie treten am wenigsten häufig auf und sind auf die Randzonen der Amphibolitzüge beschränkt. Solche konkordant eingedrungene Orthogneislagen finden sich z. B. im Amphibolitzug von Murtèr bei Cinuskel. Das Aussehen ist das eines flaserigen Orthogneises, im Mineralbestand sind aber einige Änderungen eingetreten. Orthoklas ist nur noch reliktisch vorhanden; er ist verdrängt von neugebildetem Plagioklas in grossen Individuen (bis 2 cm), die meist nach Albit, seltener nach Periklin, verzwillingt sind. Bestimmungen an drei Zwillingsstöcken ergaben 1—6 % An. Der Biotit besitzt eine dunkelolivbraune Absorptionsfarbe, was auf einen gewissen Fe-Gehalt schliessen lässt. Diese Orthogneislagen haben vermutlich etwas Amphibolitmaterial assimiliert, was zur Er-

setzung von Kalifeldspat durch Albit und zur Ausbildung eines Fe-reichen Glimmers führte. Nach der Ausbildung des Plagioklases besitzen sie pegmatitartigen Charakter.

β) Muskowit- und Chloritgneise. Diese Gesteine sind im Untersuchungsgebiet auf die Scalettazone und den Amphibolit des Piz del Ras beschränkt; ausserhalb desselben fanden sie sich noch am Piz Murtèra. Die Mächtigkeit dieser Einlagerungen beträgt nie mehr als einige Meter. Die schiefrigen weissen Gesteine sind auf dem Längsbruch vollbedeckt mit silberglänzenden Flatschen schuppigen Muskowites. Am Piz Murtèra können die rundlichen Glimmerblättchen mehrere Zentimeter gross werden. Quarz in Nestern (50%), frischer, mit Einschlüssen durchsetzter knotenähnlicher Plagioklas (30—35%) und Muskowit (bis 20%) in grossen Flatschen und gewellten Zügen sind die Hauptkomponenten; Nebengemengteile sind reichlicher Apatit, etwas Titanit und Erz. Unmittelbar am Kontakt mit dem Amphibolit wird der Knotenplagioklas angereichert (60—70%) und vollgespickt mit Biotit und sämtlichen Nebengemengteilen; Quarz tritt stark zurück (5—10%). Muskowit fehlt, dafür bildet der Biotit Schwärme kleiner parallel gestellter Blättchen im Plagioklas, die teilweise unter Erzabscheidung chloritisiert sind. Der Amphibolit selbst ist am Kontakt übersät mit Flecken von Biotitnestern. Diese Kontakterscheinungen konnten in einer Gneislage studiert werden, die sich auf dem Grat SE Kilberitzen beim Grialetschpass in Amphibolit eingelagert findet.

Wir haben es bei diesen Gesteinen mit pegmatitisch-pneumatolytischen Bildungen im Zusammenhang mit der Orthogneisintrusion zu tun. Ein stark mit Dämpfen beladenes Magma muss den Schichtfugen entlang in den Amphibolit eingepresst worden sein unter teilweiser Aufschmelzung des Amphibolites. Das Orthomaterial überwiegt, doch ist der Orthoklas durch Plagioklas ersetzt und der Kaligehalt im Glimmer angelegt. Ti- und Erzreichtum weisen darauf hin, dass Amphibolitmaterial eingeschmolzen worden ist. Ein prinzipieller Unterschied gegenüber den Orthogneislagen besteht nicht, nur besitzen diese Muskowitgneise mit ihren grossen Plagioklasen und Glimmerblättern ausgesprochen pegmatitischen Charakter, und es hat stärkere Mischung stattgefunden. In der Scalettazone finden sich neben diesen Muskowitgneisen auch Einlagerungen von unverändertem Orthogneis. Am Piz Murtèra sind diesen Muskowitgneisen reichlich Turmalin führende Quarzbänder eingelagert.

Ist die magmatische Einwirkung geringer, so beschränkt sie sich im wesentlichen auf eine Ersetzung der Hornblende durch Chlorit,

und es kommt zur Ausbildung von Chloritschieferlinsen im Amphibolit (etwas westl. vom Scalettahorn). Der Längsbruch dieser Gesteine ist bedeckt von grobblättrigen Flatschen schmutzig graugrünen Chlorites. Das mikroskopische Bild zeigt Porphyroblasten von Chlorit (30%, Grösse 1 × 3 mm), die unter Erzabscheidung aus Biotit entstanden sind und kreuz und quer im Gestein verteilt sind. Biotit ist streifenweise noch erhalten. Plagioklas (20%) tritt in siebstruierten Knoten auf, die als jüngste sammelkristalline Bildungen die Chloritporphyroblasten verdrängen. Zwischenmasse ist ein hornfelsartiges Pflaster von kleinen, ziemlich gut idiomorphen Hornblenden (0,15 × 0,15 mm) und Quarz, wie es sonst in Amphiboliten nicht getroffen wird. Die Einwirkung ist hier nur mehr pneumatolytisch und hat zu einer hornfelsartigen Neukristallisation und zur Ausbildung von Biotitporphyroblasten geführt, die später chloritisiert wurden. Im Gegensatz zu den durchgehenden Muskowitgneislagen finden sich diese Chloritgneise als Linsen und Knauern im Amphibolit.

Diese Muskowitgneiseinschaltungen repräsentieren diejenigen Stellen, an denen Orthogneismagma in die Amphibolite eingedrungen ist und zugleich etwas Amphibolitmaterial aufgenommen hat.

γ) Paragneise. Es sind dies weitaus die häufigsten Einlagerungen; besonders reichlich treten sie in der Scalettazone auf, ferner auch im Amphibolit von Fontauna-Valorgia, am S-Gipfel des Piz Vadret (siehe Fig. 1 und 2), bei Tantervals und bei Zernez. Während sie sich in der Scalettazone z. B. auf grosse Strecken verfolgen lassen und durch ihre rostrote Verwitterungsfarbe in den schwarzen Amphibolitgräten weithin sichtbar sind, treten sie an anderen Orten nur als schmale und kleine, hie und da auch als kurze dicke Linsen auf (Amphibolit von Brail, SW-P. 2740 zwischen Val Puntota und Val Sulsana). Nach Mineralbestand und Aussehen sind sie als normale Paragneise zu bezeichnen. Die Erklärung dieser Paragneislinsen und -Bänder bereitet gewisse Schwierigkeiten. Wo sie besonders reichlich und durchgehend auftreten wie in der Scalettazone, dürfte es sich um ursprüngliche sedimentäre Wechsellagerung von Tonen und Mergeln handeln, besonders da sie oft nur wenige Zentimeter breit sind und Übergänge stattfinden.

δ) Tonerdesilikatgneise. Solche Gesteine finden sich nur in der Scalettazone (NW-Grat des Piz Sursura Pitschen unterhalb P. 2747 und bei P. 2844) und im Amphibolit des Piz del Ras (Gipfel des Piz del Ras und an der Bahnlinie bei Sassella, km 123,9, Val Giaraingia). Sie erreichen höchstens die Breite von einigen

Metern. Es sind grobflaserige Gesteine mit grossen Einsprenglingen von Granat, der von dicken Biotitflatschen umgeben ist. Der Längsbruch ist überzogen von schuppigem Muskowit, der dem Gestein den Habitus eines Glimmerschiefers verleiht. Einzig das Vorkommen beim Sassellatunnel besitzt äusserlich ein anderes Aussehen, weil die Granate klein sind und der Muskowit durch einen makroskopisch fast schwarzen Biotit ersetzt ist, der nur bei näherem Zusehen von Hornblende unterschieden werden kann. Ausserdem besitzt das Gestein das gleiche gesprenkelte Aussehen und die selben eingeschalteten Quarz- und Feldspatbänder wie der umgebende Amphibolit.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskowit, Granat.

Nebengemengteile: Staurolith, Disthen, Andalusit, Apatit, Zirkon, Erz.

Übergemengteile: Sillimanit, Turmalin, Titanit, Rutil, Epidot.

Quarz (30—60 %) ist regelmässig verteilt oder in derben Massen und Bändern angereichert. Plagioklas (5—25 %, meist ca. 10 %) bildet siebstruierte Porphyroblasten (bis 5 × 10 mm) oder mosaikartige, aus kleineren Individuen zusammengesetzte Knoten. Die grösseren Individuen zeigen Zwillingslamellierung und sind teilweise myrmekitisch mit Quarz verwachsen, hie und da etwas saussuritisch bestäubt. Stellenweise füllt er Zwickel zwischen den anderen Gemengteilen. Bestimmungen ergaben An-Gehalte von 7—34 %, die meisten besitzen 10—13% An; die basischsten Plagioklase weist das Vorkommen beim Sassellatunnel auf. Biotit (5—20 %) ist in Blättern und Zügen kleiner parallel gestellter Schüppchen eingestreut, bildet aber hauptsächlich flatschige Ringe um Granat, auch regellos streichende Haufen. Er zeigt beginnende Chloritisierung und ist oft parallel verwachsen mit Muskowit. Im Gestein von Sassella besitzt er dunkelolivbraunen Pleochroismus und dürfte hier stark Fe-haltig sein, ebenso in einem Kontaktstück von P. 2844. Muskowit (5—20 %) in dicken Flatschen und regelmässig eingestreuten Blättern fehlt nur bei der Probe von Sassella. Die Porphyroblasten von Granat (durchschnittlich 10 %) können bis zu 1 cm im Durchmesser erreichen. Die kleineren Individuen sind frisch und besitzen eckige Umrisse. Einschlüsse sind häufig, besonders von Quarz, der oft in konzentrischen Ringen angeordnet ist, und kompakten Nestern von Biotit. Die grösseren Granatporphyroblasten sind randlich oder vollständig umgewandelt. Als Umwandlungsprodukte finden sich frische Körner von Plagioklas, ausserdem Biotit, Chlorit, Zoisit und Epidot und sericitische Massen. Während in einigen Fällen der

Granat hauptsächlich durch Plagioklas ersetzt ist, haben sich andere vollständig in ein Haufwerk von Biotit umgewandelt.

Staurolith (bis 10 %) tritt in mikroskopischen Körnchen und Stäbchen auf, hauptsächlich in den Glimmerzügen angereichert und als Einschlüsse im Andalusit. Disthen ist nicht überall und meist nur in geringer Menge vorhanden; in einem Fall überwiegt er aber den Staurolith, in dem er sich auch als Einschluss finden kann. Andalusit (bis 10 %) ist ebenfalls nicht immer vorhanden. Er kommt in grossen knotenartigen Individuen vor (bis 1,5 × 5 mm), die parkettartig auslöschen und schwach gelblichen Pleochroismus besitzen. In einigen Fällen ist er vollgespickt mit Schwärmen kleiner, parallel gestellter Biotitschüppchen, auch Quarz, Erz, Rutil und Staurolith treten als Einschlüsse auf. Andalusit kommt meist in den Glimmerzügen vor, die er diskordant abschneidet, die sich aber z. T. in den eben erwähnten eingeschlossenen Biotitschwärmen fortsetzen. Es scheint, dass er den Biotit teilweise aufgezehrt hat. Andalusit ist neben den Knotenfeldspäten und dem Granat das zuletzt gebildete Mineral. Sillimanit entwickelt sich hie und da in feinen Büscheln aus dem Biotit. In einigen Schliffen kommen kleine zonar struierte Turmaline mit blassgrünlichen bis bräunlich-grünlichen Absorptionsfarben vor; es dürfte sich um einen Fe-Al-Turmalin handeln. Accessorien sind Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Epidot.

Bei P. 2844 in der Scalettazone lassen sich schöne Kontakterscheinungen zwischen einer solchen Gneislinse und dem Amphibolit beobachten (siehe Fig. 5):

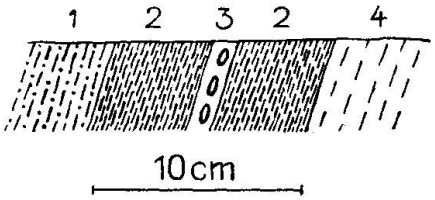


Fig. 5

1. Schlieriger heller Epidotamphibolit,
2. dunkler, sehr hornblendereicher Amphibolit,
3. heller Granatgneis,
4. Tonerdesilikatgneis.

Die Grenze zwischen Amphibolit und Gneislinse bildet eine Zone sehr hornblendereichen Amphibolites, dem ein helles Gneisband eingeschaltet ist, das grosse Granate, in ein oder zwei Reihen geordnet, als Einsprenglinge führt. Reine Tonerdemineralien treten darin nicht

auf, dafür aber ein Fe-reicher, dunkelolivbrauner Biotit. Es dürfte sich bei diesem Kontakt um Stoffaustausch zwischen Amphibolit und Gneislinse handeln, bewirkt durch die in den Gneis eingedrungenen magmatischen Dämpfe. Die ganze Linse bei P. 2844 ist nur etwa 20 m lang und im Maximum etwa 3 m breit.

Ausser dem Granat treten die Tonerdemineralien in diesen Gneisen makroskopisch nicht hervor. Es wurde aber im Schutt unter der W-Wand des Piz del Ras ein grosser, durch Gebirgsdruck verbogener, ca. 7 cm langer und 2 cm dicker Andalusitkristall gefunden. Da die ganze Wand aus Amphibolit und einigen dieser Schieferzonen besteht, kann er nur aus einem solchen Tonerdesilikatgneis stammen. Andalusit dürfte also hie und da auch in grösseren Individuen vorkommen.

Der Mineralbestand zeigt, dass diese Gesteine einen ausgesprochenen Tonerdeüberschuss besitzen, findet sich doch oft im selben Schliff Granat, Andalusit, Staurolith, Disthen und Sillimanit. Die nächstliegendste Erklärung ist die, dass es sich um tonige Linsen in einem ursprünglichen Mergel handelt, was ein weiterer Beweis für die sedimentäre Herkunft der Amphibolite des Piz del Ras und der Scalettazone wäre. Man müsste sonst eine ausserordentlich komplizierte tektonische Verfaltung dieser Komplexe annehmen.

Diese Gneise sind ausserdem noch pneumatolytisch beeinflusst worden. Dafür sprechen die Knotenplagioklase, der neugebildete Andalusit und der Turmalin. Dass der umgebende Amphibolit diese Wirkungen nicht oder nur in geringem Masse aufweist, erklärt sich daraus, dass diese Gneislagen und -linsen Zonen geringeren Widerstandes darstellen, denen entlang die magmatischen Dämpfe ihren Weg genommen haben. Dabei haben sie auch am Amphibolit solche Kontakterscheinungen hervorgerufen, wie sie oben beschrieben worden sind.

Einen etwas abweichenden Habitus besitzt der Tonerdesilikatgneis von Sassella. Er führt nur Staurolith als Tonerdemineral, Muskowit fehlt, dafür tritt ein Fe-reicher Biotit auf. Er findet sich in der Randzone des Amphibolites des Piz del Ras gegen den Orthogneis, und es ist bei der Besprechung dieses Amphibolites gezeigt worden, dass er vermutlich randlich stark aufgeschmolzen wurde. Bei dieser Aufschmelzung hat der Gneis wahrscheinlich etwas Amphibolitmaterial aufgenommen, so dass der Kaliglimmer nicht mehr bestandfähig war, und ein Fe-reicher Biotit und basischerer Plagioklas als in den andern Tonerdesilikatgneisen entstand.

3. Kontaktverhältnisse der Amphibolite

Vergleicht man die kontaktliche Beeinflussung der Amphibolite durch den Orthogneis mit derjenigen der Paragneise, so ist der auffallendste Unterschied der, dass die Amphibolite im Gegensatz zu den Paragneisen meist gar keine oder nur minime Umwandlungen am Kontakt erfahren haben. Die Grenze ist oft haarscharf, und der Amphibolit zeigt makroskopisch und mikroskopisch keinen Unterschied gegenüber den zentraleren Partien. In anderen Fällen erstreckt sich die Wirkung nur über wenige Zentimeter, hie und da auch weiter. Eine Ausnahme macht der Amphibolit des Piz del Ras, der schon besprochen worden ist. Am häufigsten ist der Fall, dass man am Kontakt eine Bänderung des Amphibolites beobachtet, wie z. B. beim Amphibolitzug von Brail. Die Bänder bestehen aus einem Gemenge von frischem Plagioklas mit Granatpseudomorphosen und Chlorit. Auch Lagen von echtem Orthogneis im Amphibolit kommen vor. Etwas nördlich der Alp Fontauna lässt sich beobachten, dass Stücke des Amphibolits vom Hauptstock abgetrennt sind und im Orthogneis schwimmen, ohne aber irgendwelche Veränderung im Mineralbestand aufzuweisen. Wo eine Veränderung festgestellt werden kann, besteht sie hauptsächlich in unregelmässigen und lagenweisen Infiltrationen von Quarz und dem Auftreten von Biotit oder Chlorit. Hie und da kann die Hornblende verschwinden und das Gestein paragneisähnlichen Charakter annehmen; in anderen Fällen findet sich direkt am Kontakt eine Zone, die zu 80 % aus Quarz und Plagioklas besteht, mit eingestreutem Biotit und Hornblendenadeln und grösseren Porphyroblasten von Hornblende. Alle diese Erscheinungen erstrecken sich aber meist nur auf wenige Dezimeter Entfernung.

Hie und da scheint der Amphibolit auch randlich etwas aufgeschmolzen zu sein; das ist z. B. der Fall beim Amphibolit von La Schella in der Val Sursura. Das Gestein nimmt hier am Kontakt schlierige Ausbildung an; der Übergang erstreckt sich auf eine Zone von 10—20 m, der Amphibolit ist linsenartig im Orthogneis aufgelöst. Diese Schlieren zeigen u. d. M. typische Hornfelsstruktur und auffallende Frische der Komponenten, grossen Reichtum an Quarz und Glimmer und starkes Zurücktreten der Hornblende. Es tritt dabei auch ein eigentümlicher Biotit von dunkelolivbrauner, fast schwarzer Absorptionsfarbe auf, der vermutlich stark Fe-haltig ist. Diese Schlieren und Linsen besitzen übrigens oft ein vollständig dioritisches Aussehen, während es sich sonst um einen normalen Amphibolit handelt, ein Beweis, dass auch ein typisches Mischgestein den Charakter eines Eruptivgesteins annehmen kann. Es ist möglich, dass das ver-

schiedene Verhalten der Amphibolite gegenüber der Kontaktmetamorphose — auf der einen Seite fast keine Wirkung, auf der anderen Seite Einschmelzung — vielleicht auf ursprüngliche genetische Verschiedenheiten der Amphibolite zurückgeführt werden muss. Man kann annehmen, dass die Amphibolite zum Zeitpunkt der Orthogneisintrusion noch nicht so hochgradig regionalmetamorph waren wie heute, und die ursprünglichen Sedimente deshalb eine geringere Widerstandskraft gegenüber dem Orthogneis besassen als die ursprünglichen Gabbros.

