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

Band: 1 (1921)

Heft: 1-2

Artikel: Petrographische Untersuchungen im Gebiete des Piz Languard (Ober-Engadin)

Autor: Schuppli, Hans

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-1601

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: 15.03.2026

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

Petrographische Untersuchungen im Gebiete des Piz Languard (Ober-Engadin).

(Mit einer Kartenskizze und drei Profilen.)

Von
Hans Schuppli.

Die Bearbeitung des Languardgebietes geschah in der Hoffnung, hier, in der Randzone der gewaltigen Berninaintrusiva, intensive Kontakterscheinungen anzutreffen, unter den Schiefern vielleicht auch interessante Beispiele metamorpher Gesteine der schwach alkalischen Reihe, welcher die Erstarrungsgesteine des Massivs großenteils angehören. Beide Erwartungen gingen nur zum kleinen Teil in Erfüllung! Trotzdem war die Arbeit eine lohnende, vor allem durch die Mannigfaltigkeit der vorliegenden Probleme. Die Massengesteine boten Gelegenheit und Anschauungsmaterial zum Studium der endomorphen Kontakterscheinungen, der Differentiation und Ganggefolgschaft; in den kristallinen Schiefern konnten exomorphe Kontakterscheinungen und Metamorphose verfolgt werden. Am interessantesten und dankbarsten erwiesen sich die Verhältnisse der Ganggefolgschaft.

Die Terrainarbeit wurde in zirka dreimonatigem Aufenthalt in den Sommermonaten 1915, 1916 und 1917 ausgeführt. Die hohe Lage des Untersuchungsgebietes (zwischen 1800 und 3200 m), die ein ergiebiges Arbeiten nur in den Monaten August und September gestattete, und dieselbe in hohem Maße von den Witterungsverhältnissen abhängig macht, sowie ungünstige Unterkunftsverhältnisse und häufiger Militärdienst brachten es mit sich, daß die petrographischen und tektonischen Aufnahmen nicht über die ganze Languarddecke ausgedehnt werden konnten.

Die Verarbeitung des gesammelten Materials geschah an Hand von mehr als 300 Dünnschliffen und 8 Analysen im petrographischen Institut der eidgenössischen technischen Hoch-

schule in Zürich. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. U. Grubenmann, auf dessen Anregung hin die Arbeit unternommen wurde und der durch liberales Entgegenkommen mit Rat und Tat dieselbe förderte, möchte ich hier meinen aufrichtigen Dank aussprechen. In Dankbarkeit gedenke ich auch Frl. Dr. L. Hezner †, unter deren liebenswürdigen Leitung ich noch einen Teil der Gesteinsanalysen ausführte. Zu Dank verpflichtet bin ich ferner Herrn Dr. T. Woyno für manchen Rat in mineralogisch oder optisch schwierigen Fällen.

Historischer und tektonischer Ueberblick.

Außer der Beschreibung des roten Alkaligranits durch U. Grubenmann (Lit. 11 c), einiger Analysen (Lit. 12) und kurzer Notizen von R. Staub (Lit. 21 e) liegen über das Untersuchungsgebiet noch keine petrographischen Mitteilungen vor. Die Geologie desselben (im Zusammenhang mit derjenigen des eigentlichen Berninagebietes) kann schon auf eine mehr als hundertjährige Geschichte zurückblicken.

Das Hauptinteresse der geologischen Forschung richtete sich im südlichen Oberengadin begreiflicherweise von jeher vor allem auf die überragenden Eisgipfel und Intrusivmassen des Berninagebietes. Außer kurzen Notizen über dieses und jenes, meist tektonische Problem, sind es aber auch hierüber nur zwei Arbeiten, die sich auf eingehende und umfassende Aufnahmen und Kartierungen einlassen, die Arbeiten von G. Theobald und R. Staub.

Als Theobald im Jahre 1866 seine klassische Arbeit: „Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden", mit einer geologischen Karte, veröffentlichte, lagen ihm von L. v. Buch (1814) und von Escher und Studer (1839) einige kurze Notizen vor, ferner etwas eingehendere Beschreibungen von Studer in seiner „Geologie der Schweiz" und von G. von Rath in den „Geognostischen Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden" (beide aus den 50er Jahren). Theobald faßte das Berninagebiet mit Piz Julier, Piz Ott, Piz d'Err, Piz Albula, Piz Languard, mit Albigna und Disgrazia, als Zentralmassiv auf, dessen einzelne Teile durch Mulden metamorpher Sedimente getrennt sind. Da die Intrusivmassen sich ziemlich zugleich erhoben und sich so in ihrer Entwicklung gegenseitig hemmten, sei die

Fächerstellung nur eine mangelhafte und fallen die Sedimentmulden meist gegen die Massive. Die Erhebung bezeichnet er jünger als Lias, da dieser auch aufgewölbt ist.

Ueber das Languardgebiet schreibt er: „Es ist diese Gebirgsgruppe zwar in jeder Beziehung ein Anhängsel des großen Berninastocks, hat indes doch einen, von demselben verschiedenen Charakter, namentlich durch das Vorherrschen der kristallinischen Schiefer und das Zurücktreten der massigen Gesteine. Auch ist sie ansehnlich genug, um als eigene Gruppe behandelt zu werden, welche einen Uebergang von dem Berninagebirge zu den Casannabergen und mit diesen zu den Unterengadiner Formen vermittelt."

Den Kalkzug des Val Languard, welchen er schon mit dem Piz Alv und dem Kalk des Statzersee in Verbindung bringt und als Grenze zwischen Bernina- und Languardgebiet ansieht, deutet er also, zusammen mit grünen Schiefern und Casannaschiefern (Talkgneise und Talkglimmerschiefer), als Mulde. In dieser Mulde soll auch der Lavezstein von Pontresina liegen. Der eigentliche Zentralpunkt der ganzen Gruppe ist für ihn der Piz Vadret, den er als Granit- und Dioritstock auffaßt. Die kristallinischen Schiefer, die sonst das für uns in Betracht kommende Gebiet ausmachen, bezeichnet er als „metamorphische Gesteine, wenn man etwa manche granitische Gneise ausnimmt". Alles in allem ist es erstaunlich, wie viel Theobald schon gesehen und wie richtig er manches gedeutet hat.

In seinem „Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins" kritisiert Dalmer (1886) die Auffassungen von G. v. Rath und Theobald. Er gibt Theobald im Gegensatz zu v. Rath Recht, wenn dieser die Granite und Syenite als Eruptivgesteine und nicht als umgewandelte Sedimente ansieht, bekämpft aber dessen postliasische Altersbestimmungen der Intrusion, welche er an Hand von Berninagranitgeröllen im Verrucano des Piz Nair als vorpermisch annimmt. Er untersucht ferner die von Theobald angeführte, gneisartige Schale des Granits bei der Alp Languard und kommt zum Schluß, daß hier nicht Gneis vorliege, sondern stark gequetschter und zersetzter Granit. Daß dieses Gestein längs der Sedimente sich einstellt, erklärt er dadurch, daß diese eine bedeutende Dislokationslinie repräsentieren. Als Erster bringt er damit für dieses Gebiet Sedimentzüge und Dislokationslinien in Zusammenhang. Diese Ansicht wurde von

Rothpletz (1905) erweitert, der zum ersten Mal von gewaltigen Ueberschiebungsmassen von Gneisen auf jüngern Sedimenten redet.

Diener (1888) beschäftigt sich in seinen „Geologischen Studien im südwestlichen Berninagebiet" hauptsächlich mit den Altersbestimmungen von Theobald und Dalmer und kommt trotz Dalmer für die meisten Eruptiva zu der Annahme eines Alters, jünger als Verrucano.

Die in neuerer Zeit erschienenen Arbeiten von Blösch, Zyndel, Trümpy, Spitz und Dyhrenfurth beschäftigten sich, was das Berninagebiet anbelangt, mit tektonischen Teilfragen, die sich durch die Arbeiten von Staub mehr oder weniger als richtig erwiesen haben Im Gegensatz zu R. Staub nehmen Spitz und Dyhrenfurth einen ausschließlich O—W gerichteten Schub an. Es ist das Verdienst von R. Staub, die tektonischen Verhältnisse des Berninagebietes in umfassender Art und Weise aufgeklärt zu haben (Lit. 21). Neben der Klarlegung der Tektonik gelang es ihm auch, an Hand seiner Untersuchungen über die Faciesverschiedenheiten innerhalb der einzelnen Decken ein Bild, so zu sagen, der historischen Entwicklung dieser Decken zu geben (Lit. 21 b).

Als Grundlage für die Tektonik des Untersuchungsgebietes seien hier kurz die Ergebnisse seiner Arbeiten zusammengefaßt.

An Hand von Faciesverschiedenheiten zwischen Deckenstirn und rückwärtigen Teilen der Decken werden permische Geantiklinalen von Argand im Wallis, von R. Staub in Graubünden angenommen. Es ließ sich nachweisen, daß die Deckenstirnen durch neritische, die Deckenrücken durch bathyale Sedimente charakterisiert wird. Während im Perm die ostalpinen Decken erst als eine Geantiklinale vorhanden waren, lassen sich im penninischen Gebiet schon deren zwei nachweisen, die Adula- und die Margna-Geantiklinale. (Als Margna-Decke wäre nach dem Vorschlag von R. Staub die rhätische Decke des Oberengadins zu bezeichnen.) Zur Triaszeit sind aber schon alle vier ostalpinen Deckenkomplexe als Deckenembryonen (Geantiklinalen) vorhanden. Stetig schreitet die Auswölbung weiter, durch Jura und Kreide hindurch, um im Tertiär in mächtigem Paroxismus in Deckenüberschiebungen sich auszulösen, deren gewaltiger Aufbau im Berninagebiet in klassisch-schöner Weise vorliegt. Be-

sonders gut und deutlich ist derselbe am Südabhang des Massivs von der Margna- bis zur Bernina-Decke aufgeschlossen. Das ausgesprochene Nord- und Nordostwärtsfallen, welches nach dem Umbiegen aus der zirka senkrecht stehenden Wurzelzone die Decken beherrscht, läßt diese hier in treppenförmigem Aufbau, eine über der andern erscheinen. Zu unterst im Serpentin des Val Malencos die Suretta-Decke, darüber die Margna-, Sella-, Err-, die Berninadecke, letztere den stolzen Gipfel der Bernina bildend. Im eigentlichen Berninagebiet tritt weiter nördlich noch die Languarddecke auf, über die sich noch weiter gegen NO, als oberstes Glied der unterostalpinen Decken die Campodecke legt. Darüber folgen dann die oberostalpinen Decken, mit der Silvrettadecke für die Schweiz noch wesentlich in Betracht fallend. Die Margnadecke läßt sich an Hand tektonischer und stratigraphischer Verhältnisse mit der Dent-Blanche-Decke des Wallis parallelisieren (Lit. 21 f), wäre also als oberste penninische Decke aufzufassen. Sella-, Err-, Bernina-, Languard- und Campodecke vereinigen sich alle gegen SO vor dem Erreichen der Wurzelzone, sind also Teildecken der gewaltigen unterostalpinen Decke. Tektonisch wichtig und interessant ist innerhalb der Streichrichtung das ausgesprochene Einfallen aller Decken nach O. Dieses Ostwärtseinfallen wird deutlich illustriert durch die Erscheinung, daß von O nach W immer tiefere Decken aufgeschlossen sind, ferner durch das, den oberen Decken charakteristische sich Schließen mit ihrer Wurzelzone gegen Osten. —

Das für die vorliegende Untersuchung in Betracht fallende Gebiet kann folgendermaßen umgrenzt werden: Pontresina, Bernina-Häuser, Heutal, Lej della Pischa, Piz Languard, Piz Murail, Piz Vadret, Val Champagna, Muottas Murail, Punt Murail, Pontresina. Etwa ein Drittel davon gehört tektonisch zur Bernina-, zwei Drittel zur Languarddecke. — Die Trennung dieser beiden Decken geschieht durch den Triaszug des Val Languard. Für den Verlauf desselben kann auf die Kartenskizze verwiesen und hier bloß erwähnt werden, daß er nur im obern Val Languard und vom Lej della Pischa an ostwärts auf größere Entfernung hin zusammenhängend aufgeschlossen ist. Von Pontresina bis da, wo der Fußweg zur Rosstation hinauf die Ueberschiebungslinie schneidet, ist er bedeckt durch Gehängeschutt und Alpmatten, zum Teil wohl auch ausgequetscht. Nur ein kleines Kalktuffvorkommnis im

Tälchen, das sich von der Alp Languard zum Waldheim Pontresina hinunterzieht, verrät, daß dieses Tälchen eben durch ihn bedingt ist. Von seinem ersten Anstehen an, etwa 200 m über der Alp Languard, wo dieser Triaszug zirka 10 m mächtig ist und ungefähr 70° nach NNW einfällt, ist er allmählich mächtiger werdend und flacher einfallend gut zu verfolgen bis auf das Plateau oberhalb des Languardsees. Auch hier ist er ausgequetscht und tritt erst auf der andern Seite des Albrisgletschers wieder zutage. Beim Pischasee liegt er in fast horizontalen Schichten, streicht dann ins Heutal hinauf und auf die andere Talseite, wo er, mehrfach verfaltet, den mächtigen Piz Alv bildet. Oberhalb der Alp Languard liegt der Triaszug auf dem roten Granit, im oberen Val Languard auf Schiefern und Quarzkeratophyren. Besonders deutlich wird diese Diskordanz im Heutal, wo er in fast horizontaler Lagerung auf den steil einfallenden Schiefern liegt, diese in scharfer, wie mit dem Lineal gezogener Linie abschneidend und sogar deutlich nach NO schleppend.

In der Streitfrage, in welcher Richtung die Deckenüberschiebung stattfand, möchte ich mich ganz entschieden der von R. Staub vertretenen Auffassung anschließen (Lit. 21 e), welche annimmt, daß der Hauptschub von S nach N stattfand, und nachfolgender lokaler Schub von W nach O lokale Querfaltungen erzeugte. An zwei Stellen lassen sich nämlich kleine Ueberschiebungen von Gesteinen der Berninadecke über den Kalk nachweisen, welche nur durch W—O gerichteten Schub befriedigend erklärbar sind; eine derselben befindet sich südwestlich der Rosstation. Der Kalk liegt hier direkt auf einer 10 bis 20 m mächtigen Quarzkeratophyrlage, die aus dem Grashange als kleine Felswand hervortritt. Folgt man dem Fuße dieser Felswand talaufwärts, so trifft man am unteren Ende einer, sich schief nach oben ostwärts ziehenden, vollständig mylonitisierten Zone dieses Quarzkeratophyrs auf einen kleinen Fetzen Kalk. Dies läßt sich am besten so erklären, daß ein von W nach O gerichteter Druck nach der Deckenüberschiebung den Quarzkeratophyr über den Kalk geschoben hat. Genauere Untersuchung ergibt, daß außer dieser noch zwei solcher kleiner Ueberschiebungen vorliegen, so daß von einer Schuppung gesprochen werden kann. Beim Pischasee sind analoge Verhältnisse zu beobachten. Dort findet man auf den horizontal gelagerten Kalkschichten, von ihnen deutlich unterlagert und damit verfaltet, mehrere Fetzen von Ge-

steinen der Berninadecke. Wenn nun Rückfaltungen der Berninadecke über die Languarddecke durch Unterschiebung von O nach W, wie Spitz und Dyhrenfurth sie annehmen, für die größeren, südlich und südöstlich von unserm Gebiet anzutreffenden Querfaltungen, wenn auch unwahrscheinlich, so doch denkbar wären, so scheint mir dies für die Deutung der kleinen Schuppen im Val Languard ausgeschlossen.

Weitere tektonische Bemerkungen und Angaben, sofern sie in den Rahmen dieser Arbeit fallen, sollen im Zusammenhang mit der petrographischen Beschreibung angebracht werden.

A. Gesteine der Berninadecke.

Zur Berninadecke gehört (wie in der tektonischen Uebersicht ausgeführt wurde) der Teil des Untersuchungsgebietes, welcher südlich und südwestlich vom Kalkzug des Val Languard liegt.

Es lassen sich in petrographischer Hinsicht deutlich drei Gruppen von Gesteinen unterscheiden: Zu unterst in der NW-Ecke liegen dioritische und banatitische Erstarrungsgesteine, darüber und südlich davon roter Granit und über diesem eine Serie äußerst mannigfacher und wechselnder Schiefer und Gneise.

Die Beschreibung, die dieser Reihenfolge von unten nach oben folgen soll, behandelt demnach:

I. dioritische und banatitische Gesteine,
II. roter Granit,
III. Schiefer und Gneise.

I. Dioritische und banatitische Gesteine.

Die der Arbeit beigefügte Kartenskizze erübrigt es, das Anstehen und die Ausdehnung dieser Gesteine näher zu umschreiben. Sie bauen ungefähr von der Punt Rantumas bis nach Pontresina den unteren Teil der rechtsseitigen Talhänge und Felswände auf, immer überlagert vom roten Granit. Im Tälchen, das von der Alp Languard sich zum „Waldheim" (etwas oberhalb der alten Kirche von Pontresina) hinunterzieht, stoßen sie direkt an den Ueberschiebungskontakt der Languarddecke.

1. Der grüne Banatit.

Wenn bei der Beschreibung dieser Gesteine mit dem Banatit begonnen wird, so geschieht dies nicht ganz in Uebereinstimmung mit der oben angedeuteten Reihenfolge „von unten nach oben". Die im nächsten Abschnitt zu behandelnden dioritischen Gesteine liegen nämlich unter dem Banatit. Wenn trotzdem mit dem Banatit begonnen wird, geschieht dies deshalb, weil er im Untersuchungsgebiet den Diorit an Ausdehnung bedeutend übertrifft. Dabei handelt es sich im Gegensatz zum roten Granit um einen vielfach wechselnden, wenig einheitlichen Gesteinskomplex.

Als normaler Typus kann das Gestein gelten, welches die Felswände oberhalb der elektrischen Umschaltstation (einige 100 m talaufwärts der letzten Häuser von Pontresina) aufbaut. Es ist ein Gestein von mehr oder weniger ausgesprochener Grünfärbung, mittlerem Korn, massiger, hie und da durch tektonische Beeinflussung schwach schiefrig gewordener Textur. Makroskopisch läßt sich in wechselnder Menge grauer Quarz erkennen, grüner bis weißlicher matter Plagioklas, untergeordnet durch glänzende Spaltflächen unterscheidbarer Orthoklas. Von femischen Komponenten tritt schwarzglänzender Biotit oder grüne Zersetzungsprodukte desselben auf, hie und da in grünschwarzen Säulen Hornblende. U. d. M. erweist sich die Struktur als holokristallinisch-granitisch, wobei aber Quarz, der im allgemeinen deutlich letztes Ausscheidungsprodukt ist, oft auch in sonderbaren rundlichen Komplexen auftritt, die aus lappig ineinandergreifenden Individuen bestehen. Kataklase, die in wechselndem Ausmaße immer zu beobachten ist, kommt an ihm am deutlichsten zum Ausdruck. Beim schwächsten Stadium zeigen die Quarze nur undulöse Auslöschung, bei stärkerer tektonischer Beeinflussung konzentriert sich diese sozusagen in Streifen und Zonen, die dann ziemlich präzisierte andere Auslöschung aufweisen, wie der übrige Teil des Kristalles. Diese Streifen, die oft gewisse Aehnlichkeit mit Plagioklasstreifung bedingen, sind als Zerrungszonen aufzufassen, als Vorläufer von Rissen und Sprüngen, die als weiteres Stadium häufig zu beobachten sind. Im allgemeinen führt die Zertrümmerung der Quarze nicht bis zur Bildung von Sandquarz. Der Feldspat war vorwiegend Plagioklas. Unter dem Einfluß von Druck hat er sich fast vollständig in sericitähnlichen Glimmer, Zoisit

(Epidot), Albit und Quarz umgesetzt. Nach der Menge des Zoisits, der in dichten, grauen Wolken und Besen die in der Regel ziemlich automorphen Plagioklase erfüllt, muß es sich um eine ziemlich anorthitreiche Varietät gehandelt haben. An Relikten läßt sich denn auch Oligoklas-Andesin bis Andesin bestimmen, wobei zu bemerken ist, daß diejenigen Plagioklase, die am wenigsten zersetzt sind, also zur Bestimmung in Betracht kommen, mit großer Wahrscheinlichkeit die sauersten Glieder sind (da diese am widerstandsfähigsten). Hie und da ist zu beobachten, daß sich um stark zersetzte Kerne fast frische, wasserklare Partien legen; zum Teil handelt es sich um primär saurere Ränder, zum Teil um Neubildungen. Die grüne Färbung ist außer auf Zoisitisierung und Epidotisierung auch auf den sericitischen Glimmer zurückführbar, der sehr ausgesprochen grünliche Töne zeigt. Auf diesen grünen Sericit, von dem noch öfters die Rede sein wird, sei hier kurz eingegangen. Auch H. P. Cornelius (Lit. 5 a) und R. Staub (Lit. 21 d) beschreiben solchen grünen Sericit aus Gesteinen des Oberengadins. Ob wegen der Grünfärbung ohne weiteres auf Phengit geschlossen werden kann (Lit. 21 d), scheint mir fraglich. Muscovit kann mehr als 8 % Eisen enthalten, ohne den für Phengit charakterisierenden Ueberschuß an SiO_2 aufzuweisen (Doelter, Handbuch der Mineralchemie, Band II, pag. 426 usw.), ebenso beträchtliche Mengen von MgO. Ein hoher Gehalt an zweiwertigem Eisen könnte hier gerade so gut zur Erklärung dieser Grünfärbung herangezogen werden. (Als Parallele kann auf den Uebergang von Zoisit in Epidot verwiesen werden.) Wesentlicher scheint mir die Frage, ob es sich nicht um Paragonit handelt. Die Sericitisierung der Feldspate ist nicht eine Verwitterungs-, sondern eine Umwandlungserscheinung, bedingt durch die niedrigen Temperaturen der oberen Zonen der Erdrinde und durch Druck. Da in erster Linie Plagioklase Sericitisierung zeigen, nimmt H. P. Cornelius (Lit. 5 a) Austausch von Na gegen K unter der Mitwirkung zirkulierender Lösungen an. Die Analyse seines Granites von Roccabella und dessen mylonitischer Facies bestätigt, wenigstens für dieses Gestein, diese Annahme, indem im normalen Granit sich K_2O : Na_2O zirka wie 1 : 1 verhält, im mylonitisierten fast wie 6 : 2. Dieselbe Verschiebung im Verhältnis der Alkalien zugunsten des K_2O ergeben die Analysen R. Staubs (Lit. 21 d) von normalem und mylonitisiertem Corvatsch-Granit. Nun ist aber auch der

Plagioklas des normalen Granites schon vollständig umgewandelt in „sehr feinschuppige Aggregate von hoher Doppelbrechung, welche hauptsächlich, wenn nicht ausschließlich, aus Sericit bestehen dürften", wie H. P. Cornelius l. c. schreibt. Des weitern bemerkt er, daß sericitisierte Feldspate (gemeint sind in erster Linie Plagioklase) auch in den frischesten Graniten des Julier- und Albulagebietes anzutreffen sind, „bei welchen von Verwitterungseinflüssen nicht wohl die Rede sein kann." In diesem Falle aber darf, wie mir scheinen will, die Sericitisierung auch nicht durch Austausch von Na gegen K unter der Mitwirkung zirkulierender Lösungen erklärt werden. Auch R. Staub spricht (Lit. 21 d) von sericitisierten (phengitisierten) Albiten und Plagioklasen, leider ohne über den Vorgang dieser Sericitisierung eine Meinung zu äußern. Aus den beim Albula- und Juliergranit angeführten Verhältnissen, sowie aus der überall zu beobachtenden Erscheinung, daß auch innerhalb von noch fast frischen und unangegriffenen Albiten sericitähnliche Glimmer auftreten, komme ich zur Ueberzeugung, daß dieser Sericit zum großen Teil ein paragonitischer Glimmer ist. (Eine mikroskopische Unterscheidung dieser beiden Mineralien ist nicht möglich.) Im weiteren Verlaufe der Metamorphose (Mylonitisierung) mag dann Sericitisierung dieses Paragonites vor sich gehen. Der Kürze halber soll in den folgenden Ausführungen doch von „Sericit" (in Anführungszeichen) gesprochen und hieher verwiesen werden. — In sehr wechselnder Menge, aber stets untergeordnet, tritt Orthoklas auf, fast ausschließlich als Mikroperthit (Mikroklin-Mikroperthit). Bei × Nicols zeigt dieses durchwegs fast völlig frische Mineral flammen-, keil- und fleckenförmige Durchwachsungen. Mittelst der Beckeschen Methode konnte bestimmt werden, daß es sich in den weitaus meisten Fällen um Albitlamellen in Orthoklas handelt, hie und da auch um den umgekehrten Fall (Antiperthit). Häufig sind beide Bestandteile ziemlich gleichwertig, so daß kaum entschieden werden kann, was als eingewachsene Lamellen, was als Mutterkristall zu bezeichnen ist. Auch der Analyse nach ist vorwiegend Perthit und nur untergeordnet Antiperthit zu erwarten. Die von Frl. Dr. Hezner im Auftrage von Herrn Prof. Grubenmann analysierten Banatite vom „Spaniolenturm" und von der „Säge" (Lit. 12) zeigen beide Vormacht von K_2O gegenüber Na_2O. Sicher liegt der größte Teil des K_2O im Perthit vor, aber nur ein kleiner des Na_2O, das vorwiegend

im Albitmolekül der Plagioklase enthalten sein muß.[1] Wichtigste fem. Komponente ist ein, meist stark umgewandelter Biotit (c und b = kräftig rotbraun, a = gelb bis gelbbraun, wobei die Absorption c > a). Wesentlichste Umwandlungserscheinung ist dessen Chloritisierung. Das ursprüngliche Mineral ist meist nur noch als kleine braune Flecken und Lagen in dem schwach grünlichen Chlorit erhalten. Auch Umwandlung in Muscovit kommt vor. Zwischen Chlorit- und Muscovitlamellen ist in wechselnder Menge eine staubförmige, grauschwarze Substanz eingestreut. Sammelkristallisation hat diesen feinen Staub oft zu kleinen Körnchen und Säulen vereinigt, die dann als Epidot erkenntlich (zum kleinen Teil auch als Titanit). Auffallend ist das fast vollständige Fehlen von Eisenerzen, die sowohl bei der Chloritisierung als auch bei der Muscovitisierung frei werden sollten. Zum großen Teil liegt dieses Fe wohl im Epidotstaub vor. Eine sehr häufig in allen diesen Gesteinen zu beobachtende Erscheinung sind des weiteren gelblichgrüne Schlieren, Kluft- und Spaltenausfüllungen. Auch in dem zu dieser Epidotbildung nötigen Fe mag ein großer Teil des ursprünglich im Biotit enthaltenen vorliegen. Ein weiterer Teil ist in die Plagioklaszersetzungsprodukte eingewandert, in Epidot und „grünen Sericit". Stark untergeordnet tritt eine grüne Hornblende auf (c = d'olivgrün; b = olivgrün; a = gelb- bis bräunlichgrün; c/c = 20°. Oft zeigt sie, hie und da in fleckiger Verteilung, bläuliche Farbtöne. Von R. Staub wurde aus den Monzoniten und Banatiten des Corvatschgebietes Aehnliches beschrieben. Es scheint dies eine, für Gesteine der schwach alkalischen Reihe („Stammreihe") oft charakteristische Eigenschaft der Hornblenden zu sein. Als Nebengemengsteile treten auf: Magnetit und Apatit, beide in geringer Menge, etwas häufiger Zirkon. Hie und da konnte Orthit in schönen, ziemlich großen Kristallen angetroffen werden.

Die Ausscheidungsfolge ist die normale: Nebengemengteile, Biotit, Hornblende, Plagioklas, Perthit, Quarz.

Die von Frl. Dr. L. Hezner analysierten Banatite vom Spaniolenturm und von der „Säge" zeigen folgenden Chemismus:

---

[1] Herr Prof. Grubenmann hatte die Freundlichkeit, mir die von ihm in diesem Gebiet gesammelten Handstücke und die daraus hergestellten Dünnschliffe zur Verfügung zu stellen.

1. Weißer Banatit von der „Säge“ (Lit. 12, Nr. 53).

Anal. L. Hezner.

SiO_2 = 66,56	73,6 (Mol.%)	[1] S = 73,6	[2]	S Al F = 23,6 . 2,8 . 3,6
TiO_2 = 0,80		A = 6,4		Al C Alk = 13,6 . 6,2 . 10,2
Al_2O_3 = 13,29	8,6	C = 2,2		NK = 5,2
Fe_2O_3 = 0,88		F = 9,2		MC = 4,3
FeO = 4,16	4,6	M = 1,7		
MnO =		T = 0,0		
MgO = 1,78	2,9	K = 1,4		
CaO = 3,37	3,9			
Na_2O = 3,08	3,3	a = 7,2		
K_2O = 4,36	3,1	c = 2,5		
H_2O (−110°) = 0,09		f = 10,3		
H_2O (+110°) = 1,33				
Summe = 99,71	100,0			
Spez. G. = 2,77				

2. Grüner Banatit vom Spaniolenturm (Lit. 12, Nr. 54).

Anal. L. Hezner.

SiO_2 = 65,89	73,9 (Mol.%)	S = 73,9	S Al F = 23,6 . 3,5 . 2,9
TiO_2 = 0,47		A = 6,0	Al C Alk = 15,4 . 6,2 . 8,4
Al_2O_3 = 16,70	10,9	C = 4,4	NK = 5,5
Fe_2O_3 = 0,94		F = 4,8	MC = 2,8
FeO = 2,43	3,1	M = 0,0	
MnO = 0,04		T = 0,5	
MgO = 1,00	1,7	K = 1,5	
CaO = 3,65	4,4		
Na_2O = 3,07	3,3	a = 7,9	
K_2O = 3,87	2,7	c = 5,8	
H_2O (−110°) = 0,03		f = 6,3	
H_2O (+110°) = 1,48			
Summe = 100,62	100,0		
Spez. G. = 2,71			

Nr. 53 fällt nach Fig. 2 (Lit. 16b) in die Zone der schwach alkalischen Reihe, Nr. 54 in die der Kalk-Alkalireihe. Nach Mineralbestand und Verbandsverhältnissen muß aber auch dieses Gestein als Banatit aufgefaßt werden.

Die Bezeichnung dieser Gesteine als Banatite und ihre Stellung in die „Stammreihe” sind also nach Mineralbestand und Chemismus durchaus gerechtfertigt vor allem durch die für diese Gesteine charakteristische Vergesellschaftung von Al-

[1] Werte und Projektion nach Osann-Grubenmann (Lit. 11).

[2] Werte nach dem von Osann (Lit. 16b) vorgeschlagenen Projektionsverfahren. Dasselbe erwies sich als äußerst brauchbar zur Unterscheidung von Para- und Orthogneisen.

kalifeldspaten (Perthite, Antiperthite, Mikroklinperthite) mit Plagioklasen. Chemisch werden die Gesteine als zur „Stammreihe" gehörig charakterisiert durch den hohen Alkaligehalt (um 7 %) neben hohem Gehalt an CaO (3—4 %).

2. Die dioritischen Gesteine von Punt Rantumas.

In der 1916 von U. Grubenmann und L. Hezner herausgegebenen Analysensammlung (Lit. 12) befindet sich eine ganze Anzahl Analysen von gabbro-dioritischen Gesteinen aus der Umgebung von Pontresina. So werden Analysen des Gabbro-Diorites von Platzers (am Piz Rosatsch), von der Brücke am Ferreto aus dem Val Roseg, von Sanssouci angeführt. Außer diesen Analysen und kurzen Angaben von R. Staub (Lit. 21 e), vorwiegend tektonischer Natur, weiß man nicht viel über diese, auf der linken Talseite, östlich von Pontresina eine bedeutende Rolle spielenden Gesteine.

Als normaler Rosatsch-Gabbro-Diorit kann, nach persönlichen Angaben von U. Grubenmann, das Gestein von Platzers gelten. Die Analyse dieses Gesteins ergab:

3. Gabbro-Diorit von Platzers (Lit. 12, Nr. 81).
Anal. L. Hezner.

SiO_2 = 49,54	55,1 (Mol. %)	S = 55,1	SAlF = 17,4 . 3,4 . 9,2
TiO_2 = 1,73		A = 4,8	AlCAlK = 13,1 . 11,1 . 5,8
Al_2O_3 = 16,89	10,8	C = 6,0	NK = 7,9
Fe_2O_3 = 2,24		F = 23,3	MC = 5,7
FeO = 6,43	7,8	M = 3,2	
MgO = 7,58	12,3	T = 0,0	Nach Fig. 2 (Lit. 16 b) fällt
CaO = 7,92	9,2	K = 0,86	das Gestein in die Kalk-Alkalireihe.
Na_2O = 3,58	3,8		
K_2O = 1,42	1,0	a = 2,8	
H_2O (—110°) = 0,05		c = 3,5	
H_2O (+110°) = 2,25		f = 13,7	
Summe = 99,81	100,0		
Spez. G. = 2,96			

Auf der rechten Talseite treten dioritische Gesteine nur an einer Stelle als selbständiger Gesteinskomplex auf, nämlich bei der Punt Rantumas, etwa 1 km oberhalb des südöstlichen Dorfausganges von Pontresina, an der Straße, die nach Morteratsch und den Bernina-Häusern hinaufführt. Basische Schlieren und Konkretionen dioritischen Charakters sind dagegen überall im grünen Banatit anzutreffen. Bemerkenswert

ist ferner, daß dioritische Gesteine auch beim Bahnhof von Pontresina und unten am Flatzbach (bei den Brücken, die vom Bahnhof zum Dorfe führen) anzutreffen sind, also überall den grünen Banatit unterlagern. Sowohl die geologische Lagerung, als die petrographische Beschaffenheit lassen mit Sicherheit schließen, daß die dioritischen Gesteine unten am Flatzbach und bei Punt Rantumas mit denen der linken Talseite, dem Gabbro-Diorit des Piz Rosatsch in Zusammenhang zu bringen sind. Besonders interessant und aufschlußreich erwiesen sich die Gesteine von Punt Rantumas. Sie sollen deshalb eine ausführlichere Beschreibung erfahren.

Der Diorit vom P. Rantumas ist, dem oben Gesagten nach, aufzufassen als Ausläufer des Gabbro-Diorites vom Piz Rosatsch und stellt einen keilförmig in den grünen Banatit, fast bis zu dessen Kontakt mit dem roten Granit, aufragenden Komplex dar. Auch morphologisch kommen diese Lagerungsverhältnisse zum Ausdruck, wie schon auf der Karte 1 : 50 000 deutlich ersichtlich. Die größere Härte und Widerstandsfähigkeit der dioritischen Gesteine bedingen einen rückenartigen, durch Gletscher rundgehobelten Vorsprung des Berghanges quer zum Tal. Wie der Diorit im allgemeinen, so zeigt dieses Dioritvorkommen in potenzierter Weise im Kleinen einen äußerst wechselnden Habitus. In schlieriger Ausbildung wechseln saurere, aptitische Facien mit basischeren bis lamprophrischen. In mannigfacher Weise lassen sich Uebergänge von Gabbro-Diorit zu Hornblendediorit, Hornblende-Quarzdiorit, Hornblende-Biotitdiorit und Banatit beobachten. Auch die Struktur zeigt alle Uebergänge von sehr feinkörniger bis zu pegmatitischer und porphyrischer. Zu all diesen Erscheinungen hinzutretend, ja dieselben oft sichtlich bedingend, treten größere und kleinere Schollen von Schiefereinschlüssen. Es sei darauf hingewiesen, daß nur hier nicht resorbierte Schiefereinschlüsse gefunden werden konnten. Dieses sich Bedingen von Diorit und Schiefereinschlüssen ist eine äußerst auffallende und zu wichtigen Schlußfolgerungen führende Erscheinung.

Was die Beziehungen zwischen Diorit und Banatit anbelangt, so ergibt sich schon aus den angeführten Beobachtungen (dioritische Schlieren und Konkretionen im Banatit, allmähliche Uebergänge von Rantumas-Diorit in Banatit), daß beide Gesteine in primärem genetischen Zusammenhang stehen, daß sie beide durch postintrusive Vorgänge bedingte

Facies desselben Magmas sind. Die Annahme, daß der grüne Banatit eine saure Randfacies des Diorites darstellt, wird auch durch den mikroskopischen Befund vollauf bestätigt.

Zuerst soll auf den „normalen Rantumasdiorit" eingegangen werden. Als solchen fasse ich ein graugrünes Gestein von mittelfeinem Korne auf, der makroskopischen Bestimmung nach vorwiegend aus grauen bis grünlichen Plagioklasleisten und schwarzgrünen, oft stark glänzenden Hornblendesäulchen bestehend. Untergeordnet lassen sich schwarze, oft grünliche und bräunliche Biotitblättchen erkennen, ferner hie und da kleine Quarzkörnchen.[1] Als Feldspat tritt auch u. d. M. nur ein gänzlich in ein Gewirr von Epidot, Zoisit, Quarz und Albit umgewandelter Plagioklas auf. Aus der Menge des Zoisits und Epidots kann gechlossen werden, daß es sich ursprünglich um einen ziemlich basischen Plagioklas handeln mußte. Der Idiomorphismus dieser umgewandelten Plagioklase bedingt eine mehr oder weniger ausgesprochen gabbroide Struktur. Quarz ist mikroskopisch noch ziemlich häufig wahrnehmbar, allerdings nur als ganz kleine, völlig xenomorphe Partikelchen, welche als letzte Ausscheidungsprodukte Zwischenräume der übrigen Mineralien ausfüllen oder sekundär entstanden sind.