Es ist eine häufige Erscheinung, dass sich am Rande der Amphibolite kleine Paragneiszonen finden; das ist auch im westlichen Teil des vorhin erwähnten Amphibolites von La Schella der Fall. Diese Parazone hat bei dem kleinen Seelein östlich von Lai alb eine Mächtigkeit von ca. 10 m. Währenddem der Paragneis Knotenbildung und Injektion aufweist, zeigt der Amphibolit eine weit schwächere Beeinflussung; aber auch hier findet sich noch eine etwa 2 m mächtige Einschmelzungszone, die zur Ausbildung eines schlierig-streifigen Hornblende-Biotitgneises mit prachtvollen Fältelungen geführt hat.

Einschmelzungen grösseren Stils finden sich beim Amphibolit des Piz del Ras und sind dort besprochen worden.

Wesentlich anders gestaltet sich die magmatische Einwirkung beim Amphibolitzug Scalettahorn-Murtèrchömber. Es handelt sich hier um eine grosse Mulde von Amphibolit mit konkordant eingeschalteten Paragneisen und kleinen Lagen von Orthogneis. Die ganze Mulde ist rings von Orthogneisen umgeben. Diese Serie ist stark pneumatolytisch durchgast, teilweise auch aufgeweicht worden; die Paragneise sind zu Knotengneisen geworden, z. T. mit schön gefalteten hellen Bändern; an einigen Stellen findet sich Andalusit und massenhaft bis 5 cm lange Turmalinkristalle (östlich vom Scalettapass). Die Amphibolite zeigen hier häufig Knotenbildung, die allerdings oft makroskopisch nicht hervortritt. An einigen Stellen ist der Orthogneis in schmalen Lagen konkordant eingedrungen, z. B. am Grialetschpass und am NW-Grat des Piz Sursura-Pitschen und hat dabei starke Kontaktwirkungen hervorgerufen. Der Amphibolit nimmt Bänderung an, die hellen Bänder bestehen zu 90 % aus den grossen siebstruierten Plagioklasknoten-Agglomeraten, die bei den Knotenamphiboliten beschrieben worden sind, mit reichlich Apatit, Titanit und Epidot. Eingestreut sind grosse Porphyroblasten von Hornblende. In den amphibolitischen Partien daneben macht sich ebenfalls Knotenbildung bemerkbar und es tritt reichlich Biotit auf. Die wenigen Hornblenden bilden grosse, aber vollständig durch-

löcherte Porphyroblasten, die durch Sammelkristallisation gebildet und nachträglich wieder teilweise zerstört wurden. Auch hier hat vermutlich eine Zufuhr von K stattgefunden. Apatit und Titanit besitzen weit grössere Dimensionen als normal, überhaupt besitzen die Gesteine durch die Knotenbildung und die nesterartige Verteilung des reichlich vorhandenen Quarzes ein äusserst grobes Korn. In den Amphibolitzonen in der N-Flanke des Scalettahorns, die in Mischgneise eingelagert sind, kommt es dann zur Ausbildung von grossen Apatit- und Titanitkristallen, welch letztere mehrere Zentimeter Länge erreichen.

Diese Kornvergrösserung kann in einzelnen Schlieren ausserordentlich weit getrieben sein. Ein solches Gestein von pegmatoidem Aussehen wurde z. B. am Grialetschpass unterhalb von Kilbiritzen gefunden. Aggregate von Plagioklas durchziehen in Adern und Nestern das Gestein. Es sind lappige siebstruierte Feldspäte vom Knotenhabitus, meist lamellar verzwillingt und sericitisch bestäubt. Faustgrosse Nester von Hornblende, deren Prismen bis 4 cm Länge erreichen können, sind unregelmässig darin verteilt, ebenso zerlappte Massen von rotbraunem Granat. Eingestreut ist Apatit und Titanit (Grösse einige mm), ebenso Epidot, der aus Plagioklas und Granat entstanden ist und sich auch in zusammenhängenden Massen findet. Als sekundäres Mineral tritt Calcit auf. Die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins ist die eines Amphibolits; es tritt schlierenförmig in einem solchen auf.

Diese abweichende Metamorphose des Amphibolitzuges am Scalettahorn-Murtèrchömber möchte ich also hauptsächlich auf starke pneumatolytische Einwirkungen zurückführen.

4. Kataklase und Rutschharnische

Kataklase ist bei den Amphiboliten des Untersuchungsgebietes eine seltene Erscheinung, im Gegensatz zu den Ortho- und Paragneisen. Wo sie auftritt, äussert sie sich nur in einem Zerbrechen der Hornblendekristalle, die dann hie und da von Chloritadern durchzogen sein können. Stärkere kataklastische Wirkungen oder Mylonitisierung konnte nicht beobachtet werden.

Längs kleinen Verschiebungsflächen kommt es dagegen zur Ausbildung von Rutschharnischen mit gestreckter oder gewellter, glänzender, gelblich-grüner Oberfläche. Der Amphibolit selbst zeigt nur ganz in der Nähe des Rutschspiegels Zeichen von Kataklase. Sie äussert sich darin, dass die Komponenten der Verschiebungsrichtung parallel gestellt und die Hornblenden teilweise zerbrochen sind. Ge-

fältelte Schnüre von Erz durchsetzen das Gestein und die durch Druck entstandenen Risse sind mit Epidot gefüllt. Der 1—3 mm dicke Spiegel selbst setzt ziemlich unvermittelt ein und besteht fast vollständig aus Epidot, dessen Kristalle in der Gleitrichtung gestreckt sind. Dazwischen finden sich noch Relikte von Quarz und Plagioklas. Gegen aussen nimmt die Korngrösse des Epidotes ab. Den äussersten Rand bildet ein sehr feines, fast glasiges zoisitisch-epidotisches Gemenge.

Die ausserordentliche Widerstandsfähigkeit der Amphibolite zeigt sehr schön eine Probe von ca. 4 cm Dicke, die in der Moräne des Grialetschgletschers gefunden wurde. Sie ist auf beiden Seiten von Rutschharnischen begrenzt, muss also ein Klemmpaket zwischen zwei sich gegeneinander verschiebenden Massen gewesen sein. Ausser den Epidotspiegeln zeigt der Amphibolit nur die oben erwähnten kataklastischen Erscheinungen. Ein Orthogneis wäre im gleichen Fall zu Mörtel, ein Paragneis zu Staub zerrieben worden.

5. Kluftfüllungen

Im Anstehenden werden diese Bildungen nicht sehr häufig getroffen, finden sich aber in den Moränen angereichert, besonders in denjenigen des Grialetsch- und des Scalettagletschers. Es handelt sich dabei um Bildungen verschiedener Art.

Ausser vollständig ausgefüllten Klüften treten hie und da auch drusenartige Aggregate von gut ausgebildetem Quarz und Kalkspat oder Siderit auf (max. Grösse der Kristalle 2 cm). Typische Drusenmineralen wie in den Zentralmassiven wurden aber nicht gefunden. Kleinere Risse und Klüfte sind mit einer moosgrünen Kruste kleiner Epidotkriställchen überzogen, die aber keine gute kristallographische Entwicklung zeigen. Auch aufgewachsene Hornblendeprismen kommen in diesen Krusten vor.

Bei den vollständig ausgefüllten Klüften besteht die Gangmasse aus Quarz und verschiedenen Karbonaten, hauptsächlich Calcit, Siderit und Breunerit, vielleicht auch Dolomit. Man trifft oft im Zentrum der Gänge rostbraun verwitternde Bänder von einigen Zentimetern Breite, die aus grob- oder feinspätigem Eisenspat, teilweise auch aus Breunerit bestehen, während die weissen Gangränder von Kalkspat gebildet werden. Das Nebengestein dieser Gänge zeigt meist hohen Epidotgehalt.

Andere Klüfte zeigen eine breccienartige Füllmasse. In einer Gangmasse von Quarz sind bis 2 cm grosse Brocken von Siderit eingelagert, die an der Oberfläche rostbraun verwittern, im frischen

Bruch spätigen Glanz besitzen. Es sind einheitliche Individuen: Quarz ist in kleinen Stücken eingesprengt. Das mikroskopische Bild der Füllmasse zeigt ein polygonales parkettiertes Pflaster von Quarz. Im Innern von grösseren Individuen lassen sich die hexagonalen Umrisse von idiomorphem Quarz erkennen, darum herum ist radialfaserige Chalcedonsubstanz angelagert worden, die die gleiche Orientierung wie das Zentrum besitzt. Der Gang besass wahrscheinlich zuerst nur Drusen von Eisenspat und Quarz an seinen Wänden. Diese wurden dann später von Si-reichen Lösungen bei der Ausfüllung der Kluft durch Chalcedon verkittet.

Eine andere Kluft ist gefüllt mit einer Gangmasse von Quarz und eingelagerten grossen Büscheln und Besen von gelbgrünen Zoisitprismen, die eine Länge von 10 cm erreichen. Die Zoisitsubstanz stammt aus dem Amphibolit selbst. Es handelt sich dabei um Erscheinungen von Lateralsekretion. Quarz ist vermutlich von weiter her durch Kluftwässer zugeführt.

6. Genetische Verhältnisse und Metamorphose

a) Chemismus.

Die chemischen Verhältnisse der Silvretta-Amphibolite sind von A. STRECKEISEN (**97**) eingehend untersucht worden. Es stehen bis jetzt aus Silvretta-Oetztal 14 Analysen von amphibolitischen Gesteinen zur Verfügung. Sie umfassen verschiedene Feldspatamphibolite, Eklogitamphibolite und den Peridotit vom Loibiskogl. Eine Verarbeitung der Analysen ergab, dass ihre Projektionspunkte sämtlich ins Eruptivfeld des Konzentrationstetraeders fallen; es kann also zu jedem analysierten Amphibolit ein entsprechender Magmentypus gefunden werden. Die Amphibolite besitzen gabbrodioritischen bis normalgabbroiden Chemismus.

STRECKEISEN hat aber auch an Hand von verschiedenen Analysen mergeliger Gesteine gezeigt, dass sich zu jedem Amphibolit auch ein entsprechendes Sediment von gleicher chemischer Zusammensetzung finden lässt. Aus seinen Zusammenstellungen geht hervor, dass der Gesteinschemismus keine Anhaltspunkte zur Beurteilung der Frage nach der Herkunft der Amphibolite bietet. Es wurde aus diesem Grunde im vorliegenden Falle von der Ausführung chemischer Analysen abgesehen.

Da aber, wie nachgewiesen wurde, einige Zonen unzweifelhaft eruptiver Herkunft sind und auch basische Eruptivgesteine gefunden werden konnten, ist es von Interesse, die Amphibolite als magmatische Serie zu betrachten. STRECKEISEN hat das getan und aus den

vorhandenen Analysen ein Differentiationsdiagramm konstruiert. Er hat dabei gefunden, dass es sich um typische Gesteine der Kalk-Alkali-Reihe handelt; es treten gabbrodioritische, essexitische, normalgabbroide, hornblenditgabbroide, ossipitgabbroide, theralithgabbroide und peridotitische (Loibiskogl) Magmentypen auf. Nur wenige zeigen Abweichungen vom pazifischen Differentiations-Verlauf, so z. B. der ossipitgabbroide Typus; STRECKEISEN hält ihn als tuffogener Abstammung. Weitaus die Mehrzahl der Gesteine gehört aber zu den gabbrodioritischen und normalgabbroiden Magmentypen.

b) Der Ursprung der Amphibolite.

Da der Chemismus zur Lösung dieser Frage nicht herangezogen werden kann, ist man auf andere Kriterien, hauptsächlich solche geologischer Natur angewiesen. Die Amphibolite kommen meist in mehr oder weniger breiten Zonen und Linsen, konkordant in Paragneise und Orthogneise eingeschaltet, vor. Wenn man in Betracht zieht, dass das Silvrettakristallin mindestens zwei, vermutlich aber mehrere Gebirgsbildungen mitgemacht hat, so können allerdings aus dieser Lagerungsform keine grossen Schlüsse mehr gezogen werden. Durch die starke Dislokationsmetamorphose sind alle alten Diskordanzen vollständig verwischt worden. Anderseits können die basischen Eruptivgesteine, sofern es sich um solche handelt, auch konkordant in die Paragneise eingeschaltet sein, ohne grosse Diskordanzen zu schaffen. Wichtiger für die Beurteilung ist ihre oft intime Vergesellschaftung mit Paragneisen, besonders mit den Tonerdesilikatgneisen.

Die einzigen Beweise für wirkliche Orthonatur bilden die eingelagerten echten basischen Eruptiva oder einwandfreie Reliktstrukturen. Es ist bei der Beschreibung der Amphibolite mit alten Orthostrukturen auseinandergesetzt worden, was als wirkliche Orthostruktur noch aufgefasst werden kann (siehe Tafeln III und IV). Gestützt auf diese Kriterien konnte für einige Amphibolitzüge ihre sichere Herkunft von Gabbrogesteinen festgestellt werden. Die wichtigste dieser Zonen setzt im oberen Valorgiatälchen ein, streicht über den Südgrat des Piz Vadret, Piz Sursura P. 3077 und Val Sursura in die Muots ova sparsa. Trotzdem der Zusammenhang auf weite Strecken durch Gletscher unterbrochen ist, dürfte es sich um einen zusammenhängenden Zug handeln; denn überall da, wo er aufgeschlossen ist, treten solche alten Orthogesteine auf, mit Ausnahme von P. 3077, dessen Felswände aber ziemlich schwer zugänglich sind, so dass dort nur wenige Stücke

geschlagen wurden. Ob dieser Orthoamphibolit in den Muots ova sparsa auskeilt oder die Gesteinsumbiegung bei Zernez noch mitmacht, konnte nicht festgestellt werden. Vielleicht wird er hier von einer anderen Amphibolitzone abgelöst. Es scheinen sich überhaupt hie und da Amphibolite verschiedenen Ursprungs durch tektonische Vorgänge zu einem Zug zusammengeschlossen zu haben; das dürfte z. B. am Piz Vadret und in der Val Sursura der Fall sein. Auf alle Fälle haben wir hier einen Orthoamphibolit von mindestens 10 km Längserstreckung vor uns, und der Gedanke ist nicht von der Hand zu weisen, dass es sich um eine vorhercynische tektonische Linie handelt, längs der die Gabbros eingedrungen sind. Vielleicht ist auch die Entstehung der Gabbrobreccie in der Val Sursura direkt mit tektonischen Vorgängen während oder nach der Intrusion in Verbindung zu bringen.

Bei den anderen Orthoamphiboliten handelt es sich um Vorkommen von geringer Ausdehnung. Es sind dies die kleinen in Mischgneis eingelagerten Linsen von Sassa Cotschna und P. 2566 in der hinteren Val Barlas-ch, die vermutlich zusammengehören und der schmale Amphibolitzug von Murtèr bei Cinuskel. Sehr wahrscheinlich gehört auch der mächtige Amphibolit von Brail hieher, ebenso der Granatamphibolit des Piz Sursura Pitschen; doch sind hier nicht so viele Reliktstrukturen gefunden worden wie bei den anderen.

Wahrscheinlich dürfen auch die Eklogitamphibolite als Umwandlungsprodukte von Orthogesteinen betrachtet werden; denn sie finden sich in den meisten Fällen mit solchen verknüpft, und die Umwandlung der basischen Eruptiva in Eklogitamphibolite konnte beobachtet werden. Auch sie sind auf die oben beschriebenen Zonen beschränkt. Bei den anderen Amphiboliten konnte Orthonatur nicht mehr nachgewiesen werden.

Was die Natur der Orthoamphibolite betrifft, so kann es sich nur um Tiefengesteine handeln. Es konnten weder Strukturen von Effusivgesteinen noch solche von Tuffen festgestellt werden, es sind alles Gabbros, Norite und Peridotite. Ausserdem besitzen die Paragneise, in die die Amphibolite zum Teil eingelagert sind, mit ihrem Tonerdereichtum bathyalen Charakter, so dass es sich höchstens um submarine Ergüsse gehandelt haben könnte, was aber nach dem Vorhergehenden nicht wahrscheinlich ist.

Bei der genetischen Beurteilung der Amphibolite, deren Orthonatur nicht mehr bewiesen werden kann, muss man sich auf andere Kriterien stützen, die aber wesentlich unsichereren Charakter tragen. Als solche sind hauptsächlich zu nennen die Einschaltungen

von Paragneisen und das ungleiche Verhalten gegenüber der kontaktlichen Beeinflussung durch den Orthogneis. Einige Amphibolite besitzen zahlreiche Einlagerungen von Paragneisen, teilweise in durchgehenden Zügen oder kleinen Linsen. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung bei der Scalettazone, wo ein starker lagenweiser Wechsel von schmalen und breiten Amphibolit- und Paragneisbändern auftritt, wobei in den südlichen Partien der Amphibolit, in den nördlichen der Paragneis überwiegt. Die Bänder sind dabei teilweise so schmal, dass es unmöglich ist, sie auf der Karte alle auszuscheiden. Die nächstliegende Erklärung ist die, dass es sich dabei um eine ursprünglich sedimentäre Wechsellagerung von Tonen und Mergeln handelt, man müsste denn eine ausserordentlich starke Faltung innerhalb der Zone selbst annehmen. Von besonderer Wichtigkeit ist auch das Auftreten von Gneiseinlagerungen mit ausgesprochenem Tonerdeüberschuss, deren Auftreten im Zentrum von kompakten Amphibolitmassen nur schwer erklärlich wäre, wenn es sich um Eruptivgesteine handelte. Sie dürften viel eher für sedimentäre Natur der betreffenden Amphibolite sprechen. Sie finden sich nur in der Scalettazone und am Piz del Ras.

Bei der Besprechung der Kontaktverhältnisse mit den Orthogneisen haben wir gesehen, dass die Amphibolite gegen Kontakteinflüsse äusserst widerstandsfähig sind, auch wenn sie vollständig von Orthogneis umgeben sind. Eine Ausnahme hievon machen aber wieder die Amphibolite der Scalettazone und des Piz del Ras. Wie gezeigt wurde, haben wir es bei der Scalettazone mit starken pneumatolytischen Einwirkungen zu tun, beim Amphibolit des Piz del Ras mit randlichen Einschmelzungen, während es sonst bei intensivster Beeinflussung höchstens zu randlicher Breccienbildung kommt (Piz Sursura Pitschen). Es ist von vorneherein nicht einzusehen, warum derselbe Orthogneis an nahe beieinander liegenden Lokalitäten derart verschieden auf die Amphibolite einwirkt. Die naheliegendste Annahme ist die, dass zur Zeit der Orthogneisintrusion die Amphibolite noch nicht so hochgradig metamorph waren wie heute, und dass die ursprünglichen Sedimente deshalb stärker beeinflusst wurden als die Gabbros. Ich neige deshalb zu der Ansicht, dass die Amphibolite der Scalettazone und des Piz del Ras sedimentären Ursprungs sind, dass diese Annahme zum mindesten nicht a priori von der Hand zu weisen ist. Absolut zwingende Argumente lassen sich allerdings dafür nicht anführen.

Das Resultat der Untersuchungen ist also folgendes: Für einige Amphibolitzonen konnte ihre Orthonatur sicher nachge-

wiesen werden (Piz Vadret — Piz Sursura — Val Sursura — Muots ova sparsa, Sassa Cotschna, P. 2566 in der hinteren Val Barlas-ch). Andere sind mit grosser Wahrscheinlichkeit eruptiv (Brail, Piz Sursura Pitschen). Bei anderen sprechen mehr Gründe für sedimentären Ursprung (Scalettazone, Piz del Ras). Bei den übrigen liessen sich weder für die eine noch die andere Auffassung Anhaltspunkte gewinnen.

c) Die Metamorphose der Amphibolite.

Weitaus die Mehrzahl der Amphibolite zeigen in ihrem Mineralbestand die Kombination: gemeine Hornblende (mit etwas Beimischung von Glaukophanmolekül) und Plagioklas, sind also Gleichgewichtsgesteine der Mesozone. Daneben treten aber auch Gesteine auf, die dieses Gleichgewicht nicht erreicht haben, und es lassen sich verschiedene Stadien der Metamorphose von Gabbrogesteinen erkennnen (siehe Tafeln III und IV). Bei den ursprünglich sedimentären Amphiboliten sind ältere Stadien der Metamorphose nicht mehr feststellbar; sie haben sich vollständig den mesozonalen Bedingungen angepasst.

Die ursprünglichsten Typen stellen die im Untersuchungsgebiet gefundenen Norite dar; sie zeigen erst beginnende Verdrängung des Pyroxens und Saussuritisierung des Plagioklases. Bei weiterem Fortschreiten der Metamorphose wird der Pyroxen vollständig durch Uralit ersetzt, der seinerseits weiter in Biotit und schliesslich zu Chlorit umgewandelt wird; der Olivin, soweit er vorhanden, gibt zu Pseudomorphosen von talkigen Aggregaten Anlass, was aber nicht so gut verfolgt werden kann; auch sind die talkartigen Mineralien nicht sicher bestimmbar. Bis dahin handelt es sich nur um Pseudomorphosenbildung, doch tritt bereits hie und da neugebildeter Granat als Reaktionsprodukt zwischen Plagioklas und den dunklen Gemengteilen auf. Diese Gesteine zeigen meist noch vollständig massige richtungslose Textur und die ursprüngliche Gabbrostruktur. Mit der Überhandnahme der konstruktiven Metamorphose beginnen sich Stresswirkungen bemerkbar zu machen. Die Pseudomorphosen nach den dunkeln Gemengteilen und der Saussurit werden zu Linsen und Zügen ausgezogen; gleichzeitig beginnt Neukristallisation. Die uralitische Hornblende und die andern Pseudomorphosen nach den dunklen Gemengteilen werden ersetzt durch ein mikrodiablastisches, oft myrmekitartiges Gewebe von Hornblende und Plagioklas. Der Saussurit bleibt in diesem Stadium meistens noch bestehen, kann aber in einzelnen Fällen zu einem feinen Pflaster frischen Plagioklases rekristallisieren. Charakteristisch ist das Auftreten von neugebilde-

tem Granat, der gern in perlschnurartigen Reihen auftritt und den Saussurit vollständig ersetzen kann. Diese Metamorphose kann zur Ausbildung von Eklogitamphiboliten führen, die als Gleichgewichtsgesteine unter katazonalen Verhältnissen angesprochen werden müssen. Zur Ausbildung von massigen Omphaciteklogiten ist es wahrscheinlich nicht gekommen; es konnte nirgends Neubildung, sondern nur Zerstörung von ursprünglichem Pyroxen beobachtet werden. Der Granat der Eklogitamphibolite zeigt bereits wieder beginnende Umwandlung, indem sich Kelyphiträndер um ihn herum bilden; im mikrodiablastischen Grundgewebe findet Sammelkristallisation statt, indem sich grössere aktinolithische Hornblendeindividuen daraus entwickeln, die es schliesslich vollständig aufzehren. Sie wandeln sich dann später in die gemeine grüne, etwas Na-haltige Hornblende um. Daneben findet Neubildung von Plagioklas statt, der aber saurer ist als der ursprüngliche Plagioklas der Gabbros. Ist der Granat noch vorhanden, so haben wir Granatamphibolite vor uns, im anderen Fall die gewöhnlichen granoblastischen Plagioklasamphibolite, die ein Gleichgewicht unter mesozonalen Bedingungen darstellen.

Vermutlich ist es aber im Verlaufe der Metamorphose nicht überall zur Ausbildung von Eklogitamphiboliten gekommen. In einigen Fällen tritt der neugebildete Granat stark zurück und als Endprodukt resultieren Gesteine, die zu 80 % aus grobdiablastischer aktinolithischer Hornblende bestehen. Es dürfte sich dabei hauptsächlich um plagioklasarme ursprünglich peridotitische Gesteine handeln.

Der oben beschriebene Gang der Umwandlung konnte im Untersuchungsgebiet an verschiedenen Stellen beobachtet werden; sicher ist die Metamorphose aber nicht überall so vor sich gegangen, und ich möchte ihn deshalb nicht verallgemeinern. Es lässt sich auch auf diesem relativ eng begrenzten Gebiet kein Schema aufstellen. Die Metamorphose kann sehr verschiedene Wege einschlagen, die aber infolge des vereinzelten Auftretens solcher Gesteine nicht mehr verfolgt werden können. Auch spielen ja Chemismus, ursprünglicher Mineralbestand und Struktur eine grosse Rolle. Immerhin scheint der oben beschriebene Gang der Metamorphose am verbreitetsten zu sein, aber auch er kann nur als allgemeiner Grundplan gewertet werden; im Detail können Abweichungen auftreten, besonders können einzelne Vorgänge relativ zu den anderen in einem früheren oder späteren Zeitpunkt auftreten. Ähnliche Umwandlungserscheinungen haben übrigens E. Düll (**15**) in seiner Arbeit über die Eklogite des

Münchberger Gneisgebietes und LAURA HEZNER (**51**) von den Oetztaler Eklogiten beschrieben.

In einem letzten Stadium suchen sich die Amphibolite den Bedingungen der Epizone anzupassen. Hierher gehören hauptsächlich die Bildung von Epidot und Chlorit aus Hornblende und die alpinen Kluftfüllungen.

Eine auffallende Erscheinung ist die Tatsache, dass im Gegensatz zu den äusserst homogenen Paragneisen in den Amphibolitzügen Gesteine nebeneinander vorkommen, die einen sehr verschieden weiten Weg in der Metamorphose zurückgelegt haben, dass fast unveränderte Norite neben mesozonal vollständig umkristallisierten Plagioklasamphiboliten gefunden werden. Es ist dies ja bei basischen Eruptiva eine häufige Erscheinung und tritt z. B. auch bei den Ophioliten der penninischen Decken im Wallis auf, wo unveränderte Gabbros neben Eklogiten, Amphiboliten und Grünschiefern gefunden werden. KÜNDIG hat in seiner Arbeit über „Selektive Metamorphose" (**58**) auf diese Erscheinungen aufmerksam gemacht und betont, dass die Art der Metamorphose weitgehend von Chemismus, Mineralbestand, Struktur, Textur und Lagerungsform der Gesteinskörper abhängt. Bei solchen Linsen und kleinen Stöcken basischer Eruptivgesteine bilden sich bei der tektonischen Beanspruchung Gleitflächenscharen, längs deren die Metamorphose viel intensiver ist und in denen es sogar zur Ausbildung epizonaler Gesteine kommen kann, während lokal kleine Kerne unveränderten Gesteins erhalten bleiben können, weil sie sich im Druckschatten solcher Gleitflächenscharen befinden. Die Erscheinung kann nur durch starke lokale Unterschiede des gerichteten Drucks erklärt werden. Die primäre Ursache für diese Druckunterschiede ist vielleicht in Verschiedenheit des Mineralbestandes und der Struktur zu suchen. Es scheint, dass hauptsächlich die basischeren Gesteine, Peridotite und Norite, erhalten geblieben sind, deren Hauptkomponenten, Pyroxen und Olivin, an und für sich geringe Tendenz zur Bildung von Translationsebenen besitzen und die deshalb ablenkend auf den Druck gewirkt haben. Gut erhaltene Gabbros sensu strictiori sind keine mehr vorhanden.

ESKOLA hält die Eklogite Norwegens z. T. als primäre in grosser Tiefe erstarrte Eruptivgesteine, GRUBENMANN fasst sie als katazonal umgewandelte Tiefengesteine auf. Im vorliegenden Falle glaube ich eher, dass die Eklogitamphibolite als metamorphe Produkte von basischen Eruptivgesteinen betrachtet werden müssen, da sie Einwirkun-

gen von Stress zeigen und da beobachtet werden konnte, dass die Metamorphose in gewissen Fällen auf die Bildung von Eklogitamphiboliten hin tendiert. Eklogite im eigentlichen Sinne wurden ja auch nicht gefunden und sind wahrscheinlich nie gebildet worden. Die Eklogitamphibolite scheinen aber auch gegenüber den Wirkungen der Dynamometamorphose eine gewisse Widerstandskraft zu besitzen, so dass sie ebenfalls häufig noch als Linsen erhalten blieben. Ob es sich bei den Eklogitamphiboliten um Produkte der Katametamorphose handelt, ist eine andere Frage.

Die als ursprünglich sedimentär gedeuteten Amphibolite werden von der Metamorphose viel gleichmässiger erfasst. Das ist z. B. der Fall bei den Amphiboliten der Scalettazone und des Piz del Ras, bei denen ja auch noch andere Argumente für sedimentäre Herkunft namhaft gemacht wurden.

Im allgemeinen besitzen die Amphibolite jetzt den Charakter von mesozonalen Gleichgewichtsgesteinen mit eingelagerten kleinen Relikten von alten Orthogesteinen, die von der Metamorphose nicht oder nur teilweise überwältigt worden sind.

d) Das Alter der Amphibolite.

Eine genaue Altersbestimmung der Amphibolite wie ja auch der anderen Gesteine aus dem Grialetschgebiet ist naturgemäss nicht mehr möglich. Einzig eine obere Grenze lässt sich feststellen. Die Intrusion der Orthogneise hat im Verlauf, vielleicht gleich zu Beginn der hercynischen Gebirgsbildung, stattgefunden. Die intrudierten Gesteine, also auch die Amphibolite, sind deshalb sicher vorhercynische Bildungen. Für die Orthoamphibolite lässt sich noch eine relative untere Grenze angeben; sie sind jünger als die Paragneise, in die sie eingedrungen sind. Die Paraamphibolite wären gleich alt wie die Paragneise. Das Studium der Kontakterscheinungen führt zu dem Resultat, dass die Amphibolite zur Zeit der Orthogneisintrusion bereits als metamorphe Gesteine vorgelegen haben müssen, wenn sie vielleicht auch noch nicht so hochgradig metamorph waren wie heute. Die Dislokationsmetamorphose kann durch eine Frühphase der hercynischen Faltung bewirkt worden sein, vermutlich ist sie aber älter und dürfte bereits der kaledonischen oder einer noch älteren Gebirgsbildung zuzuschreiben sein. Dass wir es mit polymetamorphen Gesteinen zu tun haben, darauf deuten die alten Grundgebirgstexturen, die in den Amphiboliten der Val Sursura gefunden wurden. Es ist möglich, dass die eruptiven Amphibolite der Silvrettadecke die ophiolithische Phase einer alten Gebirgsbildung repräsentieren.

V. KRISTALLINE KALKE UND DOLOMITE

Im Untersuchungsgebiet wurden nur an einer Stelle anstehende Karbonatgesteine gefunden, nämlich bei Munt westlich von Zernez. Es handelt sich um zwei etwa 200 m voneinander entfernte Linsen, die aber vielleicht nur durch Erosion voneinander getrennt sind. Die Paragneise, mit denen sie in Kontakt stehen, fallen hier etwas steiler als der Hang gegen W ein und die gelben Dolomite ragen riffartig aus der Alpweide heraus und fallen schon von weitem auf. Sie erheben sich bis etwa 2 m über den Boden und sind durch Erosion in einzelne isolierte Säulen und Klötze zerlegt. Sie besitzen dasselbe Einfallen wie die Paragneise. Es waren ursprünglich linsenförmige Einlagerungen, infolge der erosiven Entfernung des Daches liegen sie jetzt an der Oberfläche. Die Bankung kommt durch einen lagenförmigen Wechsel von grob- und feinspätigen Varietäten zustande. Eine Lage ist besonders grobspätig entwickelt, die einzelnen Individuen erreichen Grössen von 2 cm.

Es handelt sich hier um einen Dolomit; eine Probe aus der grobspätigen Bank besitzt auch einen gewissen Fe-Gehalt, es dürfte also Siderit oder Breunerit beigemengt sein. Einzelne Proben bestehen vollständig aus Dolomit, andere führen Quarz (bis 10 %) in Zwickeln. Als Nebengemengteil findet sich immer etwas Apatit.

Im westlichen Aufschluss von Munt sind dem Dolomit kleine rötlichgraue Linsen eingelagert. Sie fühlen sich fettig an und sind auf Klüften teilweise von Asbest oder Chloritaggregaten überzogen. Sie werden zur Hauptsache aufgebaut von Chlorit (30 %) und einem serpentinartigen Mineral in feinfaserigem Gewirr. Der Chlorit ist bestäubt und besitzt starken Pleochroismus; er ist unter Erzabscheidung aus Biotit entstanden. Biotit lässt sich hie und da noch erkennen. Nebengemengteile sind Quarz, Erz, amorphe Substanz und reichlich Apatit, der an einzelnen Stellen zu Klumpen zusammengeballt ist.

Bis jetzt waren aus der Silvretta zwei Vorkommen von Karbonatgesteinen bekannt; das eine vom N-Abhang des Piz Mezdi bei Lavin ist schon auf der alten THEOBALDschen Karte angegeben (**105, 109**), das andere bei Sulsana wurde von A. SENN (**97**) aufgefunden. Ausserhalb des Untersuchungsgebietes traf ich noch zwei weitere kleine Vorkommen, das eine in den Felsen von „Ils mots nüds" in der Val Saglains, das andere auf dem N-Grat des Piz Murtèra. Im Untersuchungsgebiet fand sich im Sattel zwischen Piz Vadret und Piz Puntota im Schutt ein versintertes Stück eines kristallinen Kalkes; es muss dort irgendwo aus dem Orthogneis

stammen. Es sind somit aus der Silvretta bis jetzt fünf Fundstellen von anstehenden Karbonatgesteinen bekannt. Auch aus den Ötztaler Alpen werden solche beschrieben.

Das Vorkommen vom Piz Murtèra in den Flesserbergen ist eine kleine Linse (ca. ½ m mächtig), eingeschaltet zwischen Orthogneise und Injektionsgneise. Es besteht zu 99 % aus Calcit, der Rest ist Biotit und Apatit. Es besitzt kleine Einschlüsse von Amphibolit, deren vorherrschender Gemengteil Hornblende ist (90 %). Sie tritt in zwei Generationen auf: als grobstengelige Porphyroblasten und als feinstrahliges Grundgewebe. Pleochroismus lässt sich nur am Rande beobachten. Sie scheint in Ausbleichung begriffen zu sein und wird teilweise von Calcit, teilweise durch talkige Massen verdrängt. Ausserdem treten zoisitische Aggregate und Titanit auf.

Das Vorkommen von Ils mots nüds ist ein reiner Kalk; der Dünnschliff zeigt als einzigen Gemengteil Calcit.

Der Kalk von Sulsana und derjenige des Piz Murtèra sind in Orthogneise eingelagert, der Dolomit von Munt im Paragneis, der Kalk von Ils mots nüds bildet Linsen in Amphibolit, die perlschnurartig einer Schichtfläche entlang auftreten. Besonders wichtig sind die Fundstellen in Amphiboliten. Die Karbonatgesteine dürften dann für sedimentäre Herkunft derselben sprechen. Man könnte allerdings auch annehmen, dass sie tektonisch hineingeraten sind, das ist aber nicht wahrscheinlich. Die Amphibolit- und Serpentinlinsen stellen vermutlich mergelige oder dolomitische Lagen dar.

VI. DIABASE

Diabasgänge sind in der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe sehr häufig; sie sind die jüngsten Bildungen und durchbrechen sämtliche anderen Gesteine diskordant. Häufungsstellen sind die Umgebung von Piz Vadret-Fops und die Gegend westlich von Zernez. Die Diabase der gesamten Silvretta wurden von P. Bearth[1]) bearbeitet, es soll hier deshalb nicht näher darauf eingegangen werden.

Geologischer Teil

I. TEKTONIK

Die Gesteine der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe bilden einen Teil des Silvrettakristallins, gehören also zur obersten ostalpinen

[1]) P. Bearth: Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. **XII**, 147. 1932.