Wichtigster Bestandteil neben dem Plagioklas ist eine grüne Hornblende (c = gras-bläulichgrün; b = olivgrün; a = gelblich, bräunlich, grünlich). Auslöschungsschiefen (c/c) konnten bis 24° beobachtet werden. Häufig zeigen die Hornblenden zentral weißliche bis hellgrünliche Flecken, die bald Aggregatpolarisation, bald mehr oder weniger einheitliche Auslöschung zeigen. Ausnahmsweise konnte ein solcher „Kern" noch als völlig einheitliches, gut charakterisiertes Mineral angetroffen und bestimmt werden. Dieser Kern zeigte fast keinen Pleochroismus, eine Auslöschungsschiefe (c/c) von zirka 40°, Spaltbarkeit wie die umgebende Hornblende und ist als diopsidischer Augit aufzufassen. Die umgebende Hornblende ist morphologisch völlig gleich orientiert wie der Augit (die Spaltbarkeiten der beiden Mineralien gehen ineinander über), zeigt aber nur 14° Auslöschungsschiefe und den

[1] Ich verdanke Schliffe dieser Gesteine z. T. Herrn Professor Grubenmann, der dieselben an diesen Lokalitäten und bei Sanssouci sammelte. Sanssouci und Rantumas entsprechen sich ihrer tektonischen Lage nach vollständig. Auch makroskopisch lassen sich die Gesteine beider Lokalitäten vollständig identifizieren.

für die Hornblende charakteristischen Pleochroismus. Da sie nie uralitischen Habitus aufweist, nie spießige und feinfaserige Aggregate, sondern stets durchaus einheitliche Kristalle bildet, muß es sich um ein primäres Weiterwachsen des Augites als Hornblende handeln. Aehnliche Beispiele lassen sich aus der petrographischen Literatur viele anführen. (Vergleiche Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie der Massengesteine, Kapitel Syenit, Diorit, Gabbros, ferner K. S. Washington, Journ. of Geol. 4, No. 3, 1896, ferner L. V. Pirson, Amer. Journ. of. Sc. 31, 1911.) Auf die chem.-phys. Erklärung dieser Erscheinung kommt P. Niggli (N. J. f. Min. 1914, B. II) kurz zu sprechen; näher geht darauf F. Becke ein in seiner Arbeit über die Gesteine der Columbretes (Lit. 2 a), welche die Entstehungs- und Umwandlungsbedingungen für Augit und Hornblende in einem Diagramme zum Ausdruck bringt. Darnach bedingen die normalen Erstarrungsverhältnisse für Tiefengesteine bei hohem P&T zuerst ein Auskristallisieren von Ca Mg (Fe)-Silikaten als Augit, mit dem Sinken dieser beiden Faktoren als Hornblende. Ueber die Art und Weise, wie diese Existenzbedingungen morphologisch zum Ausdruck kommen, schreibt Becke: „Ob diese Hornblendebildung lediglich als Fortwachsung der Pyroxene oder aber unter Aufzehrung der zuerst ausgeschiedenen Pyroxenkristalle sich einstellt, dürfte wohl zumeist vom Temperaturgefälle abhängen. Rasche Abkühlung würde wohl die einfache Fortwachsung, langsame Abkühlung die Umwandlung des Pyroxens begünstigen." In unserem Falle würde es sich also um ein, durch die Abkühlungsverhältnisse bedingtes Unbeständigwerden der zuerst auskristallisierten Augite handeln. Im zentralen Teil des Massives ist wegen der langsamen stetigen Abkühlung die Umwandlung wahrscheinlich eine vollständige gewesen. Randlich war die Abkühlung eine raschere. Nach Becke müßte das ein Weiterwachsen der Augite als Hornblenden bedingen, eine Erscheinung, die bei diesen Gesteinen ja wirklich zu beobachten ist, allerdings nur hie und da, und wenn vorhanden, fast ausnahmslos mit starken Zersetzungserscheinungen der Augitkerne verbunden. — Als in der Regel etwas später ausgeschieden und in untergeordneter Menge tritt Biotit auf. Nur in Relikten läßt sich der ursprüngliche Pleochroimus desselben erkennen (c = dunkelrotbraun, a = gelbbraun). Größtenteils ist er in Chlorit umgewandelt, häufig mit sehr ausgeprägtem kräftigem Pleochrois-

mus (c = grasgrün, a = gelblichgrün). Zwischen den Chloritlamellen liegen oft als feines staubförmiges Pulver, oft in feinkörniger Ausbildung Epidot-, untergeordnet Titanitkörner. Auch Rutil in sagenitischer Anordnung konnte darin beobachtet werden. Als Nebengemengteile treten auf: Titanit, Magnetit, ferner recht häufig und in verhältnismäßig recht großen Kristallen Apatit.

Wenn dieses Gestein als „normaler Diorit" bezeichnet wurde, so geschah dies nur, um für die Beschreibung der Uebergangsverhältnisse zum grünen Banatit und der Einschmelzerscheinungen um die Schiefereinschlüsse ein Ausgangsmaterial zu haben. Quarz und Biotit dieses „normalen Diorites" sind mit großer Wahrscheinlichkeit auch schon anormale Komponenten und dieses Gestein eine, durch Zunahme von Quarz und Biotit charakterisierte Randfacies des Gabbro-Diorites des Piz Rosatsch. Quarz ist als anormale Komponente charakterisiert durch die äußerst wechselnde Menge, in welcher er auftritt. Oft fehlt er ganz; oft wird er zum Hauptgemengteil und leitet dadurch, verbunden mit Hinzutreten von Perthiten und Zurücktreten der femischen Komponenten, besonders der Hornblende, zum Banatit hinüber.

Im Gegensatz zu den normalen tritt in den anormalen Rantumasdioriten ein, schon makroskopisch auffallender, höchst sonderbarer Biotit auf. Dieses Mineral zeigt nicht die schwarzen bis grünlichen Farben des gewöhnlichen Biotites, sondern graue, bräunliche Töne mit einem oft ausgesprochen weißlichen bis gelblichen Metallglanz, der große Aehnlichkeit mit Diallag oder rhombischen Augiten bedingen kann. Wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, handelt es sich um eigenartige Zersetzungserscheinungen des in Relikten noch wohl erkennbaren normalen Biotites (c = rotbraun, a = gelbbraun). Es hat hier nicht Chloritisierung stattgefunden, sondern Umwandlung in bräunliche bis graue Aggregate, welche ursprüngliche Form und Spaltbarkeit vollständig bewahrt haben und auch in dem bräunlichen Ton die Farbe des Ausgangsmaterials noch erkennen lassen. Wie starke Vergrößerung zeigt, handelt es sich um ein feines Gefüge von stark ausgebleichtem Biotit, von Chlorit, Sericit und Quarz, welches erfüllt ist von einer staubfeinen Masse hochpolarisierender und hochbrechender grauer Körnchen. Oft sammelt sich dieser Staub in den Spaltrissen oder randlich an und läßt sich dann mit einiger Sicherheit als vorwiegend

aus Epidot, untergeordnet aus Titanit bestehend erkennen. Epidot tritt auch in größeren Körnchen und Häufchen auf, oft mit einem äußerst starken und auffallenden Pleochroismus von saftgrün zu gelblich. Diese sonderbaren Umwandlungen der Biotite sind immer vergesellschaftet mit Resorptionserscheinungen und deshalb wohl nicht nur als Verwitterungs- oder Umwandlungsvorgänge aufzufassen, sondern auch als durch Unbeständigwerden bedingte Zersetzungs- und Auflösungserscheinungen. — Eigentliche Resorptionserscheinungen sind in wechselndem Maße zu beobachten. Im allgemeinen scheinen sie mit der Basizität des Gesteines zuzunehmen und sind deshalb am ausgesprochensten an den Biotiten basischer Schlieren. Als Beginn der Resorption zeigen die Biotite randlich näpfchenförmige Einbuchtungen, zu welchen bei stärkeren Stadien auch zentrale Durchlöcherungen treten, die bei Basisschnitten besonders häufig und ausgesprochen anzutreffen sind. Schließlich zerfällt das Mineral in lauter konkav umgrenzte kleine Fetzen, die nur durch gleichzeitige Auslöschung noch als ursprünglich zusammengehörend zu erkennen sind. — Völlig analoge Erscheinungen, aber seltene und weniger ausgesprochene zeigen Hornblenden. Basisschnitte zerfallen hier häufig in lauter kleine „Spaltrhomboederchen". Als Lösungsmittel scheint Plagioklas zu fungieren. Die Anschmelzstellen und -Löcher in Biotiten und Hornblenden sind von dicht mit Zoisit und Epidot durchsetzten Plagioklaszersetzungsprodukten erfüllt. In einem Falle konnte beobachtet werden, wie in einem, der in diesen Gesteinen häufig als „Einsprenglinge" auftretenden Plagioklaskristalle eine ganze Menge kleiner Biotit- und Hornblendefetzchen liegen, mit deutlichen Zerfalls- und Resorptionserscheinungen, offenbar al Relikte von im Plagioklas gelösten Biotit- und Hornblendekristallen. Der Plagioklas ist deshalb voll kleiner schwach bräunlichgelber Epidotkörnchen, die in solcher Menge unmöglich nur Zersetzungsprodukte des Plagioklases sein können. Unter diesen Epidotkörnchen, die sich zu dichten Haufen ballen können, ist öfters auch Titanit zu beobachten.

Interessante Veränderungen zeigen auch die mit Schiefereinschlüssen in direktem Kontakt stehenden Diorite. Auf den ersten Blick sind diese Gesteine leicht mit normalem Banatit zu verwechseln. Näheres Zusehen, insbesondere aber das Mikroskop enthüllt völlig andere Verhältnisse. Vor allem fehlt Perthit gänzlich, Biotit und Hornblende zeigen in sehr

ausgesprochenem Maße die beschriebenen Resorptionserscheinungen. Am interessantesten ist der in diesen Gesteinen reichlich auftretende Quarz. Schon makroskopisch zeigt er nicht den, ihn als letztes Ausscheidungsprodukt charakterisierenden xenomorphen Habitus, sondern liegt in relativ großen runden Körnern im Gestein, die häufig an Mandeln der Ergußgesteine erinnern. U. d. M. erweist es sich, daß er in zweierlei Ausgaben vorliegt. Einmal wie im normalen Diorit, als kleine, völlig xenomorphe Füllmasse zwischen den übrigen Komponenten, daneben aber auch als große rundliche Körner. Diese, die übrigen Gesteinskomponenten an Größe übertreffenden Aggregate, bestehen aus lauter lappig ineinander verzahnten Quarzkriställchen. Oft greifen auch sie ihrerseits lappig in das übrige Gesteinsgefüge ein, liegen aber im allgemeinen, sämtliche Gesteinskomponenten gerade abschneidend, als Fremdkörper in demselben. Diese Art des Auftretens, sowie das so reichliche Vorhandensein von Quarz in einem normalerweise quarzarmen Gestein, lassen schließen, daß es sich um, durch Resorption der sauren Schiefereinschlüsse aufgenommenen Quarz handelt, dessen vollständige Assimilation aber durch die Erstarrung des Gesteins verunmöglicht worden ist.

Und so möchte ich diese anormalen Diorite überhaupt deuten. Es sind Mischgesteine, Gesteine, die in unfertigem Zustande, während der Assimilation von fremdem Material, von eingebrochenen Teilen der Schieferhülle, erstarrten. Deshalb sind einzelne Komponenten, die bei völlig abgelaufener Assimilation verschwunden wären, mit Resorptions- und Zerfallserscheinungen erhalten geblieben, deshalb der wechselnde, schlierige Habitus und die noch unresorbierten Reste der Schiefer. Diese Assimilationsvorgänge noch komplizierend, sich mannigfach mit ihnen kombinierend, tritt ferner die Tendenz des dioritischen Magmas auf, eine saure banatitische Randfacies zu bilden. Hierbei ist ein Faktor beachtenswert. Während bei Pontresina, wo Diorit erst unten am Flatzbach anzutreffen, die banatitische Randfacies eine Mächtigkeit von 300—400 m aufweist, stehen bei Punt Rantumas fast bis zum Kontakt mit dem roten Granit dioritische Gesteine an. Diese Diorite sind zum großen Teil Mischgesteine und sind charakterisiert durch die Vergesellschaftung mit Schiefereinschlüssen, und zwar konnten n u r h i e r Schiefereinschlüsse angetroffen werden. Diese Vergesellschaftung, sowie die Erschei-

nung, daß die banatitische Randfacies in ihrer Mächtigkeit nicht nur eine Funktion der randlich rascheren Abkühlung (sonst könnte nicht an einer Stelle fast bis zum Kontakt Diorit anstehen), führen mich zur Annahme, daß es sich nicht um eine normale Randfacies handelt, sondern daß dieselbe auch wesentlich bedingt ist durch die Einschmelzung von saurem Nebengestein. Da wo die Einschlüsse des Nebengesteines resorbiert werden konnten, regte diese Resorption in besonders ausgesprochenem Maße Diffusionsvorgänge an; da wo sie weniger vollständig war, blieben auch die Diffusions- und Differentiationserscheinungen in ihrem Ausmaße zurück. Deshalb ist da, wo Banatit vorliegt, von den Einschlüssen sozusagen nichts mehr übrig geblieben. (Nur die beim grünen Banatit erwähnten runden Quarz-Aggregate entsprechen den bei den Einschmelzdioriten von Rantumas zu beobachtenden anormalen Quarzkörnern, ferner repräsentiert der noch zu beschreibende weiße Banatit letzte Spuren derselben.) Da wo noch Einschlüsse anzutreffen, sind dieselben mit Diorit vergesellschaftet.

Nur mit wenigen Worten sei auf die Schiefereinschlüsse selbst eingegangen. Sie zeigen nach Textur und Struktur den Habitus von Injektionsgneisen. Quarz, Feldspat und rotbrauner Biotit sind schon makroskopisch als Hauptgemengteile erkenntlich. Lagen und Linsen der sal. Komponenten wechseln mit biotitreichen Zonen, wobei dieser Biotit größtenteils als kontaktmetamorphe Neubildung aufzufassen ist. Von der Injektion konnte nachgewiesen werden, daß sie teilweise eine normal aplitische ist (Quarz, Perthit, Mikroklinperthite), teilweise eine plagiaplitische (Quarz, Plagioklas). Das ursprüngliche Gestein ist mit einiger Wahrscheinlichkeit mit Psammitgneis der Schieferhülle in Zusammenhang zu bringen.

3. Die weiße Facies des grünen Banatites.

Als bemerkenswerte Facies tritt in kleinen Komplexen innerhalb des grünen hie und da weißer Banatit auf. So in der Felswand oberhalb der elektrischen Umschaltstation, bei der Punt Rantumas usw. Ueberall ist er durch allmähliche Uebergänge mit dem normalen grünen Banatit verbunden und unterscheidet sich von diesem nur dadurch, daß die Plagioklase nicht grün, sondern grau bis weiß, die Biotite nicht zersetzt, sondern völlig frisch sind. Von den mikroskopisch un-

tersuchten zwei Proben dieses Gesteines entspricht die eine einer sauren, die andere einer basischen Varietät des Banatites. Während im „grünen" der Biotit fast vollständig umgewandelt ist, und zwar in erster Linie in Chlorit, ist derselbe im „weißen" fast vollständig frisch. Es wurde deshalb kein Fe frei, und der anorthitische Anteil der Plagioklase konnte nur zoisitisiert, nicht aber epidotisiert werden. Der weiße Banatit unterscheidet sich also vom grünen nicht durch seinen Chemismus und primären Mineralbestand, sondern durch den Erhaltungszustand der Komponenten. Worauf diese sonderbare Erscheinung zurückführbar, ist nicht sicher zu entscheiden. Weißer Banatit geht, wie schon bemerkt, ganz allmählich in grünen über. Oft steht er mit Biotitkonkretionen und diese wiederum mit Schiefereinschlüssen in Zusammenhang. Auch diese zeichnen sich durch einen sehr frischen braunen Biotit aus. Die Biotitkonkretionen sind deshalb vielleicht letzte Reste derselben. Gestützt wird diese Auffassung durch die Beobachtung, daß in biotitreichem weißen Banatit dieselben rundlichen, mandelartigen Quarzkörner in reichem Maße angetroffen werden können, die, wie ausgeführt wurde, für Banatit und Diorit als nicht vollständig „verdaute" Schiefereinschlüsse charakteristisch sind. — Die Frage, warum im einen Falle (beim grünen Banatit und Diorit) der Biotit immer weitgehend chloritisiert, im andern (beim weißen Banatit und den Schiefereinschlüssen) stets vollständig frisch ist, liegt nahe. Der Biotit der Schiefereinschlüsse ist als Produkt intensiver Kontaktmetamorphose aufzufassen. Diese Kontaktmetamorphose überdauerte jedenfalls die Resorption der Schiefereinschlüsse. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Neubildung des Biotites der Schiefereinschlüsse zum größten Teil erst stattfand, als der Biotit des Diorites (und auch des Banatites) nicht nur schon auskristallisiert war, sondern auch schon Resorptions- und Zerfallserscheinungen aufwies. Die Frische des Biotites der Schiefereinschlüsse (und des weißen Banatites) möchte ich deshalb in erster Linie auf den verschiedenen Zeitpunkt der Entstehung, also auf Altersunterschied, zurückführen, in zweiter Linie auf eine vielleicht etwas verschiedene chemische Konstitution. Daraus muß ferner gefolgert werden, daß die Chloritisierung des Biotites nicht nur als Verwitterungsvorgang anzusehen ist, sondern schon am Schlusse der magmatischen Phase stattfand oder doch eingeleitet wurde. Wie später zu berichten ist, führen für den

roten Granit und seine Ganggefolgschaft ganz andere Verhältnisse zu demselben Schlusse.

4. Mylonitische Facies des grünen Banatites.

Anschließend an die Beschreibung der grünen Erstarrungsgesteine sei kurz ein als mylonitische Facies des grünen Banatites aufzufassendes Gestein erwähnt, das in der Nähe des Kontaktes mit dem roten Granit oberhalb der Punt Rantumas angetroffen wurde. Es soll dies nur ein Beispiel sein für die Veränderungen, welche tektonische Vorgänge (wahrscheinlich in erster Linie die Ueberschiebung der Languarddecke) in diesen Gesteinen bedingten. In schmalen Zonen und Lagen sind solche als Mylonite zu bezeichnende Gesteine im Banatit und Diorit häufig anzutreffen. Die Textur derselben ist eine ausgesprochen lentikulare bis schiefrige. In dem ziemlich dichten, dunkelgraugrünen Gestein sind makroskopisch nur hie und da Quarzkörner zu erkennen. U. d. M. kann die Struktur nach Quarzrelikten, die der Zerreibung in Sandquarz widerstanden haben, als klastoporphyrisch bezeichnet werden. Die Quarzporphyroklasten, ferner Porphyroblasten eines wunderschön gelb gefärbten Epidots, liegen in einem Gewirre von Feldspat-Umwandlungsprodukten (Sericit, Albit, Zoisit, Epidot), Sandquarz und Schlieren eines grünlichen, braun polarisierenden Chlorits.

5. Im Banatit und Diorit aufsetzende Ganggesteine.

Gangbildungen sind im Diorit und Banatit recht häufige Erscheinungen. Weitaus vorherrschend sind salische Gänge. Daß diese Gänge nach ihrem geographischen Auftreten zusammengefaßt wurden und nicht genetisch, nach dem sie bedingenden Magma, soll im theoretischen Kapitel über Gangbildung und Differentiation noch begründet werden.

a. Plagiaplit.

In der Felswand oberhalb der elektrischen Umschaltstation, zirka 150 m über der Talsohle, wurde im grünen Banatit ein graugrünes aplitisches Ganggestein angetroffen. Dasselbe fand sich auch bei Punt Rantumas, sowohl in Gangform, wie als salische Facies des Diorites. Makroskopisch ist Quarz und Plagioklas, in geringer Menge Orthoklas und Chlorit erkennbar. Die mikroskopische Unter-

suchung bestäigt diesen Mineralbestand. Die Struktur ist holokristallin-granitisch bis -aplitisch. Der Plagioklas (Albit bis Oligoklas) ist größtenteils umgewandelt in „Sericit", Zoisit (Epidot), Albit, Quarz. Auch der Biotit ist weitgehend zersetzt. Der Orthoklas zeigt perthitische Albiteinwachsungen. Als Nebengemengteile sind Magnetit, Zirkon, Apatit zu nennen. Nach Auftreten und Mineralbestand handelt es sich um ein plagiaplitisches Spaltgestein des Diorites.

b. Alkali-Alsbachite.

Nur in Blöcken, aber zusammenhängend mit dem grünen Banatit der oben erwähnten Felswand, wurden im Steinbruch bei der Umschaltstation aplitische Ganggesteine aufgefunden, die sich als gewöhnliche Alsbachite erwiesen. Makroskopisch lassen sich in einer dichten grau- bis bläulichgrünen Grundmasse Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas erkennen. U. d. M. zeigen die Quarzeinsprenglinge deutliche Resorptionserscheinungen. Oft sind sie auch in mehrere scharfkantige Bruchstücke zersprungen. Als Einsprenglinge treten ferner auf: Orthoklas (meistens als Perthit, selten als Mikroklinperthit), in geringer Menge Plagioklas und Biotit. Der albitische Plagioklas ist im Gegensatz zum Orthoklas stets weitgehend umgewandelt. Auch der Biotit (c = dunkelbraun, a = gelbbraun) ist größtenteils chloritisiert. Diese Biotiteinsprenglinge sind durch alle Größenstufen verbunden mit kleinern, vollständig chloritisierten Blättchen und Schuppen von Biotit, welche oft leicht für Alkalihornblenden oder Aegirin gehalten werden können. Ihr Pleochroismus ist ein sehr ausgesprochener (c = grasgrün, a = gelbgrün), ihre Doppelbrechung eine für Chlorit recht hohe. Nirgends aber konnte schiefe Auslöschung oder die für Augit und Hornblende charakteristische Spaltbarkeit beobachtet werden. Die Grundmasse ist ein außerordentlich feinkörniges, panidiomorphes Gemenge von Quarz und Feldspat. Eingestreut in diese Grundmasse in ungleichmäßiger zufälliger Verteilung, oft in garbenförmigen und radialstrahligen Aggregaten, liegen feinste Schüppchen und Fäserchen eines bräunlichen Minerals. Bei stärksten Vergrößerungen ließ es sich als Biotit bestimmen (c = olivbraun, a = gelbbraun; c = a; opt. einachsig). Schon das sporadische Auftreten erweckt auf den ersten Blick den Eindruck, daß es sich um keine normale Gesteinskomponente handelt. Als Bestätigung

dafür kann beobachtet werden, daß dieser Biotit auch in feinen, vorwiegend mit Epidot ausgefüllten Spältchen und Klüften auftritt, sich oft geradezu darin anhäuft. Er muß also erst nach der Erstehung dieser Klüfte gebildet worden sein. Man wird nicht fehl gehen, diese als Kontraktionsrisse, also als unmittelbar nach der Erstarrung gebildet aufzufassen, und diese „Biotitmikrolithen"[1] deshalb als Produkte der pneumatolytischen Phase, d. h. als gebildet durch nachströmende, das schon erstarrte Gestein imprägnierende magmatische Gase. Nur diese Auffassung gibt ferner eine befriedigende Erklärung dafür, daß diese Biotitmikrolithen nie auch nur eine Spur von Chloritisierung oder andererweitigen Zersetzungserscheinungen zeigen. Sie sind stets vollständig frisch, im Gegensatz zum normalen Biotit, der in größeren Kristallen fast völlig chloritisiert ist, in kleineren aber durchwegs. Das würde wiederum zu dem schon beim weißen Banatit gezogenen Schlusse führen, daß die Chloritisierung des normalen Biotits schon am Schlusse der magmatischen Phase stattfand oder doch eingeleitet worden ist. Diese Biotitmikrolithen sind in fast allen, auf das Ausgangsmagna des roten Granites zurückführbaren Ganggesteinen (sowohl aplitischen wie lamprophyrischen) anzutreffen, ferner in einigen Randfacies des roten Granites. Auch aus andern Gesteinen des Oberengadins werden sie angeführt. So beschreibt sie R. Staub (Lit. 21 d) aus den granitischen Gesteinen des Corvatschgebietes und deren aplitischer und lamprophyrischer Ganggefolgschaft. Allerdings deutet er sie dort anders, meiner Meinung nach mit Unrecht. Auch H. P. Cornelius (Lit. 5 a) beschreibt in Kontaktgesteinen, für welche er pneumatolytische Stoffzufuhr annimmt, radialstrahlige, sonnenartig angeordnete Aggregate eines goldgelben Biotites.

Als hierher gehörig erwiesen sich auch schmutziggrüne aplitische Ganggesteine mit nur vereinzelten Einsprenglingen von Quarz und Orthoklas in einer scheinbar dichten Grundmasse. Sie sind an verschiedenen Lokalitäten anzutreffen, so in einem bis 5 m mächtigen Gang im Hang oberhalb der Punt Rantumas, ferner gerade unter den Hütten der Alp Languard.

[1] Die Bezeichnung als „Biotitmikrolithen" ist eigentlich nicht vollständig zutreffend. Der Kürze halber und weil einige wesentliche Eigenschaften dieser Biotite dadurch zum Ausdruck kommen, soll derselbe aber Gebrauch finden. Er wurde übrigens schon von R. Staub (Lit. 21 d) im gleichen Sinne angewandt.

Das Gestein besteht fast ausschließlich aus eutektisch verwachsenem Quarz und Feldspat (größtenteils Perthit), sowie ganz wenigen Einsprenglingen. In vereinzelten Säulchen, auch mehr körnigen Formen, konnte ein, der äußerst geringen Größe wegen nur schwer bestimmbares Mineral angetroffen werden. Der Pleochroismus ist: c = d'schwarzbraun, b = d'olivgrün, a = gelbbraun, wobei die Absorption für c eine fast vollständige ist. Spaltbarkeit //c deutlich; bei körnigem Habitus ist oft undeutliche „Hornblende-Spaltbarkeit" (110 : 110 zirka 120°) erkennbar. In einem Schnitt, wahrscheinlich //010, beträgt die Auslöschungsschiefe c/a = 40°. Nach diesen Daten läßt sich mit einiger Sicherheit auf Ainigmatit schließen. Da dieses Mineral in Erguß- und aplit. Ganggesteinen saurer Alkaligesteine ziemlich häufig anzutreffen, ist auch das Auftreten desselben hier durchaus möglich. Immerhin würde es sich meines Wissens um das erste Vorkommen dieses Minerals in den schweizerischen Alpen handeln. Auch hier treten Biotitmikrolithen als Uebergemengteil auf, ferner Epidot, der als graue staubförmige Masse, oft körnig, oft in Schlieren vereinigt, auftritt und auf Infiltration CaO- und FeO-haltiger wässriger Lösungen aus dem Nebengestein zurückführbar ist. — Das makroskopisch wie mikroskopisch vollständig verschiedene Aussehen dieser eutektophyrischen Alsbachite ist durch ihre strukturellen Besonderheiten bedingt und diese wiederum durch den Zeitpunkt ihrer Injektion.

Vereinzelt treten auch rote Alsbachite auf (z. B. zirka 50 m nördlich der Alp Languard, gerade neben dem Fußweg, der vom Waldheim Pontresina heraufführt). Sie führen wie die „eutektophyrischen" in geringer Menge Ainigmatit.

Alle diese Alsbachite sind Spaltprodukte des dem Alkali-Granit zugrunde liegenden Magmas. Der Umstand, daß bei den gewöhnlichen Alsbachiten die Einsprenglingsfeldspate Perthite sind, nicht aber die der Grundmasse, gibt einigen Aufschluß über die Entstehung dieses interessanten Minerals. Der bedeutende Größenunterschied zwischen Einsprenglingen und Grundmassekristallen, sowie die Resorptionserscheinungen der ersteren lassen annehmen, daß diese schon in der intratellurischen Periode (Rosenbusch) auskristallisiert sind. Die dort äußerst langsam vorsichgehende Abkühlung ermöglichte die Entmischung der Anorthoklase (siehe Seite 94) zu Perthiten; nach der Injektion rasch erstarrende Grundmasse-

feldspäte aber konnten nicht entmischt werden. Die Entmischung der Anorthoklase zu Perthiten (und analog die Entmischung zu Antiperthit, Mikroklinperthit usw.) findet also kurz nach der Auskristallisation und nur bei langsamer Abkühlung statt. Eine schöne Bestätigung für diese Annahme bietet es, daß die in eutektischen Verwachsungen mit Quarz, deshalb langsam erstarrten Grundmasse-Feldspäte der eutektophyrischen Alsbachite, großenteils entmischt sind.

c. Der rote Pegmatit von Rantumas.

Dieser Gang, der etwa 150 m über der Punt Rantumas im Diorit ansteht, ist zwar kaum 1 m mächtig; insbesondere die strukturellen Verhältnisse erwiesen sich aber als so interessant und aufschlußreich, daß ausführlicher darauf eingegangen werden soll. Randlich ist das Gestein dieses Ganges fast vollständig dicht, hie und da mit Einsprenglingen von Quarz oder Orthoklas. Die Farbe ist eine fleischrote, in fleckiger und schlieriger Verteilung oft grünliche. Diese Randschicht zeigt eine äußerst wechselnde, einige Zentimeter aber nicht übersteigende Mächtigkeit. Scharf abgesetzt davon folgt gegen innen der, scheinbar dem roten Granit entsprechende Zentralteil, bestehend aus Quarz, fleischfarbenem Orthoklas und dazwischen eingestreuten schwarzgrünen Glimmerschüppchen. Lokal wird dieser Teil so grobkörnig (besonders der Orthoklas tritt in mehr als Zentimeter großen Individuen auf), daß er als „pegmatitisch" bezeichnet werden kann. Wie im randlichen Teil, so wird auch hier die rote Färbung durch grüne Töne modifiziert.

Auf den ersten Blick ist man wohl geneigt, die dichte Randfacies als einzig und allein durch die randlich raschere Abkühlung bedingt aufzufassen. Schon makroskopisch kann aber diese, sehr naheliegende Deutung als unzutreffend erkannt werden. Der Uebergang vom dichten zum grobkörnigen Teil ist, wie schon erwähnt, ein ziemlich unvermittelter, kein allmählicher. Oft folgt nach einigen Zentimetern der dichten die grobkörnige Partie; oft reicht die letztere bis zum Kontakt mit dem Diorit, d. h. die Randfacies setzt überhaupt aus. Innerhalb des dichten Teiles liegen oft Zonen, Nester und Schlieren mit grobem Korn; andererseits treten im grobkörnigen häufig Lagen und Schlieren von völlig dichtem Material auf. Alle diese Faktoren schließen es aus, daß die dichte Randfacies nur eine Saalbandfunktion.

Ein Dünnschliff durch die dichte, rötlich bis grünliche Randfacies zeigte folgendes: Die Struktur kann am ehesten als holokristallin porphyrisch bezeichnet werden. Zwischen der, normalerweise sehr feinkörnigen, autallotrimorphen Grundmasse und den Einsprenglingen, die ungefähr die Größe von normalen Granitkomponenten erreichen, existieren aber alle Uebergänge. Man könnte sagen, es erscheinen Einsprenglinge nicht in einer, sondern in zwei, drei oder mehr Generationen. In Schlieren und Zonen kann die Grundmasse selbst so grobkörnig werden, daß ihre Komponenten, was Korngröße anbelangt, Einsprenglingen gleichen. Als Einsprenglinge treten Quarz und Feldspat auf, letzterer größtenteils als Perthit, untergeordnet als ganz saurer Plagioklas. Auch hier konnte Ainigmatit in kleinen braunen Säulchen angetroffen werden. Typische Resorptionserscheinungen fehlen; dagegen greifen die Körnchen der Grundmasse randlich in die Einsprenglinge ein und bedingen eine lappige und gezähnte Umgrenzung derselben. Hie und da können auch Grundmassenkörner innerhalb der Einsprenglinge beobachtet werden. Die Grundmasse besteht aus Quarz und Feldspat. Die grünen Farbtöne sind bedingt durch Epidot, der in der schon beschriebenen Weise (Seite 85) das Gestein erfüllt. Stark limonitisierter Pyrit ist häufig.

Ein ganz merkwürdiges Bild bietet ein Dünnschliff der zentralen, pegmatitischen Partie. Die Struktur ist auch hier am ehesten als holokristallin porphyrisch zu bezeichnen, wobei aber, im Gegensatz zur dichten Randfacies, die Grundmasse an Menge den Einsprenglingen gegenüber ganz bedeutend zurückgetreten ist und zwar teilweise so stark, daß sie nur noch Lücken zwischen den sich berührenden Einsprenglingen ausfüllt. Auch hier existieren alle Uebergänge zwischen Grundmasse und Einsprenglingen, wobei letztere bedeutende Größe erreichen können. Sie greifen lappig und buchtig in andere Einsprenglinge oder zwischen die Grundmassekomponenten ein, sind ferner durchwachsen und durchspickt von Grundmassekriställchen und kleineren Einsprenglingen, und zwar oft ganz erfüllt von denselben. Alle diese Faktoren bedingen ein stark an porphyroblastische bis poikiloblastische Struktur erinnerndes Gefüge. Die Komponenten sind dieselben wie im vorigen Schliffe. Dazu tritt hie und da in kleinen Schuppen ein stark pleochroitischer Chlorit (c = grasgrün, a = gelblich), der auf Biotit zurückzuführen ist.

In einigen Säulchen konnte auch hier Ainigmatit beobachtet werden. Wie der Schliff der Randfacies, so ist auch dieser völlig erfüllt von feinsten und feinen Körnchen von Epidot. Bezeichnend ist es, daß diese ebenfalls innerhalb Perthit- und Quarzeinsprenglingen vorkommen; ferner tritt Pyrit auf, in einem Falle auch innerhalb eines Quarzeinsprenglinges.

Um mir über diese sonderbaren Verhältnisse eine Meinung bilden zu können, beschäftigte ich mich eingehender mit der Frage der Pegmatit- und Aplitbildung im allgemeinen. Vor allem waren es da die Arbeiten von P. Niggli, die mir wertvolle Fingerzeige geben konnten (Lit. 15 b). Bei einem lakkolithisch sich differenzierenden und erstarrenden Magma wird dadurch, daß aus der gasdurchtränkten Lösung Komponenten auskristallisieren, ohne in wesentlicher Menge Mineralisatoren in ihre chem. Konstitution aufzunehmen, der Lösungsrückstand immer gasreicher. Ein Teil dieser Gase wird in das Nebengestein entweichen und dort die als pneumatolytische Kontaktmetamorphose bekannten Veränderungen hervorrufen. Ein anderer Teil aber wird, besonders dann, wenn das Magma randlich schon erstarrt ist, sich in dem noch flüssigen Teil des Magma anreichern. Dies geschieht umso ausschließlicher, je dicker die feste Randkruste wird. Dadurch steigt der Innendruck dieser restierenden Lösung, des Restmagmas, und mit ihm das Lösungsvermögen der gasförmigen Bestandteile für silikatische und andere Verbindungen. Das Restmagma ist deshalb als fluide Lösung aufzufassen. Auf dieses Restmagma ist nun Aplit- und Pegmatitbildung, Injektion und Pneumatolyse zurückführbar. Vergeblich suchte ich in der Literatur eine Antwort auf die Frage: Unter welchen Bedingungen gelangt dieses Restmagma als Aplit zur Gestaltung, unter welchen als Pegmatit? — Daß beide Gesteine genetisch in engem Zusammenhang stehen, wird überall betont und durch Beispiele allmählicher Uebergänge von Aplit in Pegmatit (auch in Injektion und Pneumatolyse) belegt. Hier sei nur erinnert an die von Rosenbusch (Lit. 17 a) angeführten diesbezüglichen Beispiele, an Gutzwillers Arbeit über Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin (Lit. 13), an Salomon (die Adamellogruppe (Lit. 19), Bastin (Lit. 1) usw. Die häufig vertretene Ansicht, daß Pegmatit aus besonders fluiden (gasreichen) Lösungen auskristallisiere, scheint mir unzureichend. Auch das Aplitmagma muß sehr gasreich gewesen sein; denn sonst

könnte eine so saure und deshalb viskose Schmelzlösung nicht in feinste Klüftchen und Spalten des Nebengesteins eindringen, ja sogar sich injizieren. Die sehr häufig beobachtete und beschriebene Erscheinung, daß Pegmatitgänge randlich in Aplit übergehen oder andererseits Aplitgänge randlich in Pegmatit, beweist übrigens zur Genüge, daß nicht in erster Linie der Gasgehalt oder irgend eine Eigenschaft des injizierten (intrudierten) Restmagmas es bedingte, ob daraus Aplit oder Pegmatit auskristallisiere. Aus dieser Beobachtung ist vielmehr eher zu folgern, daß durch bestimmte Bedingungen und Vorgänge nach der Injektion dasselbe Restmagma im einen Falle oder an einer Stelle als Aplit, im andern als Pegmatit auskristallisieren kann. Es sind also in erster Linie die während der Erstarrung herrschenden Verhältnisse, die hier in Betracht fallen. Am nächstliegenden ist es, die physikalischen Bedingungen des Nebengesteins, vor allem dessen Temperatur, heranzuziehen. Die Auffassung, daß bei kaltem Nebengestein aplitische, bei erwärmtem Nebengestein pegmatitische Randfacies ausgebildet werde, ist auch oft vertreten worden, so z.B. von E. Wittich in seiner Veröffentlichung über die äußerst interessanten Aplit-Pegmatitgänge im Granitgebiet von Siláo (Lit. 27). Diese Deutung erscheint mir aber absolut unzureichend. Es ist nicht einzusehen, warum ein Gang, der in ein durchwärmtes Gestein injiziert worden ist, zentral rascher erstarren und deshalb zentral aplitisch, randlich pegmatitisch werden soll. Aus der Skizze eines randlich aplitischen Ganges, die E. Wittich seinen Ausführungen beigibt, geht auch deutlich hervor, daß diese aplitische Randfacies gar keine Saalbandfunktion ist; denn es wird unzweideutig zum Ausdruck gebracht, daß sie von sehr wechselnder Mächtigkeit ist und sogar ganz wegfallen kann. Auch die an dem Pegmatitvorkommnis von Punt Rantumas beobachteten Verhältnisse schließen diese Erklärung aus. Dieselben weisen eher darauf hin, daß in bestimmten Teilen des Ganges durch irgendwelche Umstände die auskristallisierten Komponenten noch lange weiterwachsen konnten, wobei dieses Weiterwachsen aber nicht in erster Linie in Abhängigkeit vom Saalband(von der randlichen Abkühlung) steht. Dieses langsame, langandauernde Weiterwachsen erklärt es, daß die Einsprenglinge oft ganz erfüllt sind von kleinen Kristallen verschiedenster Größe, so daß überhaupt die Struktur eher porphyroblastisch oder poikiloblastisch, statt porphyrisch zu nennen ist, und daß sogar

Einschlüsse von sekundärem Epidot und von Pyrit in Quarzeinsprenglingen vorkommen. — Auch die Auffassung Salomons (Lit. 19) ist, wenigstens für den vorliegenden Fall, nicht anwendbar. Er schreibt (pag. 537): „Alle diese Gründe führen mich dazu, es wenigstens vorläufig für wahrscheinlich zu halten, daß die Aplite als echte Nachschubgänge gebildet wurden, und zwar als Nachschub, welcher der Erstarrung des Kerngesteins so unmittelbar folgte, daß er den Pegmatit-Magmasaft vielfach noch in den Schrumpfungsrissen antraf. Er konnte sich mit ihm in den Spalten mischen und dann Gänge erzeugen, in denen beide Gesteine in unregelmäßiger Verteilung auftreten oder das eine die Saalbänder, das andere die Mittellage bildet." Die beschriebenen strukturellen Verhältnisse ergeben deutlich, daß aplitisches Magma unter gewissen Bedingungen (während der Auskristallisation) pegmatitisch erstarrte. (Die kristalloblastische Struktur ist schon im aplitischen Randteil angedeutet.) Alle diese, insbesondere die strukturellen Absonderlichkeiten sind, wie mir scheint, nur so erklärlich, daß durch das erstarrende Restmagma hindurch noch längere Zeit Gasnachschübe stattfanden. Da wo diese Gasnachschübe (die ja stets als letzte Differentiationsprodukte auftreten) das injizierte aplit. Restmagma durchströmten, wurde dasselbe durch Zufuhr von Wärme und Mineralisatoren lange flüssig erhalten und erreichte durch Sammelkristallisation die strukturell so eigentümliche Grobkörnigkeit. Da wo sie nicht hingelangten, so z. B. in vielen Fällen randlich, fand normale (rasche) Erstarrung statt, was durch die aplitische oder alsbachitische Struktur dieser Teile zum Ausdruck kommt. Einen gewissen Einfluß besitzt die randlich raschere Abkühlung also doch, aber nur in der Weise, daß die Gasnachschübe leichter durch das dünnflüssigere Magma des zentralen Teiles durchströmen können und deshalb eher diesen Weg wählen werden. Daß sie dies nicht immer tun, wird durch die randlich pegmatitischen Gänge dokumentiert. In diesen Fällen mag auch die hohe Temperatur des Nebengesteins eine Rolle spielen, eben dadurch, daß randliche Viskositätserhöhung ausbleibt.