Decke der Schweizer Alpen. Die tektonische Stellung der Silvrettadecke ist durch die Untersuchungen von F. ZYNDEL, R. STAUB und den Geologen der Bernerschule klargelegt worden. Ein abschliessendes Bild unserer jetzigen Anschauungen gibt R. STAUB im „Bau der Alpen" (**94**). Es sei hier darauf verwiesen.

Die Silvrettadecke stellt eine mächtige Schubmasse dar, die en bloc über die unterliegenden Decken hinweggeschoben wurde und dieselben weitgehend ausgewalzt und nach N verfrachtet hat (Aroser Schuppenzone, Rhätikon). Die Unterlage im W bildet die mittelostalpine Campodecke und zwar die untere Abspaltung derselben, die Ortlerzone. Vom W-Rand des Unterengadinerfensters gegen E fehlt sie als Zwischendecke, die Silvrettadecke liegt direkt auf unterostalpinen Elementen. Die Campodecke bleibt zurück und bildet die mächtige Front der Unterengadiner Dolomiten.

Von den ursprünglichen Sedimenten sind nur noch Relikte auf dem hercynischen kristallinen Sockel erhalten; grosse Massen finden sich dagegen in den Stirnteilen der Decke angehäuft. Nach STAUB ist in einer Spätphase der Alpenfaltung der Rumpfteil der Silvrettamasse über die Stirnteile überschoben worden (Ötztalerdecke), wodurch die Sedimente von der kristallinen Unterlage abgeschert und nach N verfrachtet wurden. Inwieweit überhaupt die ursprünglichen Sedimente bei der Alpenfaltung noch vorhanden waren, lässt sich allerdings nicht mehr entscheiden.

Die gewaltigen alpinen Deckenschübe haben je nach der Tiefe, in der sie gewirkt haben, das verfrachtete Gesteinsmaterial mehr oder weniger stark umgeprägt und alte, hercynische Strukturen, wo sie vorhanden waren, mit zunehmender Tiefe der Decken verwischt. Wir haben uns deshalb Rechenschaft darüber zu geben, inwieweit das hercynisch geformte Silvrettakristallin von der alpinen Orogenese beeinflusst wurde. Die Meinungen dürften hier recht weit auseinander gehen. Nach meinem Dafürhalten hat die en bloc überschobene Masse, entsprechend ihrer obersten Stellung im Deckengebäude, nur geringe alpine Beeinflussung erfahren.

Sicher alpin sind kleine Ruschelzonen, die im Kristallin verstreut auftreten. Solche finden sich zum Beispiel auf dem Hauptgrat der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe von Piz Sursura bis Piz Murtèrchömber, sie dürften vielleicht mit der Abscherung der Sedimente im Zusammenhang stehen. Ferner treten Überschiebungen kleineren Ausmasses auf, die während der Alpenfaltung entstanden sind. Eine solche wurde von STRECKEISEN am Flüela-Schwarzhorn gefunden; sie ist das ausklingende Ende der Ducanscherfläche. Auch im Unter-

suchungsgebiet treten solche auf, z. B. am Piz Arpschella. Es handelt sich aber nur um lokale Bewegungen.

In etwas grösserem Ausmass ist die Wirkung des alpinen Deckenschubes nur in der Basisregion der Silvrettadecke bemerkbar. Hier ist es zur Ausbildung von Kataklase gekommen. Sie ist schon von blossem Auge bemerkbar; die mikroskopische Untersuchung zeigt typische Mörtelbildung und Auswalzung der Glimmer. Die Kataklase erstreckt sich im basalen Orthogneiskomplex auf eine Mächtigkeit von etwa 500 m. Diese kataklastische Zone lässt sich von Cinuskel im Inntal bis ins Keschgebiet verfolgen.

Zur Ausbildung konstruktiver Dislokationsmetamorphose genügte der Belastungsdruck in dieser obersten Decke nicht. Das beweisen z. B. die Diabase, die, trotzdem sie voralpinen Alters sind, meist vollständig massig und nur selten etwas geschiefert sind. Ebenso zeigen die Sedimente der Ducangruppe keine oder nur sehr geringe Metamorphose. Ob es bei der alpinen Faltung auch noch zu Zusammenstauchungen der hercynischen Schichtpakete kam, wie z. B. STAUB (**96**) für den Scalettafächer annimmt, ist eine Frage, die sich kaum entscheiden lassen wird. Es ist ja vielleicht möglich, dass bei lange andauerndem Druck sich die Schichten gegeneinander verschieben können, ohne dass Umkristallisation oder Mylonitisierung eintritt, sofern sie überhaupt irgendwohin ausweichen können. Für die Bildung des „Scalettafächers" dürfte der alpine Staub nur in geringem Masse verantwortlich sein. Es handelt sich übrigens auch gar nicht um einen eigentlichen Fächer; die Schichten fallen im ganzen Scalettagebiet generell gegen N, nur in der Gegend der Passhöhe tritt lokale Saigerstellung ein. Im grossen und ganzen scheint das Silvrettakristallin die alten hercynischen Züge ziemlich vollständig bewahrt zu haben. Weitere Anhaltspunkte für den Einfluss der Alpenfaltung ergeben sich vielleicht bei der Untersuchung der Nunagruppe, des tektonisch wichtigsten Teiles des Silvrettakristallins.

Am E-Ende des Engadinerfensters, bei Prutz und im Pitztal, lässt sich beobachten, dass die Ötztaler Masse auf die Silvretta überschoben ist. Längs der Überschiebungsfläche finden sich eingeklemmte Fetzen von Dolomit. Am E-Ende des Fensters, bei Guarda, treten auch einige Dolomitlinsen im Kristallin auf und R. STAUB (**96**) nimmt an, es sei dies die Fortsetzung der Ötztaler Überschiebung, und er spricht die Vermutung aus, die Linie lasse sich vielleicht in Form einer Mylonitzone bis ins Seehorn nach Davos verfolgen. Er stellt auf seiner tektonischen Karte der Alpen die Masse des Piz Kesch - Piz Vadret - Piz Nuna als Ötztalerdecke der eigentlichen

Silvretta gegenüber. Das ganze Gebirge wäre auf das nördliche Kristallin überschoben. Die tektonische Linie geht zwar nicht durch das Untersuchungsgebiet, aber STRECKEISEN konnte bei der Kartierung der Flüelagruppe keine solche Linie finden; ebensowenig ist mir das bei der Fortsetzung der Aufnahmen in den Flesserbergen gelungen. Es ist deshalb viel naheliegender, das gesamte schweizerische Silvrettakristallin einer einzigen Decke zuzuordnen. Zur Ötztaler Masse gehören nur die kristallinen Gesteine östlich der Schlinigüberschiebung und die Klippen von Rims, Chazforà etc. Die Überschiebung verliefe dann wie im E in der Fortsetzung der Schwelle des Engadinerfensters. Bei den Dolomiten bei Guarda dürfte es sich um Schürflinge handeln, die bei der Überschiebung der Silvretta über die Unterengadiner Kulmination von dort losgerissen worden sind.

Im allgemeinen ergibt sich, dass die Alpenüberschiebung nur zur Ausbildung von Kataklase und lokalen Überschiebungen geführt hat; die Innenstrukturen des Silvrettakristallins haben ihr hercynisches Gepräge bewahrt.

Betrachtet man das geologische Bild der bis jetzt untersuchten schweizerischen Silvretta (von W-Rand bis Vereinatal-Val Saglains) (vgl. P. BEARTH: Diabasgänge der Silvretta, Taf. I. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., Bd. XII), so ergibt sich in grossen Zügen folgendes Bild. Der nördliche Teil bis zur Linie Süs-Jöriseen-Tschuggen-Davos wird eingenommen von einer mächtigen Zone von Paragneisen und Amphiboliten. Sie umfasst die Gorizone, die Pischazone und die Linardzone STRECKEISENS. Darin eingeschaltet ist der Mönchalpgranit. Sie streicht im grossen und ganzen WNW—ESE und verengert sich gegen die Nunagruppe hin. Das Einfallen ist konstant 40—50° gegen S und SSW.

Südlich dieser Linie haben wir eine mächtige Orthogneismasse vor uns, darin eingelagert einen S-förmig gebogenen Zug von Paragneisen und Amphiboliten. Dadurch wird die Intrusionsmasse in zwei Teile zerlegt, nämlich das Flüelamassiv und das Keschmassiv. Der S-förmig eingelagerte Schieferzug ist nicht einheitlich, sondern es beteiligen sich daran mehrere kleinere Zonen, die einander z. T. gegenseitig ablösen. Die Zone setzt im NE im Flüela-Schwarzhorn ein und streicht über das Sattelhorn ins Kühalptal. Dort biegt sie sehr wahrscheinlich nach S um, doch ist der direkte Zusammenhang unter Schutt verborgen. Nach der Umbiegung zieht sie wieder gegen NE über das Kühalphorn und den Scalettapass nach Murtèrchömber und streicht hier als Mulde in die Luft hinaus, wird aber im Streichen abgelöst von der amphibolitischen Zone des Piz Vadret-Sursura. Diese

biegt, schön sichtbar nördlich von Zernez, nach S und SW um und findet ihr Ende im Amphibolitkeil von Tantervals.

Im Gegensatz zu der Pischa-Linardzone hat hier eine weitgehende magmatische Durchtränkung der Paragneise durch den Orthogneis stattgefunden; unverändert sind eigentlich nur noch die Amphibolite übriggeblieben; die Paragneise sind entweder vollständig aufgeschmolzen oder zu Injektionsgneisen und Knotengneisen umgewandelt worden. Die ganze Zone liegt eben muldenförmig in einer mächtigen Intrusionsmasse eingebettet. Die Pischazone hingegen hat nur wenige kleine Orthogneis- und Mischgneislinsen eingeschaltet; die grösste davon ist der Mönchalpgranit. Im Grossen wirkt sie aber mit der Linard- und Gorizone zusammen wie ein kompakter bis 5 km mächtiger einheitlicher Zug von Paragneisen und Amphiboliten, der sich über etwa 30 km hin mit ziemlich gleichmässigem Streichen und Fallen verfolgen lässt. Er bildet die Südabdachung des Silvrettagewölbes von THEOBALD.

Die südliche Orthogneiszone mit dem S-förmigen Sedimentgneis- und Amphibolitzug würde dem Scalettafächer THEOBALDS entsprechen. Der Fächer ist allerdings stark asymmetrisch gebaut. Die Schichten fallen generell nach N, nur am Scalettapass tritt lokales S-Fallen ein. Immerhin lässt sich vom Engadin gegen NW ein Steilerwerden beobachten; am Hauptgrat, vom Piz Vadret zum Piz Sursura, stehen die Schichten senkrecht, weiter nördlich fallen sie aber wieder gegen N. Ganz im N, in der Gegend von Frauenkirch, ändern sich dann die Verhältnisse. Der Orthogneis trägt hier eine flach nach W fallende Platte von Paragneis.

Wie schon THEOBALD (**108**) beobachtet hat, haben wir also eine deutliche Zweiteilung der Silvretta vor uns. Die Streichrichtung im nördlichen „Silvrettagewölbe" verläuft NW-SE, im südlichen „Scalettafächer" SW-NE, so dass alle Zonen von der Vereina bis nach Brail gegen E konvergieren und in die Nunagruppe hineinstreichen. Dort ist eine Trennung dieser beiden grossen Einheiten nicht mehr vorhanden.

Die nördliche Pischa-Linardzone besitzt einen gleichmässigen und ruhigen Charakter; Streichen und Fallen sind ziemlich konstant und es finden sich nur wenig Orthoeinschaltungen. Anders dagegen im S. Hier haben wir eine grosse Intrusion vor uns und Hand in Hand damit eine starke Zusammenstauchung der Para- und Amphibolitzonen. Beide Vorgänge dürften gleichzeitig sein. Der südliche Teil scheint bei der hercynischen Gebirgsbildung viel stärker in Mitleidenschaft gezogen worden zu sein und in kausalem Zusam-

menhang damit dürfte die Orthogneisintrusion stehen; sie hat an der tektonisch am stärksten beanspruchten Stelle stattgefunden und ist vermutlich durch die gleichen Ursachen ausgelöst worden, die die starke Verbiegung der Paragneis- und Amphibolitzonen bewirkt haben.

Die S-förmig gebogene Scalettazone s. l. ist wahrscheinlich vor der hercynischen Faltung der Pischa-Linardzone parallel gegangen; abgewickelt würde sie auch etwa dieselbe Längserstreckung besitzen. Sie wurde dann von einem tangentialen Zusammenschub betroffen, der schief gegen den Zonenbau gerichtet war und sie zu einer im horizontalen Schnitt S-förmigen Falte zusammenschob, während die Pischa-Linardzone nicht oder nur wenig dadurch beeinflusst wurde. Es ist also eine disharmonische Faltung grossen Stils. Gleichzeitig wurde in dieser tektonisch stark beanspruchten Stelle Magma emporgepresst, das die Paragneise weitgehend aufschmolz und injizierte, währenddem in die Pischa-Linardzone nur lokale Apophysen eingedrungen sind, abgesehen vom Mönchalpgranit, für den aber STRECKEISEN ein anderes Alter annimmt als für die Orthogneise. Inwieweit noch nach der Intrusion sich späthercynische Vorgänge abgespielt haben, lässt sich nicht mehr sicher erkennen. Immerhin müssen solche angenommen werden, da der Orthogneis von Arpschella scheinbar Muldenform besitzt und teilweise von Amphiboliten unterlagert wird.

Vorausgesetzt, dass das Silvrettakristallin noch die gleiche relative Lage besitzt wie vor der Alpenüberschiebung, so hätten wir es mit einem Schub aus SE zu tun. Das würde mit der alpinen Schubrichtung übereinstimmen (Dolomitenfront). Nach den Ausführungen über die alpine Metamorphose im vorigen Kapitel darf aber nicht die alpine Faltung für die Zusammenstauchung verantwortlich gemacht werden. Die ganze Tektonik ist hercynisch. Vermutlich hat ja auch die hercynische Faltung im selben Sinne gewirkt wie die alpine und es ist wahrscheinlich kein Zufall, dass hier hercynische und alpine Streichrichtung zusammenfallen. Die Pischa-Linard-Zone scheint ältere Züge bewahrt zu haben, vielleicht noch von der kaledonischen Faltung her.

Alpin ist dann allerdings noch der „Nordschenkel" der Scalettazone auf eine kleine Strecke überschoben worden, aber nur deshalb, weil diese Kontaktfläche späteren tektonischen Beanspruchungen am leichtesten nachgab.

Durch die Flüela-Scaletta-Mulde wird die ganze Intrusionsmasse zweigeteilt in das Flüela- und das Keschmassiv. Das Flüelamassiv

setzt sich gegen W nach Monstein, gegen E über Arpschella in die Nunagruppe fort. Das Keschmassiv keilt gegen E zwischen Amphiboliten und Paragneisen aus und nur ein schmaler Zug streicht bei Zernez in den Munt Baselgia hinüber. Dass die Orthogneise im W (Piz Kesch) dominieren, erklärt sich daraus, dass hier die Decke axial in die Luft hinausstreicht, dass also hier die tieferen Partien entblösst sind.

In der Nunagruppe scheint auch die Pischa-Linardzone vom Zusammenschub überwältigt worden zu sein, sofern die SPITZ'sche Ansicht einer Kniefalte stimmt (**86**). Die Streichrichtung ist hier die gleiche wie bei der südlichen Masse. Wie weit allerdings hier alpine Einflüsse im Spiel waren, lässt sich noch nicht beurteilen.

Eine Sonderstellung nimmt der Amphibolit des Piz del Ras ein. Er schaltet sich im E zwischen Pischa- und südliche Orthogneiszone ein. Sein E-W gerichtetes Streichen stimmt mit demjenigen der nördlichen Paragneise und Amphibolite überein, er dürfte also tektonisch dorthin zu stellen sein. Er begleitet aber dieselben nur ein kurzes Stück und keilt an der Flüelastrasse zwischen Val Grialetsch und Val Fless aus. Der mächtige Amphibolit von Brail im S macht die Umbiegung der Scalettazone ebenfalls nicht mit, sondern überquert zwischen Brail und Zernez den Inn.

Nordöstlich der Pischa-Linardzone, in der eigentlichen Silvrettagruppe scheinen nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen (THEOBALD, BLUMENTHAL, STRECKEISEN) die Orthogneise wieder überhand zu nehmen, auch finden sich dort wieder ausgedehnte Injektionszonen (Vereinazone z. B.). Es scheint sich dort als Gegengewicht gegen die südliche eine zweite grosse Intrusionszone zu befinden.

Die Grialetsch - Vadret - Sursura - Gruppe bildet einen Ausschnitt aus dem grossen Flüela-Kesch-Massiv (siehe Taf. I und II). Nur ganz im N, an der Flüelastrasse bei Süs, wird sie noch von den nördlichen Paragneisen und Amphiboliten tangiert, nämlich von der Gorizone STRECKEISENS. Den überwiegenden Anteil haben die südlichen Orthogneise; der Orthogneis von Arpschella als Ausläufer des Flüelamassivs, derjenige von Muntischè als Fortsetzung der Keschmasse. Von der grossen S-förmigen Amphibolit- und Parazone beteiligt sich die südliche Hälfte daran und bildet die halbkreisförmige Biegung nördlich von Zernez. Die südliche Begrenzung bildet meistenteils der Amphibolitzug von Brail. Der ganze Zonenbau wird südöstlich vom Inn etwas schief von der Front der Unterengadiner Dolomiten abgeschnitten.

II. GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER GRIALETSCH-VADRET-SURSURA-GRUPPE

Siehe Tafeln I und II

Der nördlichste Zipfel des Gebietes bei Süs wird eingenommen von einer Serie von Paragneisen und Amphiboliten. Es ist die Fortsetzung der Gorizone STRECKEISENS. Sie überschreitet beim Ausgang der Val Fless die Susasca, streicht W-E der Flüelastrasse entlang und quert bei Süs den Inn. Sie fällt mit 45° gegen S und bildet die steilen N-Hänge des Piz del Ras. Ihre westliche Fortsetzung findet sie über Val Fless und Rosstälispitz ins Gorihorn. Die Amphibolitbänder keilen jenseits des Flüelatales am Baslerkopf-Bühlenberg aus. Sie ist die Amphibolit führende Randpartie der Pischazone und bildet die äusserste südliche Abdachung des Silvrettagewölbes. Östlich von Süs streicht sie in die Basis des Piz d'Arpiglias.

Durch ein Orthogneisband von ihr getrennt, folgt südlich davon der Amphibolit des Piz del Ras. Es ist ein Quarz-Biotit-Amphibolit; er weicht in seinem Charakter von den anderen ab. Seine maximale Mächtigkeit beträgt 1 km. Er baut den schön geformten Piz del Ras auf, den nördlichsten Dreitausender des Untersuchungsgebietes. An der S-Seite (Guvgiolas, Sassella), wo er in direktem Kontakt mit dem Orthogneis von Arpschella steht, ist er randlich aufgeschmolzen. Er führt, besonders in der Gipfelpartie, Einschaltungen von Tonerdesilikatgneisen. Das Einfallen beträgt im Durchschnitt 60° S, Streichen E-W. Am Abhang gegen das Engadin legt er sich nach unten flacher (bis 35°) und unterlagert z. T. die Orthogneismulde von Arpschella. Er kann aber nicht unter dem Orthogneis mit den Amphiboliten des God del Brüt zusammenhängen, da die letzteren im Engadin scharf nach S umbiegen; sie müssen irgendwie diskordant gegeneinander abschneiden. Gegen das Engadin zu verschmälert er sich, lässt sich aber bis nach Macun hinein verfolgen. Im W hört er an den Hängen oberhalb der Flüelastrasse bei Ils Grips plötzlich auf; er verfingert sich unter Einschaltung von Paragneisen mit den Orthogneisen des Flüelamassivs. Die Verzahnungszone ist bei der oberen Lawinengalerie an der Flüelastrasse gut aufgeschlossen. Dieses plötzliche Aufhören ist vielleicht durch starkes axiales Ansteigen gegen NW bedingt. Sehr starkes Axialgefälle lässt sich hie und da beobachten, z. B. bei der Synklinale von Murtèrchömber. Tektonisch bildet er ein Zwischenglied zwischen der Pischa-Linardzone und dem Flüela-Keschmassiv. Er macht die Umbiegung bei Zernez nicht mit und besitzt die Streichrichtung der Pischazone, ist also vermutlich dorthin zu stellen; er zeigt aber ziem-

lich starke magmatische Beeinflussung, im Gegensatz zur Pischazone. Der Amphibolit des Piz del Ras dürfte als sedimentärer Amphibolit zu betrachten sein.

Anschliessend folgt im Süden die Orthogneismasse von Arpschella. Sie bildet die östliche Fortsetzung des Flüelamassivs. Es beteiligen sich daran aplitisch-pegmatitische Gneise und grobflaserige Augengneise, die letzteren besonders in der Gegend des Piz d'Imez und um Plan Bunalova. In dieser Orthogneismasse treffen die beiden Hauptstreichrichtungen der Silvretta zusammen, nämlich die WNW-Richtung der Pischa-Linardzone und die SW-Richtung der Keschmasse. Sie verschmälert sich gegen E und streicht über das Inntal zum Piz d'Arpiglias hinauf. Gegen W teilt sie sich in zwei Arme, der eine streicht über Val Grialetsch zum Flüelapass, der andere über den Piz d'Imez in den Sockel des Piz Sursura-Pitschen (siehe Fig. 4) und hängt über P. 2847 und Fuorcla Valorgia mit der Keschmasse zusammen. Die Trennung wird durch die Mulde von Murtèrchömber bewirkt, die vom Piz Murtèrchömber über den Orthogneis gegen NE in die Luft hinausstreicht. Auf der Engadinerseite besitzt der Orthogneis deutlich muldenförmige Lagerung und wird teilweise vom Amphibolit des Piz del Ras unterteuft. Diese Lagerungsform weist auf tektonische Bewegungen nach der Orthogneisintrusion hin. Sie ist wahrscheinlich durch Anpressen, vielleicht durch Unterschieben der Scalettazone s. l. entstanden.

Weiter südlich kommen wir in den Bereich der S-förmig gekrümmten Faltenzone, die die Zweiteilung der grossen Orthogneismasse der südlichen Silvretta bewirkt. Ein Teil des Mittelstückes der S.-Falte wird repräsentiert durch die Scalettazone s. str., die im W die nördliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes bildet. Sie wird aufgebaut von Amphiboliten und Paragneisen in Wechsellagerung, wobei partienweise die ersteren oder die letzteren überwiegen können. Sie tritt am Scalettapass zwischen Alp Fontauna und Dürrboden ins Untersuchungsgebiet, streicht über Piz Grialetsch und Grialetschpass in die NW-Gräte des Piz Sursura-Pitschen und hebt sich als flache Mulde am Piz Murtèrchömber über den Orthogneis in die Luft hinaus. Das Fallen ist allgemein gegen N gerichtet und schwankt um 60° herum, am Scalettahorn und an der Scalettapasshöhe tritt lokale Steilstellung und Überkippung ein. Sie bildet den Scalettafächer THEOBALDS; dieser ist aber stark asymmetrisch gebaut. Etwas unterhalb der Scalettapasshöhe ist das Fallen bereits wieder N gerichtet.

Die ganze Zone zeigt weitgehende magmatische Beeinflussung, besonders schön auf der Scalettapasshöhe und westlich davon. Es finden sich reichlich Knotengneise, Lagen- und Adergneise, teilweise mit Turmalin und Andalusit; die Amphibolite sind z. T. zu Knotenamphiboliten und Biotitamphiboliten geworden und führen Einlagerungen von Tonerdesilikatgneisen und Muskowitgneisen. Für die ganze Zone wird sedimentäre Entstehung angenommen. Tektonisch bildet sie eine komplex gebaute Mulde im Orthogneis. Das ist besonders gut im NE zu sehen, wo sie stark axial ansteigt und in die Luft hinausstreicht. Eine kleinere Mulde, vermutlich eine Teilsynklinale, ist in der Amphibolitwand nördlich von P. 2844 zu sehen. Die Umbiegung ist sehr scharf, die beiden Schenkel fallen weiter oben in der Wand vollständig konkordant und auf dem Grat ist von der Mulde nichts mehr zu sehen. Wahrscheinlich war ursprünglich die ganze Zone aus solchen Teilantiklinalen und -synklinalen aufgebaut, die aber durch den in die Antiklinalen eindringenden Orthogneis zerstört wurden. Durch die starke seitliche Zusammenpressung im Verein mit der Orthogneisintrusion sind sie zu einem isoklinalen Schichtpaket geworden. Weitere kleine Mulden dürfen wahrscheinlich in der Tiefe noch vorausgesetzt werden. Wir haben also nicht nur eine sedimentäre Wechsellagerung, sondern auch eine tektonische Wiederholung der Zonen vor uns. Der südliche Teil der Zone verfingert sich in den Karen östlich von Ils Crauws am Scalettapass mit Orthogneisen, und wird von ihnen teilweise aufgeschmolzen und injiziert. Die einzelnen Lamellen keilen westlich vom Valorgiagletscher bereits aus. Es ist dies eine der schönsten Mischzonen im Gebiet. Auch anderswo sind an einigen Stellen schmale Orthogneisbänder eingedrungen, so z. B. am Grialetschpass.

Die Zone setzt sich westlich über Kühalphorn und Augstenhörnli zur Bergüner Furka fort, biegt sehr wahrscheinlich im Kühalptal halbkreisförmig um und streicht gegen NE zurück ins Flüela-Schwarzhorn, wo sie diskordant vom Orthogneis abgeschnitten wird. Nach mündlichen Mitteilungen von P. BEARTH besitzt sie auch in der Gegend des Augstenhörnli sehr unruhigen Charakter mit sichtbaren kleinen, z. T. liegenden Mulden. Die Kernpartie der Umbiegung im Gebiet des Radüner Rothorns ist vom Orthogneis durchbrochen und aufgeschmolzen worden; es ist dies die Radüner Injektionszone STRECKEISENS. Das Gegenstück in der südlichen Umbiegung ist die Mischzone der hinteren Val Barlas-ch.

Südlich anschliessend folgt der Orthogneis von Grialetsch. Er tritt bei der Alp Fontauna als schmaler Zug (200 m

mächtig) ins Untersuchungsgebiet ein, verbreitert sich gegen den Valorgiagletscher durch Aufschmelzung von Paragneisen der Scalettazone, streicht über Fuorcla Valorgia und P. 2847 im Grialetschgletscher in den Sockel des Piz Sursura-Pitschen und vereinigt sich in der Gegend des Lai alb mit dem Orthogneis von Arpschella. Im W hängt er mit der Keschmasse zusammen. Am Piz Sursura-Pitschen bildet er eine vom Grialetschgletscher aus weithin sichtbare Antiklinale mit einer Kappe von Amphibolit (siehe Fig. 4), was ebenfalls auf einen ursprünglichen Faltenbau hinweist. Der Orthogneis ist hauptsächlich in die Antiklinalen emporgepresst worden und hat sie dabei teilweise durch Aufschmelzung des Daches zerstört. Am Sursura-Pitschen ist das Dach noch erhalten mitsamt dem amphibolitischen N- und S-Schenkel.

Dieser relativ schmale Orthogneiszug trennt die Scalettazone von der südlichen amphibolitischen Piz Vadret-Sursurazone. Sie lässt sich durch das ganze Gebiet von der Alp Fontauna über Piz Vadret, Piz Sursura, P. 3077 bis an den Ausgang der Val Sursura verfolgen, wo sie die Umbiegung von Zernez mitmacht. An ihr beteiligt sich der bei den Amphiboliten beschriebene Zug von basischen Eruptiva, der sich vom Valorgiagletscher bis in die Muots ova sparsa verfolgen lässt. Am Südgrat des Piz Vadret haben die Amphibolite zahlreiche Ortho- und Mischgneislagen eingeschaltet (siehe Fig. 2), sind also stark magmatisch beeinflusst worden; das Profil ist bei den Mischgneisen im Detail beschrieben worden. Der westlich anschliessende Amphibolit von Valorgia zeichnet sich durch zahlreiche eingeschaltete Gneislagen aus; die magmatische Beeinflussung ist etwas schwächer (siehe Profil 1). Ausser den alten Gabbros und ihren Abkömmlingen beteiligen sich daran Plagioklasamphibolite, Granat- und Eklogitamphibolite und die Gabbrobreccien der Val Sursura (siehe Fig. 3). Im Westen sind die Amphibolite charakterisiert durch grossen Biotitgehalt und starke Wechsellagerung. Die Zone ist komplex gebaut, sie besteht aus mehreren Amphibolitzügen, die einander im Streichen ablösen. Sie baut die höchsten Erhebungen im Untersuchungsgebiet auf, den Piz Vadret und seinen E-Grat, den Piz Sursura und den zackigen Grat von P. 3077 im Sursuragletscher. Das Fallen schwankt im allgemeinen um die Saigerstellung, am Piz Vadret und seinem E-Grat stehen die Schichten senkrecht.

Die Amphibolite werden im N auf eine grosse Strecke von Injektionsgneisen begleitet, die sie vom Orthogneis von Grialetsch trennen. Lokal schalten sich darin noch kleine Amphibolitzonen ein, z. B.

am N-Grat des Piz Vadret. Diese Mischgneise setzen westlich vom Valorgiagletscher ein, bilden einen Teil seines E-Grates und erlangen ihre grösste Mächtigkeit im N-Grat des Piz Sursura (800 m). Östlich vom Sursuragletscher lassen sie sich nicht mehr auffinden. Es scheinen also auch hier von der ganzen Zone nur mehr die Amphibolite übriggeblieben zu sein, die Paragneise sind aufgeschmolzen. Die Gabbrobreccien der Val Sursura werden im N begrenzt von einem Amphibolit anderer Art mit zahlreichen Gneiseinschaltungen. Es dürfte sich dabei wahrscheinlich um die Fortsetzung des Südschenkels der am Piz Sursura aufgeschlossenen S-Abdachung der Grialetschantiklinale handeln, die sich hier mit der Vadret-Sursura-Zone zusammenschliesst, so dass die Scaletta- und Vadretamphibolite in direkten Kontakt miteinander kommen ohne trennenden Orthogneis.

Die Zone setzt sich östlich fort in der Flexurzone von Zernez. Im unteren Teil des Tälchens der Ova sparsa tritt ein scharfer rechtwinkliger Knick ein; die Schichten streichen N-S dem Inntal entlang bis Val Tabladè, von wo sie nach einer abermaligen abrupten Biegung südwestliche Richtung annehmen — parallel der Vadretzone. Die Amphibolite finden ihr Ende im Keil von Tantervals zwischen Val Pülschezza und Val Barlas-ch. Die Umbiegung greift nördlich von Zernez über das Inntal hinaus, der epigenetisch isolierte Klotz der Clüs wird von N-S streichenden Amphiboliten aufgebaut. Dieses lokale N-S-Streichen, das an der Clüs sehr gut sichtbar ist, hat wahrscheinlich THEOBALD veranlasst, auf seinen Karten alle Zonen dem Inntal entlang verlaufen zu lassen, senkrecht auf die wirkliche Streichrichtung. Er interpretierte die Clüs als einen Fächer. SPITZ und DYHRENFURT haben dann einen Wechsel in der Streichrichtung beobachtet, verbinden die Amphibolite aber fälschlicherweise mit denen von Süs. Die Umbiegung ist eben in dem dichten „God Munt" benannten Wald etwas schwer zugänglich und nicht in die Augen springend.

Den Hauptanteil an der Zone haben Plagioklasamphibolite, Granat- und Eklogitamphibolite, doch schalten sich auch Ortho- und Paragneise dazwischen. Auf Muntatsch, östlich der Val Pülschezza, sind die Amphibolite mächtig ausgebaucht und führen zahlreiche Einlagerungen von Para- und Mischgneisen, die auf der Karte lange nicht alle ausgeschieden werden können. Die innige Wechsellagerung zwischen Amphibolit, Paragneisen, Knotengneisen, Mischgneisen und Orthogneisen und der diffuse Übergang der einzelnen Gesteine ineinander ist überhaupt ein Charakteristikum der Gegend westlich von Zernez, so dass keine scharfen Grenzen existieren, was bei der Kar-

tierung einige Schwierigkeiten bietet. Ausserdem sind die unteren Partien des Gebietes stark bewaldet.

An seinem auskeilenden Ende bei Tantervals ist der Amphibolit beidseitig von Paragneisen eingefasst. Die südöstliche Begrenzung bei Zernez bildet eine gegen E sich rasch verbreiternde Zone von Orthogneis mit Einlagerungen von Paragneisen, Amphiboliten und einem dioritähnlichen Gestein, das wahrscheinlich durch Aufschmelzung eines kalkreichen Sedimentgneises entstanden ist; es lässt sich jenseits des Inn in die Nunagruppe hinein verfolgen. Gegen W hängt dieser Orthogneis vermutlich mit demjenigen der Alp Pülschezza zusammen, der eine Ausstrahlung der Keschmasse darstellt. An der Clüs und im God Munt stehen die Schichten senkrecht, westlich von Zernez fallen sie steil NW (60—70°).

Der Kern der Umbiegung wird von Para- und Mischgneisen eingenommen, der Zone des Piz d'Urezza. Die äussere Umhüllung dieses Kernes und die Grenze gegen den Amphibolit bildet eine ausgedehnte Zone von Injektionsgneisen und glimmerreichen Augengneisen. Sie setzt in der oberen Val Puntota ein, erreicht bei P. 2853 ihre maximale Breite (700 m), biegt im Kar von Murtèras da Munt um und streicht südlich unter dem Piz d'Urezza durch über Val Pülschezza, Val Barlas-ch, Sassa Cotschna zum Grat hinauf zwischen Val Puntota und Val Sulsana und keilt westlich von P. 2945 im Orthogneis aus. Sie besitzt also eine Längserstreckung von ca. 15 km. Diese Injektionsgneise umschliessen eine Zone von Paragneisen, die am Piz d'Urezza ihre grösste Mächtigkeit erreicht und gegen E sich mit Lagen- und Adergneisen verfingert. Am S-Rand dieser Zone bilden hornfelsartige quarzreiche Paragneise einen charakteristischen Horizont. Bei Munt führt sie Linsen von kristallinem Dolomit. Gegen W werden die Paragneise von Misch- und Injektionsgesteinen abgelöst, die ihre schönste Entwicklung im Fourun Pülschezza und in der hinteren Val Barlas-ch besitzen. Diese führen ihrerseits bereits Orthogneiseinschaltungen, die sich gegen W zur einheitlichen Masse von Muntischè zusammenschliessen. Auch hier haben wir wieder im Kern der Umbiegung die gleichen Aufschmelzungen durch den Orthogneis wie am Radüner Rothorn. Diese Mischzone hat auch einige kleine Gabbro- und Noritlinsen eingeschlossen (Sassa Cotschna, P. 2566). Westlich von P. 2945 verlieren sich die letzten Spuren diffus im Orthogneis.

Diese eben beschriebenen Zonen keilen also alle in der Orthogneismasse von Muntischè aus, die sich axial gegen W her-

aushebt und am Piz Kesch zu ihrer grössten Mächtigkeit anschwillt. Ihre äussersten Lamellen entsendet sie im E bis zur Val Pülschezza, eine vielleicht sogar bis nach Zernez und in den Munt Baselgia. Zwischen Alp Fontauna und Sulsana besitzt sie eine Mächtigkeit von ca. 5 km. Das Fallen ist N gerichtet und nimmt von 45° bei Murtèr ständig gegen N zu; in Valorgia tritt teilweise Saigerstellung und Überkippung ein. Grobflaserige Augengneise herrschen vor, so dass die Felswände bei der Alp Pignaunt protoginartiges Aussehen besitzen. Zwischen Piz Puntota und Piz Müsella schalten sich einige schmale Mischgneisbänder ein. Infolge des axialen Ansteigens gegen W sind hier tiefere Partien des Orthogneises entblösst, deshalb konnten hier auch kleinere Amphibolitlinsen vollständig aufgeschmolzen werden. was zur Ausbildung von Hornblende und Epidot führenden Schlieren Anlass gab (Hintere Val Barlas-ch, Fops).