Zusammenfassend sei gesagt: Nach einem allgemein gültigen Rezept wird die Pegmatitbildung (wie die meisten petrogenetischen Probleme) nicht erklärbar sein, sondern je nach den phys. chem. Bedingungen, deren Auswirkungen wir aus den mineralogischen, strukturellen und Lagerungs-Verhältnissen herauszulesen suchen, werden verschiedene Momente

eine Rolle spielen. Der folgende Erklärungsversuch bezieht sich deshalb in erster Linie nur auf das hier beschriebene Pegmatitvorkommnis. Wieweit derselbe verallgemeinert werden darf, müßten umfassende Studien entscheiden: Wie aus zahlreichen Beobachtungen ganz allgemein gefolgert werden kann, liegt in vielen Fällen Apliten und Pegmatiten dasselbe Magma zugrunde, und zwar mehr oder weniger fluides Restmagma. Unter normalen Verhältnissen wird dieses Restmagma in Gängen als Aplit (Alsbachit usw.) erstarren, als Pegmatit dann, wenn während der Auskristallisation Gasnachschübe durch dasselbe stattfinden, dasselbe also quasi als Abfuhrschlot für die letzten pneumatolytischen Differentiationsprodukte funktioniert. — Auch das in Pegmatiten häufig beobachtete Auftreten seltener Mineralien und Erze (Syenitpegmatitgänge vom südlichen Norwegen), deren Elemente in flüchtigen Verbindungen nur in großer Verdünnung im Restmagma vorhanden sein konnten, ist auf diese Art befriedigend erklärbar, indem der Gehalt der nachströmenden fluiden Rückstände und Gase an diesen Verbindungen sich in den Gängen konzentrierte.

Außer dem beschriebenen Pegmatitvorkommnis konnte anstehend kein Pegmatit angetroffen werden, wohl aber in Blöcken des Gehängeschuttes in den Felswänden ob Punt Rantumas. So wurde ein Block dioritischen Gesteins mit einem zirka 5 cm mächtigen, roten, sehr grobkörnigen Pegmatitgang gefunden, ferner ein, die normale Korngröße des Granites nur wenig übertreffender roter Alkalipegmatitgang im grünen Banatit. Dieser wurde im Dünnschliff untersucht. Als schöne Bestätigung der oben beschriebenen strukturellen Absonderlichkeiten wurde auch hier eine, von der normalgranitischen oder -aplitischen sehr abweichende Struktur gefunden, die am ehesten mit einer „kristalloblastischen" verglichen werden kann. So konnte sogar primärer Quarz innerhalb von Plagioklas beobachtet werden. Die „Sammelkristallisation" ist hier weiter fortgeschritten, und zwischen den Einsprenglingen kann sozusagen nur noch „als Relikt" feinkörnige Grundmasse angetroffen werden.

d. Uralitspessartit.

Lamprophyrische Gänge sind im Verhältnis zu den recht zahlreichen aplitischen im grünen Banatit und Diorit auffallend selten. Dasselbe gilt, wie hier vorgreifend erwähnt

werden soll, auch für den roten Alkaligranit. Gerade umgekehrt liegen die Verhältnisse in der Schieferhülle; dort überwiegen die Lamprophyre. Diese interessante Gesetzmäßigkeit ist vielleicht durch die Intrusionsfolge bedingt, indem die aplit. Gänge, als die im allgemeinen älteren, Spalten und Klüfte der randlichen Partien der Massengesteine erfüllten und die jüngeren Lamprophyre deshalb ihren Weg in die Schieferhülle hinaus nehmen mußten.

In der Trümmerhalde bei der elektrischen Umschaltstation fand sich, in großen Blöcken mit grünem Banatit zusammenhängend, ein solches basisches Ganggestein. In einem massigen sehr feinkörnigen schwarzgrünen Gefüge lassen sich hie und da hellere Leisten von Feldspat erkennen. U. d. M. erweist sich das Gestein als holokrist.-porphyrisch. Leistenförmige Zoisit- (Epidot) -„Sericit"-Aggregate sind als ursprüngliche Plagioklaseinsprenglinge zu deuten, solche von einer spießigen, strahlsteinartigen Hornblende (c = bläulichgrün, b = gelblichgrün, a = gelblich, c/c = zirka 18°) als uralitisierte Augite. Die Grundmasse besteht aus einem feinfilzigen (bis trachytoiden) Gewebe von stark zersetztem Plagioklas, uralitischer Hornblende und Magnetit. Vereinzelte Chloritfetzen dürften auf Biotit hinweisen. In geringer Menge tritt Pyrit auf.

Es handelt sich also um die ursprüngliche Mineralkombination Plagioklas, Augit (untergeordnet Biotit); das Gestein ist als Uralitspessartit zu bezeichnen.

II. Der rote Granit.

1. Der normale Alkaligranit.

Wohl das schönste und auffallendste Gestein des ganzen Gebietes ist der rote Granit. Er bildet die gewaltigen Felsmassen des Piz Albris, sowie die kühne Felsnadel des Paun da Züchers, und liegt weiter talabwärts gegen Pontresina zu, als zirka 300 m mächtiger, sich gegen SO verbreitender Keil zwischen grünem Banatit und Schieferhülle (siehe Karte). Auch die das Berninatal zwischen den Bernina-Häusern und Pontresina linksseitig begrenzenden Höhen bestehen zum großen Teil aus rotem Granit, so z. B. die nördlichen Ausläufer des Munt Pers und der Piz Chalchagn. Dieses Gestein besitzt somit eine recht ansehnliche horizontale Ausdehnung. Auch die Mächtig-

keit ist eine sehr bedeutende, besteht doch daraus der ganze Piz Albris, der sich um mehr als 1100 m vom Talboden der Bernina-Häuser erhebt. — Auf die Kontaktverhältnisse mit dem grünen Banatit und der Schieferhülle soll später eingegangen und hier nur bemerkt werden, daß zwischen grünem Banatit und rotem Granit keine allmählichen Uebergänge bestehen und die beiden Gesteine durch Intrusionsintervall von einander getrennt, ferner, daß die überlagernden Schiefer als normale Schieferhülle aufzufassen sind. Bei Platta, der Talstufe nördlich von Morteratsch, kommen Uebergänge in Syenit und einen weißen Banatit vor; wahrscheinlich handelt es sich hier um, durch lakkolithische Differentiation aus demselben Magma entstandene Gesteine. Dort sind auch Einschlüsse von dem später zu beschreibenden (S. 115) Orthogneis der Schieferhülle anzutreffen. (Eine große Gneisscholle ist z. B. durch den Bahneinschnitt oberhalb der großen Kurve bei Montebello aufgeschlossen.)

Im ganzen für uns in Betracht fallenden Gebiet zeigt der rote Granit einen sehr einheitlichen, wenig wechselnden Habitus. Er ist von massiger Textur, holokristallin granitischer Struktur bei mittlerer Korngröße. Besonders randlich tritt in Zonen und Lagen häufig Druckschieferung und Mylonitisierung auf, verbunden mit Grünfärbung des sonst rot bis rotvioletten Gesteins. Da dieses Gestein schon von U. Grubenmann beschrieben (Lit. 11 c) wurde, kann ich mich kurz fassen. Makroskopisch lassen sich Quarz, roter Orthoklas, untergeordnet grüne Biotitzersetzungsprodukte und Plagioklas erkennen. Das Zurücktreten der femischen Komponenten bedingt einen ausgesprochen aplitischen Habitus des Gesteins. U. d. M. erweist sich die Struktur als granitisch bis panxenomorph. Kataklase ist in wechselnder Stärke immer zu beobachten und kommt am deutlichsten am Quarz zum Ausdruck. Der Orthoklas ist ausschließlich Perthit. Die flammen-, keil-, auch schachbrettartigen Albiteinwachsungen sind ihrerseits oft wieder verzwillingt nach dem Albitgesetz. Hie und da liegen in diesen Perthiten regellos eingestreut kleine, rechteckig begrenzte Orthoklase und Albite, die sich so häufen können, daß sie den Mutterkristall vollständig erfüllen. Es dürfte sich um Erstausscheidungen der im Verhältnis zur eutektischen Mischung im Ueberschuß vorhandenen Feldspatsubstanz handeln. Die ausgesprochene Rotfärbung der Perthite, die auch im Mikroskop bei reflektier-

tem Licht sehr deutlich erkennbar, rührt von, nur bei stärkster Vergrößerung wahrnehmbaren, Hämatitkriställchen her. Bei ganz frischen Perthiten sind dieselben hauptsächlich auf den orthoklast. Teil beschränkt; schon bei geringster Unfrische verschwindet diese Gesetzmäßigkeit aber. Die Hämatitschüppchen liegen dann in wolkigen Anhäufungen im Perthit oder sammeln sich in Spaltrissen an.

Schon U. Grubenmann führte die Hämatiteinlagerungen der Perthite auf Entmischung zurück. Experimentelle Untersuchungen von Thugutt (Lit. 24) ergaben, daß bei hohen Temperaturen Fe_2O_3 stärker sauer reagiert als Al_2O_3, bei niedrigen Temperaturen schwächer. Bei der Auskristallisation des Alkalifeldspates wird deshalb ein kleiner Teil des Al_2O_3 isomorph ersetzt durch Fe_2O_3, welches aber im Verlaufe der Abkühlung wieder austreten muß. P. Niggli vermutet (Z. i. anorg. Ch. B. 84) daß diese Entmischung schon bei der Abkühlung über 450° beginnen kann. Die Beobachtung, daß die Albitlamellen oft hämatitfrei sind, läßt folgern, daß die Löslichkeit des Fe_2O_3 in K-Al-Silikat eine größere ist, als in Na-Al-Silikat. Daß Orthoklase ganz allgemein häufiger Rotfärbung zeigen als Albite und andere Plagioklase, bestätigt diesen Schluß. Die Perthite sind zu Orthoklas und Albit entmischte Anorthoklase. Kataklase geht bei ihnen Hand in Hand mit Sericitisierung, wobei der Sericit wieder ausgesprochen grüne Töne zeigt. Der diese Grünfärbung bedingende Eisengehalt ist hier wohl auf die FeO-Einlagerung zurückführbar. In wechselnder, immer nur geringer Menge tritt Plagioklas auf (Albit bis Albit-Oligoklas). Umwandlung in „Sericit" (siehe Seite 69) mit Spuren von Zoisit und Epidot hat stets im weitgehendsten Maße stattgefunden. Femische Komponenten sind nur in geringer Menge vorhanden. In Relikten ist dunkelbrauner Biotit anzutreffen (c = dunkelolivbraun, a = gelbbraun), größtenteils in kleine Fetzen zerrieben und umgewandelt in Aggregate von Chlorit, Sericit, Epidot, Titanit, Magnetit, Limonit, Quarz. In einem Handstück vom Piz Albris fiel es auf, daß in den grünen Glimmerzersetzungsprodukten bläulichweiße, metallisch glänzende Punkte auftreten. U. d. M. zeigte es sich, daß sie ganz erfüllt sind von staubfeinen bis ziemlich großblätterigen und -säuligen Hämatitkriställchen, die wohl auf pneumatolytische Fe-Zufuhr hinweisen. In einem Schliffe wurde auch Aegirin gefunden (a = grasgrün, b = gelbgrün, Achsenebene 010, c/a zirka 6°). Als Nebengemengteile

sind zu nennen: Zirkon (oft in ganzen Schwärmen an die Biotitzersetzungsprodukte gebunden), Apatit (selten), Orthit, Magnetit und Titanit (zum Teil sekundär).

Schon der Mineralbestand charakterisiert dieses Gestein unzweideutig als Alkaligranit. Der von U. Grubenmann beschriebene (Lit. 11 c) und von Frl. Dr. Hezner analysierte rote Alkaligranit vom Piz Chalchagn entspricht einer sauren Varietät desselben.

Die Analyse ergab folgende Resultate:

4. Roter Alkaligranit von P. Chalchagn.
Anal. L. Hezner.

SiO_2 = 74,88	81,1	S = 88,1	S AL F = 26,5 . 2,7 . 0,8	
TiO_2 = Spuren		A = 8,1	Al C AlK = 14,5 . 1,0 . 14,5	
Al_2O_3 = 12,71	8,1	C = 0,0	NK = 5	
Fe_2O_3 = 1,28		F = 4,7	MC = 3,3	
FeO = 0,56	1,6	M = 0,6		
MgO = 0,16	0,3	T = 0,0		
CaO = 0,55	0,6	K = 1,5	Nach Fig. 2 (Lit. 16b) fällt das Gestein in die Zone der schwach alkalischen Reihe.	
Na_2O = 4,02	4,2			
K_2O = 5,98	4,1	a = 15,3		
H_2O (−110°) = 0,12		c = 0,0		
H_2O (+110°) = 0,43		f = 4,7		
Summe = 100,67	100,0			
Spez. G. = 2,66				

Al_2O_3 reicht hier nicht aus, die Alkalien im Verhältnis von 1 : 1 zu binden. Ein kleiner Teil desselben muß also an die fem. Komponenten gebunden sein, ebenso der gesamte Kalk.

2. Randliche Faciesbildungen des roten Granits.

a. Der „Bunte Granit" als femische Randfacies gegen den grünen Banatit.

Wie schon erwähnt, ist der rote Alkaligranit, trotz seiner bedeutenden Ausdehnung, ein im allgemeinen wenig wechselndes Gestein. Hie und da tritt eine ausgesprochen bunte Varietät auf; sie ist eine durch Häufigerwerden der grünen Flecken (Biotit und Plag.) bedingte basische Facies. Solche „Bunte Alkaligranite" können vor allem da beobachtet werden, wo die untere Grenze der Granitmasse aufgeschlossen ist, so z. B. längs des Kontaktes mit dem grünen Banatit. Strukturell unterscheidet sich der bunte Granit nicht vom normalen. Neben geringfügiger Zunahme von Biotit und saurem Plagioklas tritt als charakteristischer Uebergemengteil Flußspat auf, gelegentlich schon makroskopisch als kleine, violette Körnchen im Gesteinsgefüge zu erkennen, meist aber

nur mikroskopisch und zwar als farblose, bis violette, nach (111) spaltbare Kriställchen. — Die Auffassung dieses Gesteins als Randfacies des roten Granites setzt voraus, daß zwischen rotem Granit und grünem Banatit ein primärer Kontakt, d. h. ein Intrusionsintervall bestehe. Dies ist noch zu beweisen. Auf den ersten Blick scheint es im Terrain viel wahrscheinlicher, daß die beiden Gesteine allmählich ineinander übergehen, daß es sich um Differentiationsprodukte desselben Stammmagmas handle. Das war auch mein erster Gedanke, als ich diese Verhältnisse untersuchte, besonders da von R. S t a u b solche allmählichen Uebergänge erwähnt werden. Die Untersuchung der Kontaktzone wird dadurch erschwert, daß dieselbe fast durchwegs bewachsen ist. Der grüne Banatit erhebt sich ob der elektrischen Umschaltstation in steiler Felswand bis zur Höhe der Alp Languard, dann folgt ein steiles, mit Gras, Wald und Buschwerk bewachsenes, ziemlich breites Band und darüber, wieder als fast senkrechte Felswand, der rote Granit; das Band ist bedingt durch den Kontakt.

Schon diese morphologischen Verhältnisse sprechen gegen einen allmählichen Uebergang. Eine genaue Untersuchung des Kontaktes in seiner ganzen Ausdehnung (von der Alp Languard bis etwas talaufwärts von Punt Kantumas) führte zu folgendem Resultat: Zwischen grünem Banatit und der bunten Randfacies des roten Granites existieren keine allmählichen Uebergänge. Die beiden Gesteine liegen in scharfem, durch tektonische Störungen gekennzeichnetem Kontakt aufeinander. Zwischen beide Gesteine sind sehr häufig Ganggesteine salischer und basischer Natur eingeschaltet, stets mit den Zeichen weitgehender Kataklase. An einer Stelle konnte beobachtet werden, daß ein Aplitgang die Kontaktlinie durchschneidet, und zwar ist der im roten Granit befindliche Teil um etwa ½ m gegen den im grünen Banatit befindlichen nach NW verschoben. Die mikroskopische Untersuchung bestätigt diese Resultate. Während auch in den sauersten Varietäten des grünen Banatits der Plagioklas den Perthit an Menge übertrifft und zwischen Oligoklas und Andesin zu stellen ist, erreicht er im bunten Granit nur etwa ein Fünftel an Menge des Perthits und ist hier stets Albit bis Albit-Oligoklas. Im bunten Granit tritt des weitern nie Hornblende auf, im Banatit nie aplitische Struktur. Beweisend ist ferner der Umstand, daß im bunten Granit Flußspat auftritt,

was ihn als Randfacies kennzeichnet. Der bunte Alkaligranit, welcher den grünen Banatit unmittelbar überlagert, ist somit als basische Randfacies des roten Alkaligranites aufzufassen.

b. Randliche Erscheinungen im roten Granit gegen die Schieferhülle.

Wie aus der Kartenskizze ersichtlich, steht im behandelten Gebiet von den Tiefengesteinen der Berninadecke nur roter Granit im Kontakt mit kristallinen Schiefern. Dieser Kontakt verläuft in welliger, auf- und absteigender Linie. Innerhalb des roten Granites sind deutliche Veränderungen durch ihn bedingt. Im allgemeinen sind diese endomorphen Kontakterscheinungen allerdings, sowohl was ihre Ausdehnung, als das Ausmaß der Veränderungen anbelangt, nur unbedeutend.

Nur lokal und in geringer Mächtigkeit kommt eine feinkörnige, salische Randfacies vor. Neben dem Feinerwerden des Kornes zeigen Quarz und Perthit, die fast ausschließlich diese Gesteine bilden, oft eutektische Verwachsungen. Hie und da liegen in diesem Gefüge Quarze von ziemlich ausgeprägt automorphen Formen, mit deutlichen Spuren von Resorption. Dann war Quarz im Verhältnis zur eutektischen Mischung Quarz-Orthoklas im Ueberschuß vorhanden, kristallisierte zuerst allein aus und wurde nachträglich teilweise wieder resorbiert. Interessant ist in einigen dieser Gesteine das Verhalten der Hämatiteinlagerungen der Perthite. Beim Paun da Zücher z. B. wurde eine feinkörnige Randfacies des roten Granits von schmutziggrauer Farbe angetroffen. Die stark glänzenden Orthoklase sind nicht mehr rot, sondern weiß bis grau; zwischen ihnen und dem Quarz liegen kleine schwarze bis braune Punkte. U. d. M. ist von den Hämatiteinlagerungen der Perthite keine Spur mehr zu finden; dafür treten dunkelbraune bis schwarze, oft deutlich rhomboedrische Kriställchen von Siderit auf. Diese erfüllen oft in ziemlich gleichmäßiger Verteilung die Perthite; oft vereinigen sie sich zu Scharen und Klumpen, oft sind sie an Sericit-Schlieren und Komplexe gebunden, die als Umsetzungsprodukte der Perthite hier häufig anzutreffen sind. Ihre Menge ist eine so bedeutende, daß außer den Hämatiteinlagerungen der Perthite noch eine andere Fe-Quelle angenommen werden muß. Als solche lassen sich in klumpigen Sideritkomplexen bei abgeblendetem Licht oft noch Körner mit weißem bis bläulichem Metallglanz erkennen. Es handelt sich um

pneumatolytisch entstandenen Hämatit. Ob CO_2 auf Pneumatolyse oder auf Infiltration CO_2 haltigen Wassers zurückgeführt werden muß, kann nicht sicher entschieden werden; ersteres dürfte wahrscheinlicher sein. Als Produkt pneumatolytischer Gase ist auch Flußspat anzutreffen.