Östlich der Punt da Splü im Sulsanatal setzt an diesem Orthogneis der Amphibolitzug von Brail ein, der gegen E rasch anschwillt und von Brail bis unterhalb der Mündung der Ova Clüsa den Untergrund des Inntals bildet. Er streicht über den Inn und wird diskordant von der Campodecke abgeschnitten. Er zeichnet sich durch reichliche Granatführung aus, auch finden sich Gesteine mit reliktischen Orthostrukturen und Eklogitamphibolite; er dürfte eruptiven Ursprungs sein. Er wird im N (Munt da Brail, Alp Barlas-ch) von einer Zone von Para- und Mischgneisen begleitet mit eingelagerten kleinen Amphibolitlinsen.

Bei Cinuskel schliesst sich südlich daran der Orthogneis von Murtèr, ein Teillappen der Keschmasse. Er führt zwei schmale Bänder von Amphibolit und Paragneis. Bei Raspaunas westlich von Cinuskel treten Schiefereinschlüsse darin auf, die einzigen, die bis jetzt in der Silvretta gefunden wurden. Er wird von der Überschiebungsfläche gegen die Campodecke abgeschnitten. Er weist am Kontakt eine kataklastische Zone von 500 m Mächtigkeit auf. Die Kontaktfläche gegen die Campodecke steht nahezu senkrecht. Das Aussehen dieses kataklastischen Orthogneises ist sehr ähnlich wie das des Mönchalpgranites von STRECKEISEN (**97**).

Die Überschiebungslinie verläuft im Untersuchungsgebiet von Cinuskel nach Sulsana in EW-Richtung. In dem Zipfel zwischen Inn und Valember, besonders am Ufer des Inn, finden sich in der Moräne noch einige isolierte kleine Aufschlüsse von Triasdolomit, Rauhwacke und Allgäuschiefern, doch können wegen des vereinzelten Auftretens keine Schlüsse auf ihre Lagerungsform gezogen werden.

III. MORPHOLOGIE

Eine eingehende Untersuchung der morphologischen Verhältnisse lag nicht in der Absicht dieser Arbeit. Solche Fragen können auch nur dann gelöst werden, wenn grössere Gebiete in Betracht gezogen werden. Immerhin sollen kurz einige Tatsachen erwähnt werden.

Die Umgrenzung des Untersuchungsgebietes ist gegeben durch das Engadin im E, die Susasca im N, Val Grialetsch und Grialetschpass im NW und Scalettapass-Val Sulsana im SW.

Es bildet eine geschlossene Gebirgsgruppe innerhalb der kristallinen Masse der Silvretta. Diese zeichnet sich durch eine relative Konstanz der Gipfelhöhen aus; die „Gipfelflur" liegt bei 3000—3200 m. Einzig Piz Kesch, Piz Linard und Fluchthorn ragen darüber hinaus und erreichen eine Höhe von über 3400 m. Der höchste Berg des Untersuchungsgebietes ist der Piz Vadret mit 3226 m. In der NW-Ecke verläuft ein Stück der Hauptwasserscheide zwischen Rhein- und Donaugebiet, nämlich vom Scalettapass über Scalettahorn und Piz Grialetsch zum Grialetschpass. Der dominierende Grat der Gruppe zieht in EW-Richtung vom Piz Vadret (3226 m) zum Piz Sursura (3178 m). Dort gabelt er sich in zwei Äste, der kürzere streicht gegen E über Piz Sarsuret (3133 m) zu P. 3007, der andere im Zickzack gegen N über Piz Sursura-Pitschen (3138 m) und Piz Arpschella (3035 m) zum Piz Murtèrchömber (2999 m). Er findet sein Ende in der markanten Pyramide des Piz del Ras (3031 m). In die Gabelung greift die Val Sursura ein, die im mächtigen Sursuragletscher ihren Abschluss findet. Der Hauptgrat verläuft im nordwestlichen Teil des Gebietes, wodurch dessen asymmetrischer Bau bewirkt wird. Grialetsch- und Engadiner-Seite besitzen einen stark abweichenden landschaftlichen Charakter. Im NW, gegen Val Grialetsch, haben wir starke Vergletscherung und Karbildung, dazwischen scharfe Gräte, auf der SE-Seite dagegen enge Täler, durch breite Rücken voneinander getrennt, und die wenigen Gletscher bleiben zu oberst in den Tälern hängen. Die Rücken verlaufen beinahe horizontal und schliessen mit einem Steilabfall gegen das Engadin zu ab.

Die Schliffgrenze der diluvialen Gletscher reicht auf der Eingadiner Seite bis gegen 2700 m. Bis hierher gehen die charakteristischen gerundeten Formen; erst weiter oben beginnen die eigentlichen Gräte. Die Form der Gräte und Gipfel ist stark vom Gestein, das sie aufbaut, und der Lagerung desselben abhängig. Amphibolite geben zur Bildung zackiger und zerrissener Formen An-

lass (Piz Vadret, Piz del Ras, Piz Sursura von S, Piz Sursura-Pitschen, P. 3077). Im Orthogneis, der Tendenz hat, in grobe Blöcke zu zerfallen, entstehen klotzige und massige Berge; die steilstehenden plattigen Injektionsgneise wiederum neigen zur Ausbildung scharfer Gräte (Piz Vadret E-Grat, Grat von P. 3077); Paragneise bilden gerundete schuttbedeckte Berge, die rascher dem Abtrag verfallen (Piz d'Urezza).

Die Täler zeigen mehr oder weniger erhaltene Trogform, am schönsten die Val Grialetsch mit ausgesprochener Trogschulter in einer Höhe von 2400 m. Bei den andern ist die ursprüngliche U-Form meist durch starke Schuttbildung an den Flanken verwischt. Die Täler sind oft von seitlichen Karen begleitet, in denen sich kleine Karseelein gebildet haben (Fops, Fourun Pülschezza, Murtèras da Munt, Giaraingia, Guvgiolas).

N- und NE-Seite weisen ausgedehnte Gletscherbedeckung auf; die beiden grössten Eismassen sind der Grialetsch- und der Sursuragletscher. Sie endigen beide mit breiter Front in einer Höhe von 2500 und 2600 m. Im S kleben nur kleine Gletscher in den obersten Karen, der Vadret Puntota z. B. steigt nur bis 2800 m hinunter. Die älteren Siegfriedblätter verzeichnen eine viel grössere Gletscherbedeckung. So entsendet der Grialetschgletscher auf Blatt Scaletta (Aufnahme 1846, Revision 1883) eine Zunge bis 2300 m hinunter; er ist also seither um 1 km Horizontaldistanz zurückgegangen. Der Sursuragletscher endigt auf dem alten Blatt Zernez (Aufnahme 1847, Revision 1876) bei 2500 m. Erst durch seinen Rückgang sind die schönen Aufschlüsse in der hinteren Val Sursura geschaffen worden. Besonders stark sind die kleineren Gletscher in Mitleidenschaft gezogen worden (Murtèrchömber z. B.); sie hängen nur mehr in den obersten Karnischen.

Das Untersuchungsgebiet wird im E begrenzt durch das Inntal. In seinem oberen Teil, zwischen Cinuskel und Zernez, verläuft es in nordöstlicher Richtung, wendet sich bei Zernez nach N und folgt dieser Richtung bis Süs, wo es wiederum gegen NE abschwenkt. Die beiden Partien zeigen starke landschaftliche Kontraste gegeneinander. Der obere Teil gehört morphologisch noch zum Oberengadin. Der breite Oberengadiner Talboden setzt sich in der freundlichen Terrasse von Brail fort bis etwas oberhalb von Zernez. Der Inn fliesst aber hier wesentlich tiefer als im Oberengadin. Etwas unterhalb Scanfs beginnt er sich einzuschneiden; er bildet zwischen Cinuskel und dem Ausgang der Val Tantermozza eine tiefe Schlucht und zerteilt den alten Talboden in zwei Terrassen; die linksseitige

breitere trägt die Dörfer Cinuskel und Brail, der bewaldeten rechtsseitigen folgt das Tracé der räthischen Bahn. Von Tantermozza weg wird der Inn wieder von schmalen Talauen begleitet, die sich bei Zernez zu einer breiten Alluvion erweitern. Hier findet das Oberengadin morphologisch seinen Abschluss. Als breiter, schon von St. Moritz weg sichtbarer Riegel stellt sich der Munt Baselgia in den Weg, Die Terrasse von Brail ist bedeckt mit den Moränen des Inngletschers.

Von Zernez weg ändert sich das Bild; die Talwände treten nahe zusammen und lassen dem Inn nur wenig Platz zur Aufschüttung von Alluvionen. Zwei km unterhalb Zernez stellt sich ihm der isolierte Felsen der Clüs entgegen und drängt ihn beseite. Die Clüs ist ein epigenetisch von der östlichen Talseite abgetrennter Hügel von Amphibolit; ein alter Tallauf folgt dem Einschnitt bei den Maiensässen von Clüs. Nach der Auffüllung des epigenetischen Tallaufes kam es vermutlich bei Zernez zur Aufstauung eines Sees; es finden sich auch Schotterterrassen südlich von Zernez. Bei Crastatscha unterhalb der Clüs wird der Inn wiederum durch die mächtige Endmoräne des Sursuragletschers auf die rechte Talseite gedrängt. Von da weg gegen Süs verbreitert sich das Tal wieder etwas.

Wir haben in diesem Stück zwischen Zernez und Süs ein Durchbruchtal vor uns. Der Inn schneidet sich senkrecht zum Streichen durch das Gebirge, der weite Glacialtrog des Oberengadins hat einem engen V-Tal Platz gemacht. Es ist ein Zwischenstück zwischen dem Ober- und dem Unterengadin. Erst bei Lavin beginnt das eigentliche Unterengadin mit dem tief eingefressenen Inn und den hochliegenden Terrassen, die alle die freundlichen Dörfer von Guarda bis Schleins auf ihrem Rücken tragen.

Die Seitentäler des Engadins aus der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe münden meist mit mehr oder weniger deutlichen Stufen, so besonders die Susasca. Einzig der Valember hat keine untertiefte Mündung.

An den Hängen lassen sich noch Reste von alten Terrassen beobachten. Eine solche zieht mehr oder weniger deutlich ausgeprägt in einer Höhe von 2300—2400 m von Murtèr bei Cinuskel bis zum Plateau von P. 2339 östlich des Piz del Ras. Eine zweite ist nur noch in einzelnen Relikten erhalten. Auf ihnen stehen die Alphütten von Barlas-ch, Munt und Munt Deis. Sie liegt in einer Höhe von ca. 2000 m.

Gegen SW wird das Gebiet durch das Quertal des Valember abgeschlossen. Ihm folgt der Scalettaweg, der seit Alters

her eine wichtige Verbindung zwischen Engadin und Landwassertal herstellte. Der Oberlauf gliedert sich in Stufen; eine solche findet sich oberhalb der Alp Fontauna. Sie erklärt sich durch die stärkere Stosskraft des seitlichen Fontaunagletschers, der ein viel grösseres Einzugsgebiet besass als der vom Scalettapass herkommende Gletscher. Zwei weitere Stufen haben sich zwischen Alp Fontauna und Alp Pignaunt herausgebildet. Von hier weg bis zur Mündung ist der Lauf ziemlich ausgeglichen, und das Tal ist ein relativ breiter Glacialtrog. Reichliche Schuttbildung an den Wänden hat ihn allerdings etwas modifiziert.

Ausgesprochenen Stufenbau besitzt die Susasca, die nördliche Begrenzung des Gebietes. Das Haupteinzugsgebiet der Susasca liegt im Grialetsch, deshalb mündet der Radüner Bach, der die geradlinige Fortsetzung nach hinten bildet, mit einer Stufe von 200 m. Ebenso ist die Mündung der Val Fless stark untertieft. Bis La Jenna ist das Gefälle ausgeglichen, dort folgt wieder ein Steilabfall von 200 m. Die Ursache dafür ist in dem postglacialen Bergsturz des God Rusatsch zu suchen, der in einer Höhe von 2400 m ausgebrochen ist und die Susasca gestaut hat. Hinter den Bergsturzmassen findet sich jetzt eine grössere Alluvialebene, in der die Susasca sich verzweigende Mäander bildet. Es handelt sich wahrscheinlich um einen aufgefüllten kleinen See. Bei der Brücke der Flüelastrasse (P. 1544) kommt es noch einmal zur Ausbildung einer kleinen Alluvion, dann nimmt das Tal schluchtartigen Charakter an und die Susasca ergiesst sich über eine Stufe von 120 m in den Inn.

Das Susascatal besitzt infolge der reichlichen Schuttbedeckung der Flanken V-förmigen Querschnitt. Moräne hat sich darin nicht erhalten. Nur am Ausgang bei Süs und Nudigls finden sich grössere Massen. PENCK hält sie für das Daunstadium des Inngletschers. Sie unterscheiden sich aber in nichts von den anderen Innmoränen und kleistern bloss die Hänge aus. Ausserdem ist viel Material aus dem Grialetsch- und Flüelagebiet beigemischt.

Charakteristisch für das Susascatal ist der Unterschied in den beiden Talhängen. Das Tal folgt dem Streichen der Schichten (Fallen 45°). Auf der rechten Talseite fallen sie bergwärts, was zur Ausbildung steiler Felswände führt, die unten von mächtigen Lawinenschuttkegeln eingehüllt sind. So erhebt sich der Piz del Ras in einem einzigen Aufschwung aus dem Susascatal mit einer Höhendifferenz von 1200 m. Auf der linken Talseite, die von der Flüelastrasse benützt wird, fallen die Schichten dem Hang entlang. Die Folge davon sind zahlreiche Rutschungen und der Bergsturz von Rusatsch. So hat

sich z. B. bei Nudigls oberhalb Süs ein grosser Schlipf gebildet. Er besitzt unten eine Breite von 1 km; die Ausbruchsnische befindet sich bei Fops. Es handelt sich um verrutschte Moräne, doch sind auch einzelne Schichtpakete damit herunter gekommen, so wahrscheinlich dasjenige von Fratta. Die Sackungserscheinungen dauern z. T. heute noch an. Dem ganzen N-Hang der Susasca entlang finden sich kleine Rutschungen, besonders im Bereich der Paragneise. Aber auch die Orthogneise, z. B. bei Ils Grips, sind im Gesteinsverband stark aufgelockert und neigen zu Sackungen, eine Tatsache, die die Flüelastrasse hie und da zu spüren bekommt, besonders in Form von Steinschlägen.

IV. GEOLOGISCHE GESCHICHTE DES SILVRETTAKRISTALLINS

Die ältesten Gesteine der Silvretta liegen jetzt als Paragneise und Paraamphibolite vor. Es waren ursprünglich mächtige Serien von Tonschiefern mit eingeschalteten Mergellagen, die eine Geosynklinalfacies repräsentieren. Ihres polymetamorphen Charakters wegen dürfte ihre Entstehung in vorkaledonische Zeiten fallen. Die erste Metamorphose haben sie vermutlich während der kaledonischen oder einer noch älteren Gebirgsbildung erlitten. Eine zweite Phase stellt die Intrusion von basischen Eruptivgesteinen dar, die jetzt in der Hauptsache als Amphibolite, teilweise noch als Peridotite und Norite vorliegen. Ob sie noch vor der ersten Metamorphose der Sedimente eingedrungen sind, lässt sich nicht mehr feststellen. Die letzte durchgreifende Metamorphose erlitten die Gesteine während der hercynischen Gebirgsbildung; diese ist für den jetzigen Bauplan des Silvrettakristallins verantwortlich zu machen. Gleichzeitig fand die Intrusion der Orthogneise statt. Während der hercynischen Faltung muss es zu zeitlich verschiedenen Paroxysmen gekommen sein, da noch tektonische Vorgänge nach der Intrusion festgestellt werden können. STRECKEISEN hat im Flüelagebiet in den Paragneisen Graphitschieferlinsen gefunden und vermutet, es könnte sich vielleicht um Karbon handeln. Die Orthogneisintrusion wäre dann jungkarbonischen Alters. Man darf aber wahrscheinlich diesen Graphitschieferlinsen nicht zu grosse Bedeutung beimessen; die Paragneise scheinen wegen ihres polymetamorphen Charakters älter als Kulm zu sein und die Orthogneise sind eher mit den Orthogneisen der varistischen Horste zu parallelisieren.

Nach der hercynischen Faltung wurde das Gebirge abgetragen, und es kam zur Ablagerung der permischen und triasischen Sedimente. In posthercynische Zeit fällt vermutlich auch die Intrusion

der Diabase. Von der alpinen Faltung wurde das Silvrettakristallin als Ganzes erfasst und en bloc als oberste ostalpine Decke nach N verfrachtet. In einer Spätphase bohrte sich noch einmal die unterliegende Campodecke in das Silvrettakristallin ein; es kam zur Überschiebung der Oetztaler Masse, zur Abscherung der Sedimente und zu lokalen Einwicklungen. Einzige Spuren der alpinen Faltung im Silvrettakristallin sind lokale kleine Überschiebungen und Ruschelzonen. Während und nach der alpinen Faltung setzte ein rascher Abtrag des Gebirges ein; seine letzte Modellierung hat es durch die eiszeitlichen Gletscher erhalten.

Zusammenfassung

Die Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe bildet einen Teil des Silvrettakristallins und gehört zur obersten ostalpinen Decke der Schweizer Alpen. An ihrem Aufbau beteiligen sich Orthogneise, Paragneise, Mischgneise, Amphibolite, kristalline Dolomite und Diabase.

Die Orthogneise sind die häufigsten Gesteine im Untersuchungsgebiet. Sie sind während der hercynischen Gebirgsbildung in die anderen Gesteine eingedrungen und haben sie zum Teil injiziert. Sie stellen ein saures granitisches Magma dar, das reich war an leichtflüchtigen Bestandteilen. Die Intrusion hat unter Stress stattgefunden; die Paralleltextur ist zum grossen Teil primär. Aplite und Pegmatite sind selten, Lamprophyre fehlen. Die Orthogneise der Silvretta sind mit den Orthogneisen der varistischen Horste zu parallelisieren.