Interessant sind Zersetzungserscheinungen, welche die, im allgemeinen als unzersetzbar geltenden Zirkonkristalle in diesem Schliffe zeigen. Es können hier nämlich Relikte von Zirkonen, die immerhin noch gut als solche bestimmbar sind, innerhalb von undefinierbaren, bräunlichen Massen beobachtet werden. Der Vorgang scheint derart zu sein, daß von Spaltflächen und Klüften aus die Zersetzung fortschreitet und der Kristall schließlich in lauter kleine Trümmer, innerhalb dieser bräunlichen Masse zerfällt. Bezeichnend für diese Aggregate ist es, daß ringsherum insbesondere der Sericit eine intensive Gelbfärbung erfährt. Vielleicht handelt es sich hier um Umwandlungs- und Zersetzungserscheinungen des Zirkons unter dem Einfluß von Fluor- und H_2O-haltigen Dämpfen, wie Brögger sie beschreibt (Lit. 4 d).

Analoge Umwandlungserscheinungen von Hämatiteinlagerungen der Perthite, sowie pneumatol. Fe-Zufuhr können auch in den aplitischen Gesteinen einer kuppenförmigen Aufwölbung des roten Granits unterhalb der Schela del Paradies beobachtet werden. Die Umwandlung der Eisenerze ist hier teilweise noch weiter fortgeschritten und hat neben der Bildung von Siderit auch zu Limonitisierung geführt, d. h. ein Teil der Fe-Verbindungen wurde gelöst und konzentrierte sich als $Fe(OH)_3$ da und dort im Gestein, eine schmutziggelbe bis braune Farbe desselben bedingend. Kluftflächen sind oft wie imprägniert mit $Fe(OH)_3$ und sehen wie mit Teer bestrichen aus. Pyrit und Hämatit sind oft schon makroskopisch erkennbar, in verschiedenen Fällen auch pneumatolytisch zugeführter Titanomagnetit nachweisbar.

An einer Stelle, am NW-Fuße der erwähnten kuppenförmigen Aufwölbung wurde eine ausgesprochen porphyrische Randfacies angetroffen. In einer feinkörnigen, hellrötlichen Grundmasse liegen, ungefähr die Größe der Komponenten des normalen Granits erreichend, Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas. Wie nach der roten Färbung des Gesteins zu erwarten, hat die Zersetzung der Fe-Verbindungen noch fast gar nicht eingesetzt und nur ganz untergeordnet zur Bildung von Siderit und Limonit geführt. Zudem ist der ganze Schliff übersät mit größeren und kleineren, pneumato-

lytisch zugeführten Hämatitblättchen und Schüppchen. Flußspat ist ziemlich reichlich vorhanden. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der rote Alkaligranit gegen die Schieferhülle eine etwas saurere, in der Regel nur feinkörnigere, selten auch porphyrische Randfacies entwickelt. Das Auftreten dieser Randfacies ist aber ein sporadisches, ihre Mächtigkeit immer gering. Als endomorphe Kontakterscheinung ist ferner Zufuhr von Eisen als Hämatit, Ilmenit und Pyrit, ferner von Flußspat nachweisbar.

c. Kontaktmetamorphe Randfacies des roten Granits gegen den Serpentin unter der Schela del Paradies.

Unterhalb der Schela del Paradies liegt in der Schieferhülle, direkt auf dem roten Granit, eine lagergangartige Intrusionsmasse von serpentinisiertem Peridodit (siehe Seite 122). An einer Stelle, in dem steilen Felstobel, das sich einige 100 m talaufwärts der Schela hinunterzieht, ist der Kontakt roter Granit-Serpentin gut aufgeschlossen. Hier konnte beobachtet werden, daß der rote Granit gegen diesen Kontakt zu in schmaler Zone grüner wird und ganz allmählich in den Serpentin überzugehen scheint. Leider erschweren lokal auftretende Druckschieferung und Mylonitisierung die genaue Verfolgung dieser Erscheinungen. Eine massige, vollständig grün gewordene Varietät des „roten Granits" wurde näher untersucht. Schon makroskopisch ist erkennbar, daß die Perthite Träger der grünen Farbe sind. Im Dünnschliff zeigt sich, daß dieselben ganz erfüllt sind mit Sericitschuppen von grünlicher bis gelblicher Farbe. Auffallend ist diese so weitgehende Sericitisierung bei auch mikroskopisch noch völlig massiger Textur. Die Kataklase, die ja in keinem Gestein des ganzen Gebietes fehlt, ist nur von ungefähr gleicher Intensität wie im normalen roten Granit. Die Sericitisierung des Perthits muß hier deshalb auf den Einfluß der, dem erstarrenden Peridodit entweichenden magmatischen Gase (wohl in erster Linie H_2O) zurückgeführt werden. Unter dieser Voraussetzung kann auch das Alter dieses Peridodits bestimmt werden. Da er den roten Granit kontaktmetamorph veränderte, muß er jünger sein als dieser.

3. Kontaktmetamorpher, mylonitischer, roter Granit.

In Druckzonen, in durch lokale Gleitungen und tektonische Verschiebungen bedingten Schieferungszonen tritt häufig eine ausgesprochen mylonitische Facies des roten Granits auf,

charakterisiert durch intensive Grünfärbung (bedingt durch weitgehende Umwandlung der Perthite in Sericit: c = grünlich, a = gelblichgrün).

Ein äußerst interessantes hierhergehöriges Gestein, auf das noch etwas näher eingegangen werden soll, wurde im Kontakt grüner Banatit - roter Granit nördlich von Punt Rantumas (in einer Höhe von zirka 2150 m) angetroffen. (Dieser Kontakt ist, wie schon angeführt wurde, eine Zone starker tektonischer Störung.) Das sehr dichte, fast massige Gestein, das makroskopisch zuerst für einen basischen Gang gehalten wurde, ist von grauschwarzer Farbe. Hie und da bedingen rotbraune Schlieren und Zonen Anklänge an lentikulare Textur. Auch randlich sind Uebergänge in solche limonitische Partien zu beobachten. Ueberraschende Verhältnisse enthüllt das Mikroskop. Ein mylonitisches Gefüge von Quarz und Perthit mit geringen Mengen von völlig zerriebenem und chlorisiertem Biotit ist vollständig imprägniert mit grau- bis gelbgrünen, feinen Nädelchen und Schüppchen. Nur klastoporphyrische Körner von Quarz sind hie und da noch ziemlich rein anzutreffen. Die grünen Nädelchen erfüllen, oft als dichter Filz, oft einzeln oder sich scharend, auch in radialstrahliger Anordnung, überall da das Gesteinsgefüge, wo die Kohäsionsbedingungen desselben etwas gelockert waren, so z. B. Sprünge der Quarze, Spaltflächen der Feldspäte, zerriebene oder sonst durch den Druck beeinflußte Partien. Dabei ist ihre Lage eine absolut willkürliche, d. h. in keiner Weise durch die Schieferung bedingte. Kataklase ist an ihnen auch nicht in Spuren zu beobachten. Die Identifizierung dieser Nädelchen machte bedeutende Schwierigkeiten, nicht in erster Linie wegen ihrer geringen Größe, sondern deshalb, weil es sich im allgemeinen nicht um einheitliche Mineralien handelt, sondern die Nädelchen ihrerseits wieder aus Fäserchen und Schüppchen bestehen. Bei besonders gut individualisierten „Fasern" konnte gerade Auslöschung und ein Pleochroismus von a = hellgrau bis gelbgrün, c = dunkelgrau bis olivgrün konstatiert werden, an blättrigen Exemplaren optische Einachsigkeit und negativer Charakter. Es handelt sich also um Biotit und zwar um den schon einige Male angetroffenen, als „Biotitmikrolithen" bezeichneten Biotit. Viel überzeugender und unzweideutiger noch, als in den vorher beschriebenen Fällen, sind hier diese Biotitmikrolithen als anormale Gesteinskomponenetn charakterisiert. Aus ihrem Auf-

treten kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß sie erst gebildet wurden, nachdem dieser rote Granit seine kataklastischen Veränderungen erfahren hatte. Ueber ihre Entstehungsbedingungen gibt folgende Beobachtung einigen Aufschluß: Neben diesen Biotitmikrolithen treten nämlich, mit ihnen durch alle Uebergänge verbunden, nahezu farblose bis schwach graugrüne Fasern und Schüppchen auf, welche oft von Sericit kaum zu unterscheiden sind. Dies, sowie der Umstand, daß die zugrunde liegende mylonitische Facies des roten Granits, die normalerweise voll Sericit sein sollte, fast keinen Sericit aufweist, lassen vermuten, daß sie aus Sericit entstanden sind und zwar unter dem Einfluß pneumatolytischer Stoffzufuhr (sicher von Fe, vielleicht auch von Mg). Dieses Gestein ist demnach als kontaktmetamorphe, mylonitische Facies des roten Granits zu betrachten. Für den Zeitpunkt dieser Mylonitisierung lassen sich daraus interessante Folgerungen ziehen.

Der rote Granit ist (wie später zu berichten) jünger als der grüne Banatit und Diorit, ist überhaupt das jüngste Tiefengestein des ganzen Gebietes. Die in Frage stehende Pneumatolyse kann also nur auf dieses granitische Magma zurückgeführt werden oder genauer auf das Restmagma des granitischen Stammagmas. Pneumatolytische Vorgänge begleiten oder folgen unmittelbar der Erstarrung ihres Magmas. Die Mylonitisierung des roten Granits muß in diesem Falle also schon während seiner Entstehung stattgefunden haben. Wahrscheinlich war sie dadurch bedingt, daß nach der randlichen Erstarrung, vielleicht durch magmat. Nachschub, noch Verschiebungen der starren Randzone stattfanden. Vor allem wichtig ist aber, daß in diesem Gestein ein ganz sicherer Beweis dafür vorliegt, daß die „Biotitmikrolithen" keine normalen Gesteinskomponenten sind, sondern anormale, durch pneumatolyt. Nachwirkung bedingte. Damit ist auch für unsere frühere Vermutung (Seite 81), daß die Chloritisierung des normalen Biotits schon am Schlusse der magmat. Phase stattfand oder doch eingeleitet wurde, eine neue Stütze gefunden. Wäre die Chloritisierung nur in der postmagmat. Phase erfolgt, also nur auf Verwitterung zurückzuführen, so hätten die Biotitmikrolithen unbedingt auch davon betroffen werden müssen. Sie sind aber nicht nur hier, sondern überall stets vollständig frisch, zeigen nie auch nur eine Spur von Chloritisierung. Die rotbraune Farbe, die randlich und in Schlieren innerhalb des Gesteins auftritt, ist dadurch bedingt, daß die Biotitmikro-

lithen hydroxydiert (limonitisiert) sind. Die graugrüne Farbe derselben geht dadurch allmählich in eine rotbraune über.

4. Im roten Granit aufsetzende Ganggesteine.

Gänge kommen im roten Granit bedeutend seltener vor, als im grünen Banatit und Diorit. Relativ am häufigsten sind Alsbachite. Solche wurden im nordwestlichen Zipfel des roten Granites in einigen recht bedeutenden Beispielen (bis zirka 5 m Mächtigkeit) aufgefunden, insbesondere längs des Kontaktes mit dem grünen Banatit.

Das Gestein ist von massiger Textur, von hell gelbgrüner bis ziemlich dunkelgraugrüner Farbe. In einer völlig dichten Grundmasse lassen sich Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas (oft farblos, oft rot erkennen. An Stelle der letzteren sind hie und da gelbliche bis bräunlichrote, limonitisch-erdige Aggregate anzutreffen. Als Anfangsstadium der Umwandlung von Feldspateinsprenglingen in limonitische Aggregate läßt sich in einem Schliffe beobachten, wie Limonit in Spaltflächen derselben einwandert, vor allem auch Sericithäufchen und -Schlieren durchdringt, die in wechselnder, mit den Kataklaserscheinungen zunehmender Menge im Orthoklas liegen. Es handelt sich demnach um Pseudomorphosen von Limonit und Sericit nach Orthoklas. Korrosionserscheinungen sind häufig. Die aplitische Grundmasse besteht aus einem sehr feinkörnigen Gefüge von Quarz und Feldspat, oft erfüllt mit Sericitschüppchen. Dieselben zeigen im allgemeinen ungefähr parallele Lagerung und bedingen dadurch an fluidale Textur erinnernde Bilder. Selten ist als Nebengemengteil Zirkon anzutreffen, als Uebergemengteil hie und da Pyrit und Flußspat. In der Nähe des Kontaktes mit grünem Banatit tritt dieser Alsbachit oft in einer wachsglänzenden, hellolivgrünen Varietät auf, wobei das Gestein zwar nicht schiefrig wird, aber mannigfache Zerpressungs- und Druckerscheinungen zeigt. Wie aus dem Schliff ersichtlich, sind Farbe und Wachsglanz zurückzuführen auf weitgehende Sericitisierung.

5. Einiges über Differentiation und Ganggefolgschaft.

Im Untersuchungsgebiet zeigen sich zwei, verschiedenen Intrusionen angehörige, Gruppen von Tiefengesteinen. Unten liegt ein Gabbro-Diorit mit seiner banatitischen Randfacies, darüber, durch Intrusionsintervall davon ge-

trennt, roter Alkaligranit. Hinsichtlich der Altersfolge ist feststellbar, daß der Alkaligranit jünger ist, als der Gabbro-Diorit. Diese Altersfolge ist gewissermaßen eine anormale, da das jüngste Gestein (Alkaligranit) zwischen dem ältesten (Schieferhülle) und dem zweitältesten (Gabbro-Diorit) liegt. Beweisend für diese Intrusionsfolge ist das Auftreten von Gängen im Diorit und Banatit, die mit dem Alkaligranit in Zusammenhang zu bringen sind (roter Aplit, roter Pegmatit usw.). Wieso diese Spaltgesteine für die Altersbestimmung herangezogen werden dürfen, soll noch ausgeführt werden. — Auch R. S t a u b kommt in seinen tekt. Untersuchungen im östlichen Berninagebirge (Lit. 21 e) zur gleichen Altersfolge. Er konnte durch Einschlüsse und ungespaltene Gänge für die Massengesteine der Berninadecke drei verschiedene Intrusionen feststellen, die als tiefmagmatische Differentiationsprodukte desselben Stammagmas aufzufassen sind und schreibt darüber: „Aus diesen Tatsachen ergibt sich, daß im allgemeinen wohl die basischen dioritisch-essexitischen Gesteine älter sind als die monzonitisch-banatitischen, und diese wiederum älter, als die Granite; aber aus all den engen Zusammenhängen und zahllosen Uebergängen ergibt sich doch wiederum, daß alle diese Gesteine nur Spaltprodukte eines einheitlichen Magmaherdes sind und in ihrem Alter nur relativ wenig differieren." Der Gabbro-Diorit des Untersuchungsgebietes gehört der ältesten (nach R. St. dioritisch-essexitischen) Intrusion an, der Alkaligranit der jüngsten (granitischen). Jede dieser, durch Intrusionsintervall getrennten Gesteinsgruppen ist nach R. Staub auch lakkolithisch, also nach der Intrusion, noch weitgehend differenziert worden. Eine genaue petrogr. Untersuchung dieser Gesteine, die von U. Grubenmann in Aussicht steht (Lit. 11 c), wird über diese bis jetzt noch sehr vagen und unaufgeklärten Differentiationsverhältnisse voraussichtlich Aufschluß geben. Das aus den erwähnten Angaben für uns in Betracht Fallende und durch eigene Beobachtungen Bestätigte wäre kurz folgendes: Der grüne Banatit von Pontresina, der mit den Dioriten von Punt Rantumas als Randfacies des Gabbro-Diorites vom Piz Rosatsch zu betrachten ist, gehört einer älteren Intrusion an als der rote Alkaligranit. Aus dem Umstande, daß in der banatitischen Randfacies des Gabbro-Diorites ein schönes Beispiel dafür vorliegt, wie Resorption und Assimilation auch bei der lakkolithischen Differentiation eine bedeutende Rolle spielen können, ist (für unser Gebiet) zu fol-

gern, daß für die tiefmagmatische Differentiation Assimilation als ein wesentlicher, vielleicht als wesentlichster Faktor anzusprechen ist. Die allerdings nur geringfügigen Differentiationsvorgänge im roten Granit sind in erster Linie unter dem Regime der Schwerkraft vor sich gegangen. (Die Randfacies ist nach oben eine saure, gegen unten eine basische.) Daß dies in einem so sauren und deshalb viskosen Magma möglich war, ist auf den großen Gehalt an Mineralisatoren zurückführbar, auf welchen aus den kräftigen pneumatolyt. Einwirkungen geschlossen werden muß. — Der rote Alkaligranit wurde (immer nur auf das Untersuchungsgebiet bezogen) zum großen Teil neben Gabbro-Diorit (Banatit) in die Schieferhülle aufgepreßt, zum Teil zwischen denselben und die Schieferhülle; flach auf demselben aufliegende Schiefer östlich und südöstlich vom Paun da Zücher beweisen dies (siehe Profil II). Die Zone von Schiefereinschlüssen von Punt Rantumas und Morteratsch ist deshalb, wie schon R. Staub vermutete, dadurch bedingt, daß das Dach des Lakkolithen in dieser Zone fast bis auf den jetzigen Talboden herunterreichte.

Die Ganggefolgschaft betreffend kann eine äußerst interessante Gesetzmäßigkeit festgestellt werden. Es lassen sich nämlich deutlich zwei Gruppen von Spaltgesteinen unterscheiden, eine, die einem granitischen und eine, die einem zirka dioritischen Magma entspricht. Die Spaltgesteine der ersten (sie seien kurz die „granitischen" genannt) sind fast ausnahmslos dadurch charakterisiert, daß sie Biotitmikrolithen führen. Zu ihnen gehören die roten Alsbachite und Pegmatite, die gewöhnlichen und eutektophyr. Alsbachite (alle im Gabbro-Diorit und Banatit auftretend), ferner die Alsbachite aus dem Alkaligranite. Biotitmikrolithen treten aber auch in verschiedenen Randfacies des Alkaligranits auf und müssen als pneumatolyt. Nachwirkungen des dem Alkaligranit zugrunde liegenden granitischen Magmas aufgefaßt werden. Wie hier vorgreifend erwähnt werden soll, kommen sie auch in (diesem granitischen Magma entsprechenden) Spalt- und Ergußgesteinen der Schieferhülle vor. Auffallend ist nun, daß im Alkaligranit, der der jüngsten Intrusion angehört, nur granitische Spaltgesteine auftreten, im Gabbro-Diorit und Banatit aber, die einer älteren Intrusion angehören, granitische einerseits, dioritische anderseits (Plagiaplite, Uralitspessartit).