Die Paragneise sind durch kata- bis mesozonale Metamorphose aus tonigen Sedimenten entstanden. Sie liegen jetzt als granoblastische bis lepidoblastische Biotitschiefergneise, die quarzreichen Varietäten als hornfelsartige Gesteine vor. In den weiteren Kontakthöfen der Orthogneise entstanden durch thermisch-pneumatolytische Wirkungen Feldspatknotengneise. Die Quarz-Andalusitlinsen sind pneumatolytisch-hydrothermale Bildungen. Lokal treten rekristallisierte Mylonite und diaphthoritische Muskowit-Chloritgneise auf. Die Paragneise sind wahrscheinlich vorkaledonischen Alters; sie lagen zur Zeit der Orthogneisintrusion bereits als metamorphe Gesteine vor.

Die Mischgneise sind durch starke magmatische Beeinflussung aus Paragneisen entstanden. Bei vollständiger Aufschmelzung entstehen glimmerreiche Augengneise, bei magmatischer Durchtränkung Injektionsgneise, durch thermisch-pneumatolytische Wirkungen Knoten-, Lagen- und Adergneise.

Die Amphibolite kommen in schmalen und breiten Bändern und Zügen vor. Es lassen sich verschiedene Varietäten unterscheiden: Plagioklasamphibolite, Knotenamphibolite, Epidotamphibolite, Biotitamphibolite, Granatamphibolite und Eklogitamphibolite. Einige Amphibolite zeichnen sich durch intensive Wechsellagerung mit Paragneisen aus. Hie und da finden sich Einlagerungen von Orthogneisen, Muskowitgneisen und Tonerdesilikatgneisen. Die Entstehung der Knoten und teilweise auch des Biotites sind auf magmatische Beeinflussung zurückzuführen. Die Bildung von Epidot stellt eine Anpassungserscheinung an die Bedingungen der Epizone dar. Die kontaktliche Beeinflussung der Amphibolite durch den Orthogneis ist im Vergleich zu den Paragneisen gering. Sie lagen bei der Orthogneisintrusion bereits als Amphibolite vor, waren aber vielleicht noch nicht so hoch metamorph wie jetzt.

Als Einlagerungen in Amphiboliten und als selbständige kleine Linsen kommen Gabbrogesteine vor, hauptsächlich Norite und Peridotite und ihre Umwandlungsprodukte; einen besonderen Typus stellt die gabbroide Breccie der Val Sursura dar. Basische Eruptivgesteine und ihre metamorphen Derivate finden sich hauptsächlich in der amphibolitischen Zone, die vom Piz Vadret über Piz Sursura, P. 3077, Val Sursura in die Muots ova sparsa streicht.

Die Amphibolite sind die Derivate basischer Tiefengesteine und mergeliger Sedimente. Als sichere Orthoamphibolite werden diejenigen betrachtet, in denen unveränderte basische Eruptivgesteine und Amphibolite mit einwandfreien Orthostrukturen gefunden wurden. Es sind dies die allerdings komplex gebaute Amphibolitzone, die vom Piz Vadret in die Muots ova sparsa zieht, der Amphibolit von Brail und das Amphibolitband von Murtèr bei Cinuskel, ausserdem einige kleine Linsen auf dem Grat von Sassa Cotschna und in der hinteren Val Barlas-ch. Sedimentäre Herkunft wird für diejenigen Amphibolite angenommen, die sich durch intensive Wechsellagerung mit Paragneisen, durch Einlagerungen von Tonerdesilikatgneisen und durch stärkere magmatische Beeinflussung auszeichnen. Es sind dies die Amphibolite der Scalettazone und derjenige des Piz del Ras. Bei vielen Amphiboliten finden sich keine Anhaltspunkte für die Herkunft.

Von Karbonatgesteinen findet sich im Untersuchungsgebiet nur ein Vorkommen bei Munt westlich von Zernez. Es ist ein kristalliner Dolomit, eingelagert in Paragneise.

Die Diabase sind die jüngsten Gesteine des Silvrettakristallins. Sie durchbrechen alle anderen diskordant und zeigen nur selten Schieferung.

Die Silvrettadecke ist bei der Alpenfaltung als ganzes überschoben worden. Die alpine Gebirgsbildung hat im Kristallin selbst nur relativ geringe Spuren hinterlassen. Sicher alpin sind lokale Überschiebungen und Mylonitzonen. Konstruktive Metamorphose hat nicht stattgefunden. Die Frage, ob noch alpine Zusammenstauchungen innerhalb der hercynischen Schichtpakete (z. B. Fächerbildung) stattgefunden haben, muss offen gelassen werden. Im grossen ist aber der alte hercynische Komplex nicht stark modifiziert worden.

In der bis jetzt bearbeiteten hercynischen Silvretta lassen sich zwei grosse Einheiten unterscheiden: Im N eine mächtige WNW-ESE streichende Zone von Paragneisen und Amphiboliten mit ziemlich konstantem Einfallen um ca. 45° S, die sich auf über 15 km verfolgen lässt. Es ist dies die Pischa-Linardzone von STRECKEISEN. Im S haben wir eine ausgedehnte Intrusionsmasse, das Flüela-Kesch-Massiv mit einem eingelagerten S-förmig gebogenen Zug von Amphiboliten und Paragneisen, welch letztere weitgehende magmatische Beeinflussung zeigen. Die Streichrichtung ist hier SW-NE. Die Orthogneisintrusion und die Zusammenstauchung des Amphibolitzuges sind wahrscheinlich gleichzeitige Vorgänge. Das Magma ist an der tektonisch am stärksten beanspruchten Stelle eingedrungen. Die Faltung ist hier gegenüber der Pischa-Linardzone disharmonisch.

Die Grialetsch - Vadret - Sursura - Gruppe bildet den südöstlichen Teil der Flüela-Keschmasse. Der Orthogneis von Arpschella ist die Fortsetzung des Flüelamassivs, derjenige von Muntischè gehört zur Keschmasse. Sie werden voneinander getrennt durch die Scalettazone, den Mittelteil des Schieferzuges. Dieser wird bei Zernez halbkreisförmig umgebogen. Im N, bei Süs, beteiligt sich die Pischa-Linardzone auf ein kurzes Stück am Aufbau des Untersuchungsgebietes.

Die ältesten Gesteine sind die Paragneise und Paraamphibolite: sie sind wahrscheinlich vorkaledonischen Alters. In sie eingedrungen sind die basischen Eruptivgesteine, die jetzt als Orthoamphibolite, z. T. noch als Norite und Peridotite vorliegen. Der ganze Komplex wurde von der hercynischen Faltung überwältigt. Gleichzeitig fanden granitische Intrusionen statt. In posthercynischer Zeit sind die Diabase eingedrungen, und es kam nach der Einebnung des Gebirges

zur Ablagerung von permischen und triasischen Sedimenten. Bei der Alpenfaltung wurde die Silvretta als Ganzes überschoben. Die hercynischen Strukturen des Kristallins wurden nur wenig modifiziert. Mit dem jüngeren Tertiär trat Abtragung ein. Das Gebirge trägt jetzt die Züge der diluvialen Vergletscherung.

Schlusswort

Ich möchte nicht versäumen, an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. M. Reinhard meinen herzlichsten Dank auszusprechen für das grosse Interesse, das er meiner Arbeit immer entgegenbrachte und die mannigfache Unterstützung, die er mir bei Begleittouren auf dem Felde und bei der Verarbeitung des Materials zu Teil werden liess. Für vielerlei Anregungen in Vorlesungen und in gemeinsamer Aussprache danke ich den Herren Prof. Dr. A. Buxtorf, Prof. Dr. H. Preiswerk, Dr. W. Hotz und Dr. J. Cadisch. Wertvoll waren für mich auch die mündlichen Mitteilungen der Herren P. Bearth und E. Wenk aus ihren Untersuchungsgebieten, und gerne denke ich an einige gemeinsam ausgeführte Touren in den schönen Bergen der Silvretta zurück. Nicht vergessen möchte ich auch die freundliche Aufnahme, die ich im Engadin und auf den Alpen erfahren habe; besonders mit Brail und Süs verbinden mich dankbare Erinnerungen.

LITERATURVERZEICHNIS

1. P. Arbenz, Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. Ecl. geol. **16**, 116. 1920.
2. F. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschr. Wien. Ak. d. Wiss. **75**, 1. 1913.
3. — Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. Wien. Ak. d. Wiss. **75**, 153. 1913.
4. W. Bergt, Das Gabbromassiv im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge. Sitz.-ber. der kgl. preuss. Ak. d. Wiss. XVIII, 1905.
5. M. Blumenthal, Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters aus dem Jahre 1770 und die geologische Beschaffenheit seines Gehänges. Chur 1925.
6. — Das Fenster von Gargellen. Ecl. geol. **20**, 40. 1926.
7. — Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prättigau und oberem Montafun. Jahresber. Naturf. Ges. Graub., N. F. **64**, 51. 1926.
8. J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster und R. Brauchli, Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich **64**, 359. 1919.
9. J. Cadisch, Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. **49**. 1921.
10. — Der Bau der Schweizeralpen. Zürich 1926.
11. — Zur Talgeschichte von Davos. Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 1926.

12. H. P. Cornelius, Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe und seine regionalgeologische Bedeutung. Zbl. für Min. u. s. w., Jahrg. 1921, S. 290.
13. — Vorkommen von Hornblendegabbro in der steirischen Grauwackenzone. Verh. der Geol. Bundesanst. Wien, No. 6, 1930.
14. F. Dörler, Eklogite und Amphibolite der Koralpe. Mitt. nat. Ver. Steiermark **35**, 3. 1899.
15. E. Düll, Über die Eklogite des Münchberger Gneissgebietes. Geognostische Jahreshefte, 15. Jahrgang, 1902.
16. L. Duparc et L. Mrazec, Sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme exercés par la Protogine et les roches granitiques en général. Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève, 4ème pér., t.5, 1898.
17. L. Duparc et M. Reinhard, La détermination des Plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève, Vol. 40, 1924.
18. O. H. Erdmannsdörffer Über Disthen-Andalusitparagenesen. Sitz.ber. der Heidelberger Ak. d. Wiss. 1928, 16. Abh.
19. A. Escher und B. Studer, Geologie von Mittel-Bündten. Neue Denkschr. 1839.
20. Frank Escher, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. 60. Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 1921.
21. P. Eskola, On the Petrology of the Orijärvi Region. Helsingfors 1914.
22. — The Mineral Facies of Rocks. Norsk. geol. Tidskr. 1921.
23. H. Eugster, Geologie der Ducangruppe. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, 1922.
24. W. Flaig, Hochgebirgsführer durch die Nordrhätischen Alpen, Bd. II: Silvretta. Dornbirn 1925.
25. Geologische Karte von Mittelbünden. Spezialkarte der Schweiz. Geol. Kommission. 1: 25 000. No. 94 B. Davos, No. 94 D. Landwasser, No. 94 F. Bergün.
26. V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vidensk. Skrifter, Mat.-nat. Kl., No. 1, 1911.
27. — Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. Vidensk. Skrifter, Mat.-nat. Kl., No. 10, 1920.
28. A. Gramann, Über die Andalusitvorkommen im rhätischen Flüela- und Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite. Diss. Zürich 1899.
29. U. Grubenmann, Petrographische Durchforschung der Zentralkette der Ostalpen. Sitzungsber. Wien. Ak. Wiss., math.-naturwiss. Cl.: 14. II. 1895; 23. I. 1896; 14. I. 1897; 20. I. 1898; 12. I. 1899.
30. — Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910.
31. U. Grubenmann und P. Niggli, Die Gesteinsmetamorphose, Bd. I. Berlin 1924.
32. U. Grubenmann und Chr. Tarnuzzer, Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 23, 1910.
33. W. Häfner, Geologie des südöstlichen Rhätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 54, 1924.
34. W. Hammer, Geologische Spezialkarte von Österreich 1: 7500 mit Erläuterungen: a) Blatt Landeck 1922. b) Blatt Nauders 1923. c) Blatt Glurns-Ortler 1912. d) Blatt Ötztal 1929.

35. — Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. geol. R. A. 1906.
36. — Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rassassergrats. Verh. geol. R. A. 1912.
37. — Über einige Amphibolite aus dem Kaunergrat in den Ötztaler Alpen. Verh. geol. R. A., No. 13, S. 219, 1917.
38. — Die Phyllitzone von Landeck. Jahrb. geol. R. A. 1918.
39. — Über die granitische Lagermasse des Acherkogl im Ötztal. Verh. geol. B. A. 1921, S. 62.
40. — Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Berlin 1922.
41. — Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen. Geol. Rundsch. **16**, 147. 1925.
42. — Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. Tschermak. Mitt. **38**, 67. 1925.
43. — Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. Jahrb. geol. B. A. **76**, 97. 1926.
44. — Der granitische Kern der Stubaier Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. Jahrb. der Geol. Bundesanstalt **79**, 87. 1929.
45. W. Hammer und C. von John, Augengneise aus dem oberen Vintschgau. Jahrbuch geol. R. A. **59**, 691. 1909.
46. W. Hammer und Schubert, Tonalitgneise des Langtaufers. Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, Bd. **126**.
47. W. Heowein, Beitrag zur Geologie der Quatervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark. Jahrb. der phil. Fak. II der Univ. Bern **7**, 98. 1927.
48. Alb. Heim, Gutachten für die projektierte Scalettabahn. 1890. (Manuskript im Besitz der Direktion der Rhätischen Bahnen in Chur.)
49. — Geologie der Schweiz. Leipzig 1918—1922.
50. Alb. Heim und C. Schmidt, Geol. Karte der Schweiz 1: 500 000, 2. Aufl. **1911**.
51. L. Hezner, Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztales. Tschermak. Mitt. **22**, 437. 1903.
52. A. Holmes, Petrographical Methods and Calculations. London 1921.
53. G. Hradil, Über Gneise der Ötztaler Masse. Jahrb. geol. R. A. **61**, 181. 1911.
54. J. Jakob, Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss. Zürich 1919.
55. A. Johannsen, Essentials for the Microscopical Determination of Rock-Forming Minerals and Rocks. Chicago 1922.
56. A. Kieslinger, Geologie und Petrographie der Koralpe. Sitzungsber. der Ak. d. Wiss. Wien, 137. Bd., 1928.
57. F. Kretschmer, Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanstalt **61**, 53. Wien 1911.
58. E. Kündig, Selektive Metamorphose. Schweiz. Min-Petr. Mitt. **6**, 294. 1926.
59. A. Lacroix, Le Granite des Pyrénés et ses phénomènes de contact. Bull. Serv. Carte géol. France X, XI.
60. W. Leupold, Der Gebirgsbau des unteren Landwassertals in Mittelbünden. Diss. Bern 1922.

61. A. Marchet, Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. Sitzungsber. der Ak. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, **128**, 215. 1919.
62. A. Michel-Lévy, Les roches cristallines et éruptives des environs du Mont Blanc. Bull. Serv. Carte géol. France, Bull. 9, 1890.
63. L. Mrazec, La Protogine du Mont Blanc. Genève 1892.
64. P. Niggli, Petrographische Provinzen der Schweiz. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1919.
65. — Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920.
66. — Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Berlin 1923.
67. — Über das Grundgebirge des Schwarzwalds. Mitt. Aarg. Naturf. Ges., Heft 17.
68. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen. Schw. Min.-Petr. Mitt. 7, 116. 1927.
69. H. Preiswerk, „Tessinergneis". Ecl. geol. **19**, 177. 1925.
70. P. Ramdohr, Die „Gabbros" des Böllsteiner Gebietes. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen Geol. Landesanst. zu Darmstadt, V. Folge, Heft 5, S. 149. 1923.
71. S. K. Ray, Geological and Petrographical Studies in the Hercynian Mountains around Tiefenstein, Southern Black Forest, Germany. Diss. Zurich. London 1925.
72. M. Reinhard, Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. Bull. Soc. Sc. Bucarest XVI. 1906.
73. — Die kristallinen Schiefer des Fagaraser Gebirges in den rumänischen Karpathen. Anuarul Inst. Geol. Rom. III, S. 165, Bukarest 1909.
74. — Die granitisch-körnigen Gesteine der Transsylvanischen Decke. Anuarul Inst. Geol. Rom. V, 1911. Bukarest 1914.
75. — Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
76. M. Reinhard und H. Preiswerk, Über Granitmylonite im Aiguilles Rouges-Massiv. Verh. Naturf. Ges. Basel **38**, 188. 1927.
77. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre; ed. A. Osann. Stuttgart 1923.
78. B. Sander, Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. geol. R. A. **62**, 249. 1912.
79. — Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. geol. B. A. **71**, 173. 1921.
80. — Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrb. geol. B. A. **74**, 183. 1923; **75**, 180. 1925; **76**, 323. 1926.
81. W. Schmidt, Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. geol. B. A. 1922.
82. — Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jahrb. geol. B. A. 1923.
83. — Die Gesteinsumformung. Denkschr. Naturh. Museum Wien, Bd. 3, 1925.
84. J. J. Sederholm, Om Granit och Gneis. Bull. Finlande, No. 23, 1907.
85. — On Synantetic Minerals and Related Phenomena. Bull. Finlande, No. 48, 1916.
86. A. Spitz und G. Dyhrenfurth, Monographie der Engadiner Dolomiten. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 44, 1915.
87. — Geologische Karte der Engadiner Dolomiten. Spezialkarte der Schweiz. Geol. Komm., No. 72, 1915.
88. G. Stache und C. v. John, Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe. Jahrb. geol. R. A. 1877.

89. R. Staub, Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 60, S. 55, 1915.
90. — Zur Geologie des Oberengadin und Puschlav. Ecl. geol. **14**, 221. 1916.
91. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 46, 1916.
92. — Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Ecl. geol. **16**, 1. 1920.
93. — Über Alter, Wesen und Ursachen der Gesteinsmetamorphose in Graubünden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich **65**. 1920.
94. — Der Bau der Alpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 52, 1923.
95. — Tektonische Karte der Alpen. Nebst Längs- und Querprofilen. Spezialkarte der Schweiz. Geol. Komm., No. 105 A, B_1 u. B_2. 1924—1926.
96. R. Staub und J. Cadisch, Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Ecl. geol. **16**, 223. 1921.
97. A. Streckeisen, Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **8**, 87. 1928.
98. B. Studer, Die Gebirgsmasse von Davos. 1836.
99. — Geologie der Schweiz. Bern und Zürich 1851.
100. B. Studer und A. Escher, Carte géologique de la Suisse. Winterthur 1853.
101. H. Suter, Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **4**, 89. 1924.
102. F. Tannhäuser, Vorstudien zu einer petrographisch-geologischen Untersuchung des Neuroder Gabbrozuges in der Grafschaft Glatz. Sitzungsber. der kgl. preuss. Ak. der Wiss. L. 1906.
103. — Ergebnisse der petrographisch-geologischen Untersuchungen des Neuroder Gabbrozuges in der Grafschaft Glatz. Sitzungsber. der kgl. preuss. Ak. der Wiss. XXVI, 1907.
104. — Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. Neues Jahrb. für Min. etc., Beil.-Bd. XXVI, S. 433, 1908.
105. Chr. Tarnuzzer, Notiz über den Marmor von Lavin. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden, Bd. 48, 1906/07.
106. P. Termier, Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. France. 1903.
107. G. Theobald, Unterengadin. Geognostische Skizze. Neue Denkschr. Zürich 1860.
108. — Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz II, 1863.
109. — Blatt XV der Dufourkarte, Davos-Martinsbruck, geologisch aufgenommen 1863.
110. — Geologische Übersicht von Graubünden. Chur 1864.
111. A. Thurner, Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an der Hand der kristallinen Gesteine von Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. Centr. für Min. etc., Jahrg. 1929, Abt. A, S. 151.
112. W. R. Zartner, Beitrag zur Kenntnis der Amphibolitgesteine und Eklogite im Erzgebirge. Naturwiss. Ztschr. „Lotos", Bd. **70**, S. 191, Prag 1922.
113. F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 41, 1912.

Eingegangen: 15. Januar 1932.

GEOLOGISCHE KARTE DER GRIALETSCH-VADRET-SURSURA-GRUPPE (GRAUBÜNDEN)

Aufgenommen von F. Spaenhauer 1927—29

1 : 50 000

Legende.

Silvrettadecke.

Orthogneise

- Grobflaserige Granitgneise, aplitisch-pegmatitische Gneise, Übergänge zu biotitreichen Gneisen.
- Hornblende, Zoisit oder Epidot führende Orthogneise.
- Schiefereinschlüsse in Orthogneisen (bei Cinuskel).

Mischgneise

- Biotitreiche Augengneise, Injektionsgneise, z. T. mit Paragneiseinlagerungen, Übergänge zu Orthogneisen.
- Bänder-, Lagen- und Adergneise, Feldspatknotengneise, Übergänge zu Paragneisen.

Paragneise

- Paragneise i. allg., Biotit-Plagioklas-Schiefergneise, Biotitfleckengneise, Muskovit-Chloritgneise, z. T. Feldspatknotengneise, Übergänge zu Mischgneisen.
- Tonerdesilikatgneise, Granat- und Staurolithschiefergneise und -glimmerschiefer.
- Hornfelsartige, feinkörnige bis fast dichte quarzreiche Paragneise.

Gabbrogesteine

- Norite, Olivinnorite, Peridotite, gabbroide Breccie der Val Sursura, Amphibolite mit reliktischen Orthostrukturen.

Amphibolite

- Plagioklasamphibolite, Knotenamphibolite, Epidot-, Biotit- und Granatamphibolite.
- Eklogitamphibolite.
- Kristalline Kalke und Dolomite.
- Diabasgänge.
- Mylonite und Ruschelzonen.

Campodecke

- Sedimente der Campodecke.

Abkürzungen.

F. P.	= Fourun Pülschezza
G.	= Guvgiolas
L. A.	= Lai Alb
M.	= Munt
M. O. S.	= Muots Ova Sparsa
P. A.	= Piz Arpschella
P. G.	= Piz Grialetsch
P. P.	= Piz Puntota
P. S.	= Piz Sursura
P. S. P.	= Piz Sursura Pitschen
P. U.	= Piz d'Urezza
Sc.	= Scalettahorn
V. P.	= Val Pülschezza
V. S.	= Val Schivò
V. U.	= Val d'Urezza

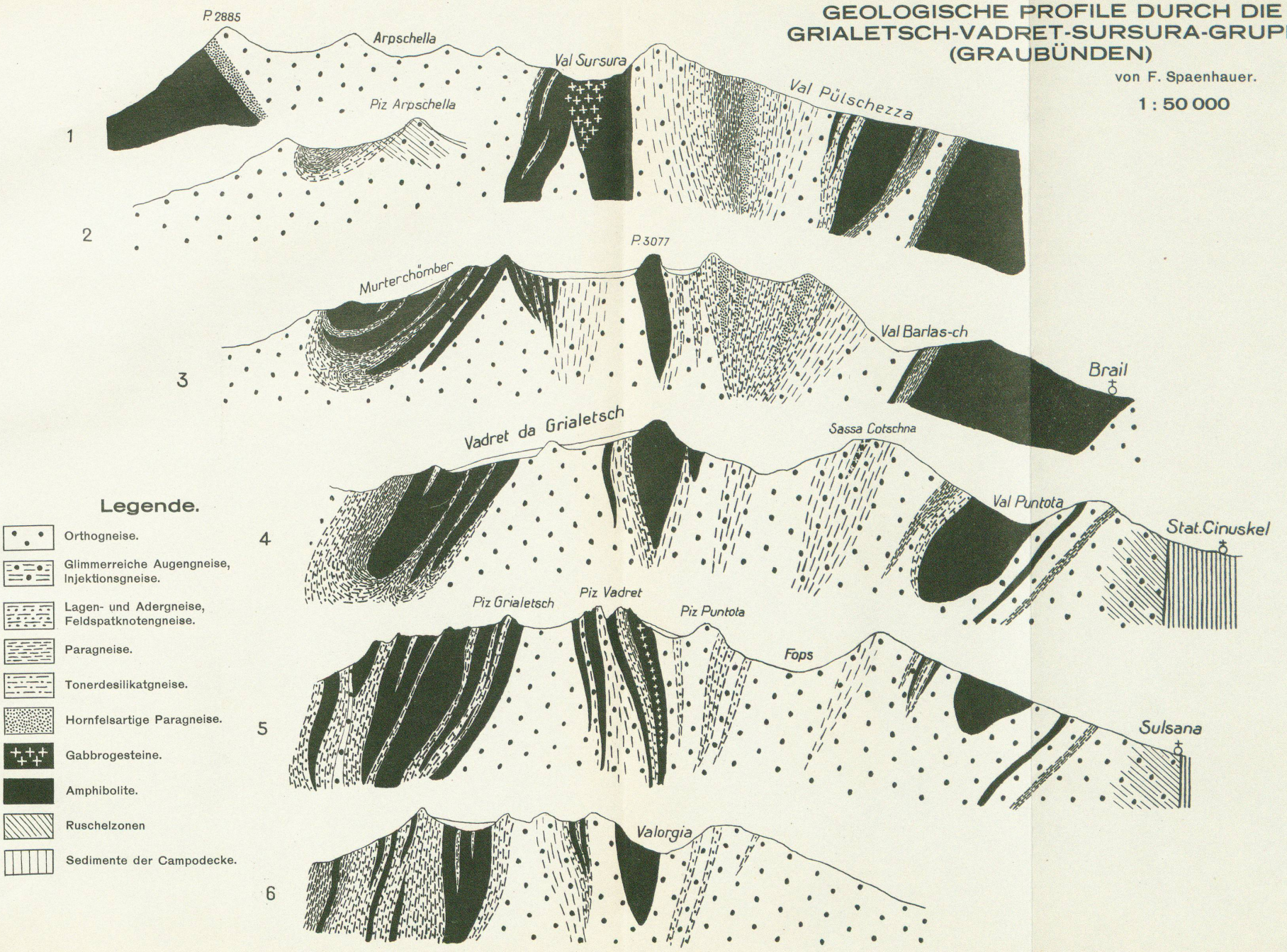
Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min. Petr. Mitt. Band XII. 1932

GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE GRIALETSCH-VADRET-SURSURA-GRUPPE (GRAUBÜNDEN)

von F. Spaenhauer.

1 : 50 000



Leere Seite
Blank page
Page vide

Leere Seite
Blank page
Page vide

Erklärung zu Tafel III

Fig. 1

Olivinnorit

Gerölle, Val Sursura, P. 2307

Vergr. 12.5, ohne Analysator

Körner von Olivin (rechts), Prismen von Hypersthen (links). Zwischenmasse von Saussurit (schwarz), Aggregate von Klinochlor und Talk (helle Partien der Füllmasse), schwarzes Erz und etwas Biotit.

Fig. 2

Peridotitischer Amphibolit

Muots Ova sparsa, P. 2545

Vergr. 16, Nicols X

Relikte von Hypersthen (rechts unten), von Uralitkränzen umgeben. Porphyroblasten von uralitischer Hornblende, teilweise bereits biotitisiert, meist von einem breiten Saum radial gestellter oder pflasterartiger Hornblende umgeben. Zwischenmasse von Sericit-Chlorit (schwarz). Neubildungen von Granat.

Fig. 3

Gabbroider Amphibolit

Val Puntota N-Seite, Weglein westlich P. 2216

Vergr. 16, ohne Analysator

Uralitische Hornblende in länglichen Individuen mit stärker pleochroitischem Rand und neugebildeter Granat. Zwischenmasse von Saussurit mit eingelagerten Körnern von Epidot, Erz, Rutil und kleinen Nestern von Quarz.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band XII. 1932

Fig. 1

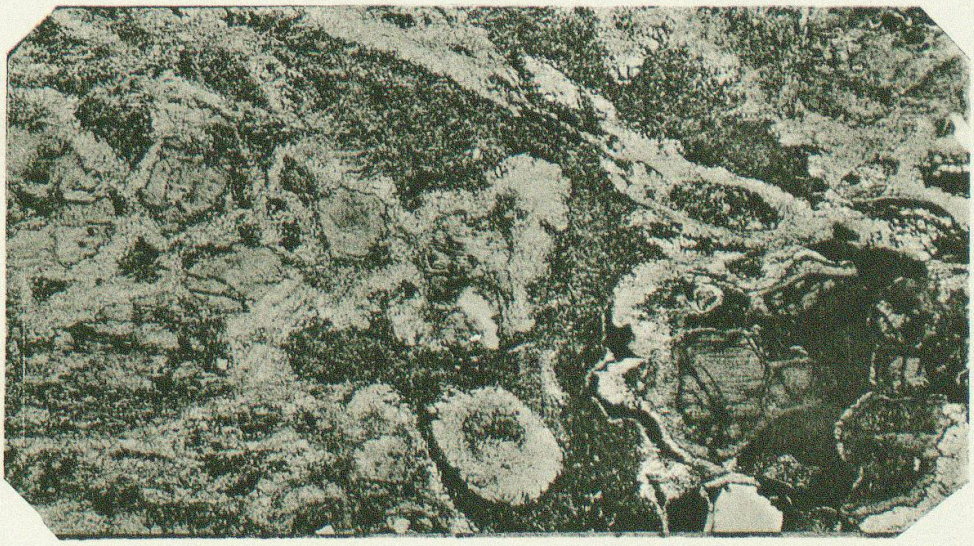


Fig. 2

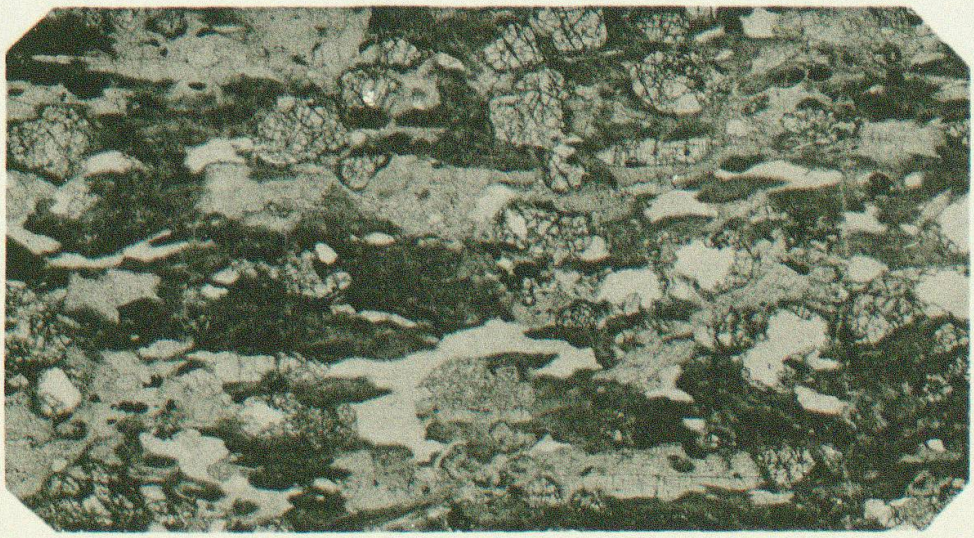


Fig. 3

Leere Seite
Blank page
Page vide

Leere Seite
Blank page
Page vide

Erklärung zu Tafel IV

Fig. 1

Gepresster Norit

Muots Ova sparsa, P. 2545

Vergr. 16, ohne Analysator

Paralleltextur. Züge von Saussurit (dunkel) und mikrodiablastischer Hornblende (hell). Als Reaktionsprodukt neugebildeter Granat (an den Rändern der Hornblendepartien) und etwas Biotit.

Fig. 2

Gabbroide Breccie

Val Sursura

Vergr. 16, ohne Analysator

Züge und Putzen von feinfaseriger diablastischer farbloser Hornblende (im Schliff hell). Darin eingelagert kleine Hornblendeporphyroblasten, etwas Quarz und Erz. Dazwischen Partien von Saussurit und Sericit (hell und dunkel gefleckt im Schliff) mit eingelagerten Blättern von teilweise chloritisiertem Biotit. An den Rändern Reihen von Granat als Reaktionsprodukt mit idiomorphen Umrissen gegen die Saussurit-Sericitzüge.

Fig. 3

Eklogitamphibolit

Murtèr

Vergr. 12.5, ohne Analysator

Einsprenglinge von Granat und seinen Pseudomorphosen. Um die Granatporphyroblasten Reaktionsränder von Saussurit und Sericit mit eingelagerten Körnern von Epidot. Bei den Individuen rechts oben und links noch ein äusserer Ring von tangential gestellter Hornblende mit Erz. Das Individuum links ist vollständig umgewandelt zu Hornblende, Biotit, Erz, Epidot, Plagioklas und Chlorit mit einem Kranz von Saussurit und Hornblende. Das Grundgewebe besteht aus fein diablastischer Hornblende mit etwas Plagioklas und Zügen von Quarz (hell). In der Mitte oben ein Aggregat von porphyroblastischer Hornblende (Sammelkristallisation). Eingelagert etwas Epidot, Biotit, Apatit, Rutil, Titanit, Ilmenit.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band XII. 1932

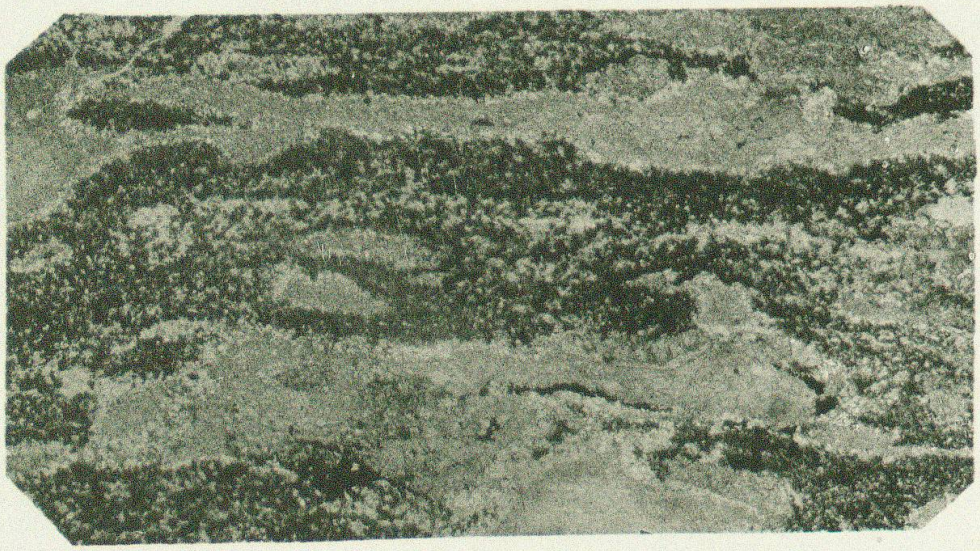


Fig. 1

Fig. 2

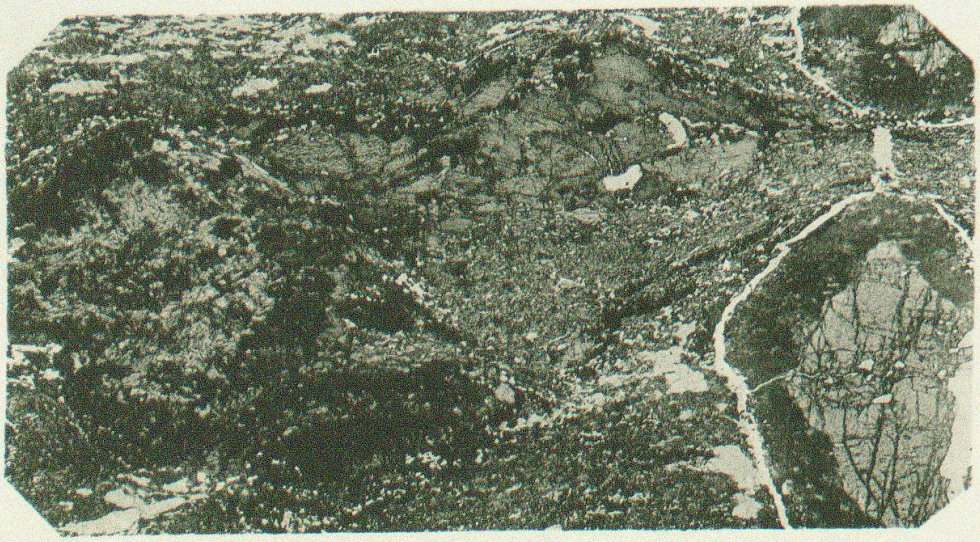


Fig. 3

Leere Seite
Blank page
Page vide