Diese Tatsachen veranlassen mich, der allgemein geltenden Auffassung B r ö g g e r s über die Ganggesteine entgegen-

zutreten. Das Beobachtungsmaterial ist ja eigentlich zu gering, um dies zu wagen. Ich bin aber einerseits davon überzeugt, daß umfassendere Untersuchungen unter diesem Gesichtspunkte meine Resultate bestätigen werden, anderseits führen theoretische Betrachtungen zu demselben Schluß. Brögger faßt die Ganggefolgschaft als tiefmagmatische Differentiationsprodukte auf, d. h. als abgespalten im Magmabassin, wo auch die verschiedenen Intrusionsmagmen abgespalten wurden. Auf unser Gebiet angewandt, würde dies also heißen (wie auch R. Staub annimmt), daß alle Ganggesteine des Berninagebietes aus demselben Magma, nämlich dem des Magmabassins herstammen. Der Umstand, daß in Gesteinen der jüngsten, granitischen Intrusion nur granitische Spaltgesteine, in Gesteinen der ältesten, dioritischen Intrusion granitische und dioritische Spaltgesteine vorkommen, wäre dann eine Zufälligkeit. Völlig unerklärlich wäre es aber, daß Biotitmikrolithen nur in granitischen Spaltgesteinen anzutreffen sind. Ich glaube deshalb, daß die Abspaltung der Ganggesteine für unser Gebiet keine tiefmagmatische, sondern eine lakkolithische ist. — Zu demselben, aber allgemeineren Resultate führt auch folgende Betrachtung: Seit Brögger ist die Auffassung der aplitischen und pegmatitischen Gänge eine wesentlich andere geworden. Wir führen diese Gesteine jetzt zurück auf das Restmagma. Ein Restmagma muß aber jedes erstarrende Magma bei genügendem Gasgehalt und Ausmaß bilden können, mit andern Worten, die Theorie des Restmagmas führt zum Schluß, daß jedes sich lakkolith. differenzierende und erstarrende Magma bei genügendem Ausmaße und Gasgehalt aplitische und pegmatitische Gänge abspalten kann. Man wird einwenden, daß damit die lamprophyrischen Gänge nicht erklärbar seien. Dieselben sind aber sehr wohl auch auf dasselbe zurückführbar. In einem so dünnflüssigen, fluiden Schmelzflusse, wie ihn das Restmagma repräsentiert, ist Differentiation nach dem spez. Gewicht sehr wahrscheinlich und als Folge davon die Bildung einer basischen Bodenschicht, die dann Ausgangsmaterial für die lamprophyrischen Gänge sein könnte. Der Umstand, daß die Lamprophyre in der Regel jünger sind als die Aplite, fände damit eine befriedigende Erklärung.

Sowohl durch die Beobachtungen im Terrain, wie aus theoretischen Gründen komme ich also zum Schluß, daß die Abspaltung der Ganggesteine im Berninagebiet (und wohl in der Regel) keine tiefmagmatische, sondern eine lakkolithische ist.

III. Die Gesteine der Schieferhülle.

Wie schon der Titel besagt, fasse ich die den roten Granit überlagernden krist. Schiefer und Gneise als dessen normale Schieferhülle auf. Im letzten Kapitel wurde dargetan, daß der rote Granit gegen diese Schiefer eine feinkörnigere, oft auch porphyrische salische Randfacies bildet. Auch in den Schiefern lassen sich durch diesen roten Granit bedingte, kontaktmetamorphe Beeinflussungen konstatieren. Dies, sowie die Lagerungsverhältnisse, charakterisieren sie als „Schieferhülle".

Die Mächtigkeit dieser Schieferserie ist eine recht bedeutende und muß ursprünglich noch bedeutender gewesen sein, da sie nach oben stets durch den Ueberschiebungskontakt der Languarddecke abgegrenzt wird. Für ihre horizontale Ausdehnung kann auf die Kartenskizze verwiesen werden. Die Lagerungsverhältnisse sind recht schwierig zu enträtseln. Einmal kombinieren und verwischen sich ursprüngliche Absatzschieferung und nachträgliche Druckschieferung in mannigfachster Weise; dazu kommt noch, daß letztere nicht auf eine, sondern auf mehrere, nach Bildung und Zeit völlig verschiedene Einwirkungen zurückführbar ist. Ein anderes, erschwerendes Moment liegt darin, daß in dieser Serie keine Leithorizonte zu finden sind. Dieselben Gesteine wiederholen sich und wechseln in bunter Folge ab, so daß in dem zum Teil nicht sehr aufschlußreichen, zum Teil schwer zugänglichen Gebiet Parallelisierungen äußerst schwierig, oft überhaupt unmöglich sind. Ihre Lagerung ist in erster Linie bedingt durch die Intrusion des roten Granits und der damit in Zusammenhang stehenden herzynischen Faltung. Dieser Zusammenhang, auf den schon R. Staub (Lit. 21 e) hinweist, scheint mir durchaus wahrscheinlich. Dabei glaube ich, daß die Intrusion als Folge der Faltung aufzufassen ist und nicht umgekehrt. Wenn nun auch die Intrusion nicht die treibende Kraft war, so hat sie doch die Lagerungsverhältnisse als wesentlichster Faktor bedingt. Von der Granitkuppe des Piz Albris fallen die Schiefer deshalb mehr oder weniger nach allen Seiten ab, wobei allerdings das östlich und südlich vom Piz Albris zu beobachtende Fallen der Schiefer nach N und NW auf eine teilweise Durchbrechung und nicht nur auf Aufwölbung derselben schließen läßt. Auch lokale Ausbuchtungen des Massivs, wie z. B. die aplitische Kuppe unter der Schela del Paradies, be-

dingen ihrerseits Aufwölbung der sie überlagernden Schiefer. Kleinere, lokale Störungen sind auf die herzynische Faltung direkt zurückführbar, andere (z. B. oberhalb der Schela) auf die auswölbende Wirkung einer granitischen Intrusion, die älter ist, als der rote Granit. Dazu kommt noch die, alle diese Störungen durch Kataklase und Druckschieferung verwischende Ueberschiebung der Languarddecke.

Aus dem Angeführten mag hervorgehen, daß eine Gliederung nach stratigraphischen Gesichtspunkten unmöglich. Es kann nur ganz allgemein gesagt werden, daß von unten nach oben ein Uebergang von feinkörnigem, psammitisch-pelitischem Material in grobkörniges bis psephitisches stattfindet. Aber auch die Systematisierung nach petrographischen Gesichtspunkten ist äußerst schwierig. Es waren tonige, sandige und konglomeratische Sedimente durch alle Uebergänge miteinander verbunden, die diesen Paragneisen zugrunde liegen. Fast ebenso wechselnd, wie das Ausgangsmaterial, waren die metamorphosierenden Kräfte, was durch die texturellen und strukturellen Verhältnisse zutage tritt. Neben hoch metamorphen Augen- und Streifengneisen kommen nur unvollkommen umgewandelte Psammitgneise und fast unveränderte Trümmergesteine (Verrucano) vor. Es können deshalb nur mehr oder weniger präzisierte petrographische Gruppen herausgegriffen werden, die unter sich wieder durch Uebergänge verbunden sind.

1. Sericit-Muscovit-Schiefer.

In diese Gruppe werden Gesteine zusammengefaßt, die mineralogisch charakterisiert sind durch die Hauptgemengteile Quarz und Sericit (Muscovit). Die Farbe derselben wechselt von hellgelbgrün, graugrün, dunkelgrau bis schwarzgrau, häufig variiert durch, insbesondere von Kluftflächen aus, das Gestein imprägnierende Fe-Lösungen. Die Textur ist im Handstück meist eine schiefrige bis gestreckte, oft ziemlich massige. Im Terrain, am anstehenden Fels, kommt die Schiefrigkeit stets deutlich zum Ausdruck. Oft ist das Korn so fein, daß nur aus Farbe und lokalem Seidenglanz auf Quarz und Sericit geschlossen werden kann; in andern Handstücken ist Quarz als fettglänzende graue Körner, Muscovit als graue bis grünliche Schuppen und Blätter erkenntlich, hie und da Pyrit.

U. d. M. ist die T e x t u r stets eine mehr oder weniger ausgesprochen schiefrige bis lentikulare, in erster Linie be-

dingt durch die Anordnungen der Muscovitblättchen oder Sericitschlieren. Aber auch die Quarze tragen durch, in der Richtung der Schieferung gestreckte Formen, zu einer ausgesprochenen Kristallisationsschieferung bei. — Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch. Der Mineralbestand ist ein, was Komponenten anbelangt, recht konstanter, bezüglich des Mengenverhältnisses derselben ein sehr wechselnder. Quarz zeigt die für kristalline Schiefer charakteristischen buchtig und lappig ineinandergreifenden Formen, oft, wie schon bemerkt wurde, auch der Schieferung angepaßte, mehr oder weniger vollständig nach a oder c in die Länge gezogene Formen. Muscovit ist in vielen Schliffen in ziemlich großen bis porphyroblastischen Schuppen anzutreffen (c = schwach grünlich, a = farblos). Er ist durch Sammelkristallisation aus Sericit hervorgegangen. In allen Schliffen teilweise, in vielen sogar ausschließlich, tritt Sericit auf, oft als Pseudomorphose nach dem ursprünglichen Feldspat, oft in Schlieren und Schnüren. Als Relikte sind vorwiegend orthoklastische Feldspäte anzutreffen, untergeordnet auch plagioklastische. In einigen dieser Gesteine kommt als Uebergemengteil Biotit vor. Sein Auftreten scheint im Zusammenhang zu stehen mit dem Gehalt an Eisenerzen. Er liegt meist in feinschuppigen Aggregaten im Sericit und erweckt oft den Eindruck, als ob seine Ausbildung eine unfertige wäre. Seine Farben sind matt (c = rötlichbraun, a = schwach gelbbraun), ebenso die Polarisationsfarben. Häufig ist er weitgehend chloritisiert, oft vollständig. In einem Falle wurden deutlich isodiametrische, auch sechseckige Pseudomorphosen von Chlorit und Sericit nach porphyroblastischem Granat angetroffen. Wie schon erwähnt, tritt Biotit nur dann auf, wenn Eisenerze häufig sind, in erster Linie Pyrit, seltener Magnetit, dann aber auch schlammartige, oft staubfeine oder flockige grauschwarze Massen, die beim Abblenden weißlich bis grünlich werden: Zersetzungsprodukte, die teilweise aus Leukoxen, teilweise aus Epidot zu bestehen scheinen. Weitere Nebengemengteile sind: Zirkon, Rutil, Limonit, Kalzit, Siderit, Epidot, Graphitoid (Graphit).

Die oft graugrünen bis schwärzlichen Farben dieser Gesteine beruhen auf dem Gehalt an Erzen und deren Zersetzungsprodukten, ferner auf Biotit und Graphit. Die Vergesellschaftung des Biotites mit vorwiegend pneumatolytischen Erzen, sein ganzer Habitus und der Umstand, daß alle

diese Gesteine nicht allzu fern vom Kontakt liegen, lassen vermuten, daß derselbe auch pneumatolytischen Ursprungs ist, besonders da ganz analoger Biotit in ausgesprochenen Kontaktgesteinen häufig ist (Seite 112).

Nach Struktur, Mineralbestand und Lagerung sind die Gesteine durchwegs sedimentogenen Ursprungs. Sie sind in die oberste Zone der ersten Gruppe, Alkalifeldspatgneise (Lit. 11 a) einzureihen. Als Ausgangsmaterial kann sandiger Ton betrachtet werden. Im Gegensatz zu den noch zu beschreibenden quarzitischen und psammitischen Gesteinen (Seite 111) kommen hier deshalb keine psammitischen Reliktstrukturen vor . Auf die Feinheit des Ausgangsmaterials mag es zurückführbar sein, daß die Umwandlung der Feldspäte eine so vollständige war. Doch sind diese Schiefer natürlich durch alle Uebergänge mit Psammitgneisen und Quarziten verbunden, durch Anreicherung der Feldspatrelikte mit Muscovit (Sericit) -Gneisen.

Diese Muscovit (Sericit) -Schiefer sind eines der häufigsten Gesteine der Schieferhülle. Im allgemeinen liegen sie unter dem noch zu erwähnenden Verrucano, so westlich und nördlich der Schela del Paradies, im oberen Val Languard, ferner in den Wänden unter P. 2894 und dem Paun da Zücher. Nur erwähnt seien schiefrig bis helizitisch texturierte graue bis grünliche Granat-Muscovit-Schiefer, die über dem Quarzkeratophyr im obersten Val Languard angetroffen wurden. Rotbraune, bis erbsgroße Granaten treten als Porphyroblasten in dem aus Quarz, Muscovit und Biotit bestehenden Gestein auf.

2. Biotit-Muscovitgneis.

Dieses Gestein besitzt keine große Verbreitung in der Berninadecke. Um so häufiger wird es in der Languarddecke. Charakteristischerweise ist es innerhalb der Berninadecke beschränkt auf den südöstlichsten Teil des in Betracht fallenden Gebietes. Das untersuchte Handstück wurde im rechten Talhang des untern Heutals geschlagen; dasselbe gilt auch für den nachher zu beschreibenden Graphitoid-Biotit-Muscovitgneis. Es läßt sich also schon hier eine Spur des von R. Staub nachgewiesenen allmählichen Uebergangs der Berninaschiefer in die Languardschiefer konstatieren, der die Verschmelzung der beiden Gesteinsserien an der Forcola di Carale vorbereitet.

Im Handstück ist das Gestein feinkörnig psammitisch und von schiefriger Textur. In einer grauschwarzen Masse lassen sich Körner von Quarz und Feldspat erkennen. U. d. M. erweist sich die Textur als typische Kristallisationsschieferung, die Struktur als grano- bis lepidoblastisch. Hauptgemengteile sind Quarz, Feldspat, Biotit und Muscovit. Quarz tritt an Menge dem Biotit und Feldspat gegenüber zurück. Ueber sein Auftreten kann auf den letzten Abschnitt verwiesen werden. Der Feldspat, der weitgehend umgewandelt ist, war vorwiegend Orthoklas, sehr untergeordnet ein saurer Plagioklas. Biotit (c = gelblich rotbraun, a = gelbbraun) ist häufig chloritisiert. Auch Muscovit ist größtenteils auf Biotit zurückführbar. Im Gegensatz zu dem durch Sammelkristallisation aus Sericit entstandenen zeigt er hier einheitliche Polarisationsfarben. Als Nebengemengteile treten Zirkon, Magnetit, Apatit und Rutil auf (die beiden letzteren recht zahlreich), ferner Zoisit in farblosen Körnern und Säulchen mit hohem Relief und sehr niedriger Doppelbrechung.

Graphitoid und Granat sind als Uebergemengteile zu nennen und bedingen durch Häufigerwerden Uebergänge in die unter 3 und 4 beschriebenen Gneise. Das Gestein gehört in die Meso- bis Epizone der ersten Gruppe (Lit. 11 a).

3. Graphitoid-Biotit-Muscovitgneis.

Das im Dünnschliff untersuchte Gestein ist sehr feinkörnig, ausgesprochen schiefrig, bläulichschwarzer Farbe, mit starkem Glanz auf dem Hauptbruch. Kleine Biotitschuppen und Quarzkörner können schon makroskopisch erkannt werden. Der mikroskopische Befund ist so ziemlich derselbe wie bei 2, nur daß Quarz häufiger, Biotit seltener und Graphitoid stark angereichert ist. Er erfüllt in kleinen Flocken, die sich oft zu Schlieren vereinigen, den ganzen Schliff. Zirkon ist häufig, Apatit selten, Granat fehlt.

Nach Struktur und Mineralbestand gehört dieses Gestein in die Meso- bis Epizone der ersten Gruppe (Lit. 11 a).

4. Granat-Biotit-Muscovitgneis.

Es handelt sich um ein graues, fleckenweise rostbraunes Gestein von schiefriger bis lentikularer Textur. Makroskopisch erkennbar sind: Quarz, Feldspat, Biotit und Muscovit, ferner Granat in kleinen braunen Punkten. Für die Beobachtun-

gen im Dünnschliff kann im allgemeinen auf 2 verwiesen werden. Die Feldspäte (Orthoklas und Albit) zeigen oft diablastische Durchwachsungen durch Quarz, Granat, Rutil. Biotit ist weitgehend sericitisiert, wobei das Olivinmolekül wahrscheinlich zur Bildung der Granate verwendet wurde, die meist in Biotit-Muscovit-Flanschen liegen. Der schwach rötliche Granat zeigt Umwandlung in Chlorit und Sericit.

Dieser Granat-Biotit-Muscovitgneis tritt in vereinzelten Lagen in den Schiefern der Felswände unter dem Paun da Zücher auf.

5. Sericitquarzite bis Psammitgneise.

Diese Gesteine sind im Handstück von massiger bis schwach schiefriger Textur bei sehr feinem Kern. Ihre Farbe wechselt von einem schmutzigen Braungelb zu Graugrün und Grauschwarz. Makroskopisch ist Quarz, hie und da Muscovit und seidenglänzender Sericit erkennbar. Ihre hauptsächlichste Verbreitung besitzen die Gesteine in den Felswänden unterhalb P. 2894 und dem Paun da Zücher (unterhalb der noch zu beschreibenden Augengneise), also im tiefsten Teil der Schieferhülle.

U. d. M. ist die Textur, besonders bei den quarzreichen Varietäten oft eine völlig massige, die Struktur dann eine psammitische bis blastopsammitische. Der Dünnschliff besteht fast nur aus rundlichen Quarzkörnern, um die sich Lagen und Züge von Sericit schmiegen (oft durch Limonit bräunlich gefärbt). Hie und da liegen dazwischen Sericitkomplexe, die auf ursprünglichen Feldspat deuten, ferner Muscovitblättchen. Als Nebengemengteile sind in allen diesen Gesteinen Rutil, Zirkon, Magnetit, vereinzelte Zoisitkörner zu nennen.

Mit Zunahme des sericitischen Bindemittels wird auch die Schiefrigkeit ausgesprochener. Rundliche Quarzkörner oder längliche Quarzaggregate sind dann in einer, vorwiegend aus Sericit bestehenden Grundmasse eingelagert. In dieser treten in wechselnder Menge Muscovit und Biotitblättchen (c = rotbraun, a = gelbbraun), oft chloritisiert, ferner Eisenerze auf. Der Gehalt an Biotit und Erzen bedingt die dunklern Farben. Dem Mineralbestande nach könnten diese Gesteine auch zu den Sericitschiefern gestellt werden. Durch die runden Quarzkörner wird die Struktur aber eine so ausgesprochen psammitische, und der Zusammenhang mit den Sericitquarziten ist so deutlich, daß ich sie eher hier einreihen möchte. Selbstverständlich existieren alle Uebergänge mit 1. Das Ausgangs-

material waren Quarzite bis Psammite mit wechselnder Menge tonigen Bindemittels.

In direktem Kontakt mit dem roten Granit wurde da, wo die Schieferhülle unter dem Paun da Zücher am tiefsten ins Tal hinunterreicht, ein kontaktmetamorpher Psammitgneis angetroffen. In einer braunen, undefinierbaren Masse liegen weiße bis hellgrüne quarzitische Lagen und Nester. Das Gestein erhält dadurch ein höchst sonderbares, braun und grünlich gestreiftes und gesprenkeltes Aussehen. Nach dem mikroskopischen Befund handelt es sich um einen ursprünglich sehr bindemittelreichen Psammitgneis. Das sericitische Bindemittel ist nun aber weitgehend erfüllt mit kleinen, braunen bis graubraunen Schuppen, die sich oft zu Klumpen und Knäueln vereinigen. Diese Schuppen (c = graubraun, a = graugelb, c// der Spaltbarkeit, optisch einachsig) müssen trotz den auffallend niedrigen Polarisationsfarben als Biotit aufgefaßt werden. (Chloritisierung in feinsten Lagen, Einlagerung von grauem Titanitstaub, mögen dieselben zum Teil bedingen.) Zwischen diesen Biotiten, von ihnen nur bei starker Vergrößerung unterscheidbar, liegen Säulchen von Turmalin (a = gelbbraun, c = etwas dunklerbraun. Basisschnitte oft ausgesprochen trigonal). Hauptsächlich da, wo Biotit und Turmalin fehlen, ist das sericitische Gewebe erfüllt mit schwarzen Titanomagnetitkörnchen und grauen Titanithäufchen (als Zersetzungsprodukt derselben).

Das Auftreten dieses Gesteins in unmittelbarer Nähe des Kontaktes, sowie das Vorkommen von Turmalin legen die Deutung dieser Verhältnisse nahe. Es handelt sich um ein Kontaktgestein, in welchem unter pneumatolytischer Stoffzufuhr Biotit, Turmalin und titanreiche Fe-Erze gebildet wurden. Bemerkenswert sind die an Knoten der Knotenton- und Knotenglimmerschiefer erinnernden Biotitklumpen und -Knäuel. Die Annahme, daß der feinschuppige Biotit, der hie und da in Muscovit (Sericit) -Schiefern und Sericitquarziten anzutreffen, als Kontaktprodukt aufzufassen, wird durch den Nachweis von sicher kontaktmetamorphem Biotit bestätigt.

6. Fuchsitquarzit.

Dieses äußerst schöne Gestein tritt in Zusammenhang mit noch zu erwähnenden diabasischen-peridoditischen Lagergängen im nördlichen Talhang des obern Val Languard auf. Die Textur ist bald völlig massig, bald schiefrig, die Farbe leuchtend

grasgrün, auch gelblich- und blaugrün. Bei massigen Varietäten ist diese Färbung eine homogene, und das Gestein sieht aus wie Prasem oder Amazonenstein. Mit dem Schiefrigwerden treten oft weiße Quarzlagen auf und zeigt der Hauptbruch grünen Seidenglanz. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß es sich um fuchsitführenden Quarzit handelt. Durch ein im allgemeinen sehr feinkörniges Quarzgefüge ziehen sich Schlieren und Züge feinschuppigen Fuchsits von gras- bis bläulichgrüner Farbe. Auffallend ist, eine wie geringe Menge dieses Fuchsits genügt, dem Gestein eine so ausgesprochene Färbung zu verleihen. (Eine besonders schöne grüne Varietät zeigte 94,17 % SiO_2, 0,59 % Cr_2O_3; spez. Gew. 2,63.)

Was die Genese dieses Gesteins anbelangt, so ist von Wichtigkeit die Beobachtung, daß es nur ganz lokal auftritt. Dieselbe Quarzitschicht kann ziemlich unvermittelt für einige dm oder m in Fuchsitquarzit übergehen. Weiter ist konstatierbar, daß sein Auftreten gebunden ist an die unmittelbare Berührung oder Nähe von diabasichen-peridoditischen Lagergängen, ferner die Vergesellschaftung mit feinkörnigen Nestern und Lagen von Pyrit im Quarzit. Daraus ist zu folgern, daß ein durch pneumatolytische Chromzufuhr aus diesen Lagergängen bedingtes Kontaktgestein vorliegt.

7. Streifen- und Augengneise.

Die Zusammenfassung der hieher gehörigen Gesteine geschieht lediglich unter dem Gesichtspunkt ihrer, durch den Titel angedeuteten, texturellen Besonderheiten. Stofflich stimmen sie teilweise weitgehend überein mit schon beschriebenen Gneisen und Schiefern. Sie bilden innerhalb derselben eine gewaltige, vielleicht linsenförmige Einlagerung, die bei der Schela del Paradies beginnt und, sich nach Süden verbreiternd, im SO-Grat des Albris eine Mächtigkeit von mehr als 800 m erreicht. Zum Teil sind es Orthogneise, vorwiegend granitischer Natur. Es wäre möglich, daß dieselben in den von R. Staub (Lit. 21 e) angeführten gneisifizierten grünen Graniten vom Pizzo Carale und Pizzo di Verona ihre Fortsetzung finden.

Für die Beschreibung dieser Gesteine soll zuerst auf einen, nicht anstehend gefundenen, aber sicher im oberen südlichen Hang des unteren Heutales anstehenden, fast unveränderten Granit eingegangen werden, dann auf die Ortho- und schließlich auf die Para-Augen- und Streifengneise.

a. Der blaugrüne Granit der Schieferhülle.

Dieser als Ausgangsmaterial der granitischen Orthogneise zu betrachtende Granit ist ein schwach schiefriges Gestein von mittlerem Korn. Makroskopisch lassen sich graue Quarze, blaugrüne, trübe Plagioklase, untergeordnet weiße, stark glänzende Orthoklase und schwarzer Biotit erkennen. Wie schon erwähnt konnte das Gestein anstehend nicht aufgefunden werden. Im Gehängeschutt der Osthänge des Albrisgipfels wurde es mehrfach angetroffen, ebenso schwach gneisifizierte Varietäten desselben, welche den Zusammenhang mit dem blaugrünen Orthogneis einwandfrei beweisen. U. d. M. erweist sich die Struktur als stark kataklastisch. Die Quarze sind vollständig zerdrückt in Aggregate kleiner, lappig ineinandergreifender Körnchen. Der Feldspat war vorwiegend ein saurer Plagioklas, der vollständig umgewandelt ist in „Sericit" (wenig Zoisit und Epidot). Wie aus der Analyse ersichtlich, muß hier Austausch des Na_2O gegen K_2O stattgefunden haben. In untergeordneter Menge tritt stets frischer Perthit auf, als femische Komponente zerriebener und zerknitterter, teilweise chloritisierter Biotit (c = dunkelrotbraun, a = strohgelb), als Nebengemengteile Zirkon, Magnetit, Pyrit, als Uebergemengteil merkwürdigerweise dieselben Biotitmikrolithen, die im roten Granit und dessen Ganggefolgschaft angetroffen wurden (c = dunkelgelbbraun, a = hellgelbbraun).

Das Gestein wurde von H. Ph. Roothaan analysiert:

5. Blaugrüner Granit der Schieferhülle der Berninadecke.

SiO_2 = 66,65	75,4	S = 75,4	S Al F = 24 . 3 . 3
TiO_2 = 0,63		A = 6,7	Al C Alk = 14,5 . 4,5 . 11
Al_2O_3 = 13,51	8,9	C = 2,7	MC = 4,9
Fe_2O_3 = 2,71		F = 6,8	NK = 2,8
FeO = 1,93	3,7	M = 0,5	
MnO = 0,07		T = 0,0	
MgO = 1,51	2,6	K = 1,44	Fällt nach Fig. 2 (Lit. 16b)
CaO = 2,24	2,7		in die Zone der Kalk-Alkali-
K_2O = 6,72	4,8	a = 8,3	gesteine.
Na_2O = 1,75	1,9	c = 3,3	
H_2O (−110°) = 0,13		f = 8,4	
H_2O (+110°) = 1,94			
Summe = 99,79	100,0		
Spez. G. = 2,73			

b. Ortho-Augen- und Streifengneise.

Die größte Verbreitung besitzen grau- bis bläulichgrüne Augen- und Streifengneise. Sie sind anzutreffen in den Felswänden unter P. 2894, bei der Talstufe unter dem Languardsee, im oberen Teile des SO-Grates des Piz Albris. Oft sind sie als ausgesprochene Streifengneise ausgebildet. Weiße Lagen und Streifen von Quarz und Orthoklas wechseln dann mit solchen von blaugrünen Plagioklasen und schwarzem oft chloritisierten Biotit. Dadurch, daß innerhalb der weißen Lagen größere Orthoklasindividuen auftreten, entstehen alle Uebergänge zu Augengneisen, bei denen die bis Haselnußgröße erreichenden Augen die ausgesprochen lentikulare Form bedingen. Das Mengenverhältnis zwischen Orthoklas und Plagioklas ist ein sehr wechselndes und kann sich, besonders bei den Augengneisen, so sehr zugunsten des ersteren verschieben, daß Zufuhr von orthoklastischer Substanz durch Injektion (Feldspatisation) wahrscheinlich erscheint. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, abgesehen von den texturellen und strukturellen Verhältnissen und der Zufuhr an Orthoklas (als Perthitporphyroblasten) vollständige Uebereinstimmung mit dem blaugrünen Granit. Auch hier sind Biotitmikrolithen als Uebergemengteil anzutreffen, ferner hie und da Granat in kleinen farblosen Körnern. Es handelt sich um Orthogneise, die der Meso- bis Epizone der ersten Gruppe (Lit. 11 a) zuzurechnen und auf den unter a angeführten Granit zurückführbar sind. Auch sei erwähnt, daß an einer Stelle deutlich eine aufwölbende Wirkung dieses Orthogneises, bezüglich der umgebenden Paragneise, zu beobachten ist (kurz oberhalb der Schela del Paradies, also um das nordwestliche Ende der „Linse").

Im oben erwähnten SO-Grat des Albris stehen unter diesem blaugrünen Orthogneis, auf zirka 2400 m Höhe, auch dunklere, biotitreichere Augen- bis Streifengneise an. U. d. M. ist eine gewisse Verwandtschaft mit dem Granitgneis unverkennbar. Quarz und Perthit sind zurückgetreten, die Plagioklasumwandlungsprodukte reicher an Zoisit (Epidot) und häufiger geworden, ebenso der Biotit. Das Gestein gehört der Meso- bis Epizone der dritten Gruppe (Kalknatronfeldspatgneise, Lit. 11 a) an und dürfte von einem quarzdioritischen Massengestein herzuleiten sein.

In demselben Grate, aber noch etwas tiefer, ferner auf der linken Talseite gegen den Piz Alv hinauf, sind auch grüne

Streifen- bis Augengneise anzutreffen. Quarz und Perthit sind noch mehr zurückgetreten; Umwandlungsprodukte eines stark basischen Plagioklases überwiegen an Menge bedeutend alle andern Komponenten zusammen. Neben weitgehend zerriebenem und chloritisiertem Biotit tritt untergeordnet auch Hornblende mit gelblich- und bläulichgrünen Tönen auf. Als Uebergemengteil ist teilweise chloritisierter Granat zu nennen. Neben mancher Uebereinstimmung mit den andern Orthogneisen ist das Auftreten von Hornblende im ganzen Untersuchungsgebiet ein sicheres Kriterium eruptiver Abstammung. Es liegt ein Gneis ca. dioritischer Herkunft vor, der ebenfalls in die Meso- bis Epizone der dritten Gruppe (Lit. 11 a) zu stellen ist.

c. Para-Augen- und Streifengneise.

Diese, die Orthogneise umhüllenden Paragneise sind in erster Linie als Injektionsgesteine aufzufassen. Zu einem kleinen Teile mag es auch nur die durch die Intrusion der gneisifizierten Massengesteine zugeführte Wärme sein, die ihre stärker metamorphe Ausbildung bedingte. Schon im Terrain ist ihre sedimentogene und injektiöse Natur mit Sicherheit zu erkennen. Der Uebergang vom Orthogneis zu den Para-Augen- und Streifengneisen und normalen Paragneisen ist nämlich kein durchaus stetiger. Um bestimmte Zonen und Zentren kann der Augen- und Streifengneischarakter trotz größerer Entfernung vom Orthogneis wieder intensiver werden. Dies ist nur durch Injektion erklärlich, die von Klüften aus, in welche das fluide Restmagma intrudierte, das Nebengestein beeinflußte. An verschiedenen Stellen ist diese Veränderung von aplitischen Gängen und Adern aus direkt verfolgbar. Auch der mikroskopische Befund spricht für diese Auffassung. Es kann nun nicht auf alle Arten dieser, viele interessante Details bietenden Injektionsgneise eingegangen werden, eine, nach Textur, Farbe und Mengenverhältnis der Komponenten äußerst wechselnde Gesteinsserie, in welcher unschwer viele der beschriebenen Muscovit (Sericit) -Schiefer, Quarzite und Psammitgneise als zugrunde liegend erkannt werden können.

Die als Ausgangsmaterial der Injektion aufzufassenden Aplite zeigen, im Gegensatz zu den Apliten der Intrusivgesteine des Berninamassivs, weitgehende oder vollständige Metamorphosierung. Es sind weiße und

schwach grünliche Gesteine von schiefriger oder gestreckter Textur. Im Dünnschliff ist neben Kristallisationsschieferung blastoaplitische Struktur noch mehr oder weniger deutlich erkennbar. Der Mineralbestand ist der eines normalen Granulits, wobei neben Merkmalen der mittleren auch solche der obersten Zone zutage treten. Quarz, Orthoklas (zum Teil als Perthit) und Albit überwiegen, untergeordnet ist Muscovit, auch Chlorit anzutreffen. Charakteristischer Uebergemengteil sind Biotitmikrolithen.

In den Para-Augen- und Streifengneisen ist der Uebergang aplitischer Lagen und Streifen in dunkle, Glimmer führende oft ein scharfer, oft ein allmählicher. Je nach dem Anteil beider ist die Farbe eine hellere oder dunklere; je nachdem Biotit, Muscovit oder Chlorit vorherrschen, treten graue, bräunliche oder grünliche Töne auf. Perthitische Feldspäte, die im Untersuchungsgebiet nur in Erstarrungsgesteinen auftreten, sowie Biotitmikrolithen, die als Produkt pneumatolytischer Nachwirkung erkannt wurden, charakterisieren diese Gesteine aufs deutlichste als Injektionsgesteine. —

Die gneisifizierten Massengesteine der Schieferhülle weisen in ihrem Mineralbestand unverkennbare Aehnlichkeiten mit den Gesteinen des Berninamassivs auf (Perthite, Biotitmikrolithen). Sie sind als eine, demselben Magmabassin entstammende Vorintrusion aufzufassen. Ob es sich nur um eine Intrusion handelt, die dann durch lakkolithische Differentiation sich in granitische, quarzdioritische und dioritiche Gesteine gespalten, oder um mehrere, ist nicht zu entscheiden. Wahrscheinlicher scheint mir das erstere. Die Biotitmikrolithen wären dann, wie beim roten Granit, auf randliche Teile des Massivs (den blaugrünen Granit) und auf die Ganggefolgschaft (Injektion) beschränkt.

8. Verrucano.

Die hieher gehörigen Gesteine werden unter diesem, in erster Linie stratigraphischen Titel zusammengefaßt, weil sie nur schwach metamorph und noch deutlich als solche erkennbar sind. Aus Verrucano besteht der Kamm des Höhenrückens zwischen Val Languard und Berninatal bis hinauf zur Schela del Paradies, soweit er der Schieferhülle angehört. Auch auf der rechten Seite des Languardtales, ungefähr südlich der Rosstation, ist derselbe unter dem Quarzkeratophyr anzu-

treffen. Es sind Gesteine von feinschiefriger und lentikularer Textur, ursprünglich psammitischer und konglomeratischer Struktur. Bei letzteren können die Gerölle ausnahmsweise bis Faustgröße erreichen. Hellgelb-, grau- und schwarzgrüne, gelblich-, braun- und violettrote Farben wechseln miteinander ab, oft sogar im gleichen Handstück. Von den Gesteinskomponenten ist makroskopisch meist nicht viel zu erkennen, hie und da Muscovitschuppen, Sericitüberzüge, Quarzgerölle, oft auch Quarzlagen und -Knauer. Auf die Beschreibung der mikroskopischen Verhältnisse kann verzichtet werden. Es sind mehr oder weniger ausgesprochen kristallisationschiefrige Sericit- (Muscovit)-Chlorit-Schiefer und -Gneise, die nach Mengenverhältnis der Komponenten und Struktur große Schwankungen aufweisen.

Etwas näher soll auf die Lagerungsverhältnisse eingegangen werden. Schon bei der ersten Begehung des Kammes zwischen Val Languard und Berninatal fiel es auf, daß auf den ziemlich stark verfalteten, steil stehenden Schiefern und Gneisen, die den roten Granit direkt überlagern, diese Gesteinsserie in annähernd horizontaler Lagerung folgt. Zuerst wurde das auf Druckschieferung durch das Darübergleiten der Languarddecke zurückgeführt. Bei näherer Untersuchung der Lagerungsverhältnisse, die teilweise nur schlecht aufgeschlossen, teilweise recht unklar sind, bin ich eher zur Auffassung gelangt, daß dieser Verrucano diskordant und ungefaltet auf den älteren gefalteten Schiefern liege (siehe Profil III). Es wäre dies der denkbar schönste Beweis für die hercynische Faltung der übrigen Schiefer und die vorpermische Intrusion der Massengesteine. —

Noch sei erwähnt, daß da und dort innerhalb der Gneise und Schiefer der Berninadecke, in Schmitzen und kleinen Linsen, schwarze, kohlige, stark zerquetschte Einlagerungen vorkommen. Dies, sowie ihre Ueberlagerung durch Verrucano lassen schließen, daß die Paragneise der Bernina-Schieferhülle zum großen Teil dem Karbon angehören.

9. Gang- und Ergußgesteine der Schieferhülle.

Gang- und Ergußgesteine sind in der Schieferhülle recht häufig anzutreffen. Sie sind mit geringer Ausnahme als Ganggefolgschaft, Lagergänge und Effusivfacies der den Tiefengesteinen des Berninamassivs zugrunde liegenden Magmen anzu-

sehen. Wie jene sind sie im allgemeinen nur durch Kataklase und Verwitterung verändert und, mit Ausnahme gewisser basischer Gänge, nicht eigentlich metamorphosiert. Im Gegensatz dazu stehen gewisse, hochmetamorphe Aplite, welche älter und deshalb mit den gneisifizierten Massengesteinen der Schieferhülle in Zusammenhang zu bringen sind.

a. Basische Ganggesteine.

Lamprophyrische Spaltgesteine besitzen in der Schieferhülle (im Gegensatz zum Massiv) bedeutend größere Verbreitung als aplitische. Sie sollen deshalb auch an erster Stelle behandelt werden. Die Mächtigkeit dieser Gänge ist eine wechselnde, zwischen einigen dm und m schwankende, wobei extreme Werte nur ausnahmsweise erreicht werden. Im allgemeinen sind sie den umgebenden Schiefern konkordant eingelagert. Ihre große Anpassungsfähigkeit an neue chem. und phys. Bedingungen veranlaßte weitgehende Verwitterung, zum Teil auch Metamorphose. Es wurde deshalb nur eine beschränkte Anzahl derselben mikroskopisch untersucht.

Am häufigten sind Spessartite: sehr feinkörnig, massig und von grau- bis grünschwarzer Farbe. Makroskopisch lassen sich leistenförmige graugrüne Plagioklase, etwa auch kleine schwarze Hornblendensäulchen erkennen. Unter dem Mikroskop ist die Textur oft schön ausgesprochen schiefrig, die Struktur dann eine kristalloblastische. Ursprünglich war sie teilweise holokristallin porphyrisch, teilweise panidiomorph. Wesentlichste Bestandteile sind Plagioklasumwandlungsprodukte (Zoisit, Epidot, „Sericit") und Hornblende. Aus dem wechselnden Charakter dieser Komponenten geht hervor, daß Spaltgesteine ganz verschiedener Magmen vorliegen. So kann aus der Menge von Zoisit und Epidot auf ganz verschieden saure Plagioklase geschlossen werden. Von Hornblenden wurden angetroffen: gewöhnliche Hornblende bis Strahlstein ($\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ = grünlich, $\mathfrak{a}$ = farblos bis gelblich, Auslöschungsschiefe auf 010 zirka 18°), basaltische Hornblende ($\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ = d'olivbraun, $\mathfrak{a}$ = hellgelbbraun). In einem Falle zeigte basaltsiche Hornblende Kerne eines farblosen, diopsidischen Augits. In geringer Menge kann auch Biotit vorkommen. Es lassen sich demnach unterscheiden: gewöhnliche Spessartite, Augitspessartite, Biotitspessartite. Als Nebengemengteile sind zu nennen: Quarz, Magnetit, Rutil, Titanit, Calcit.

Einer der untersuchten Lamprophyre erwies sich als Hornblendeminette. Das Gestein ist von bräunlicher Farbe. Zersetzung und Metamorphose sind hier soweit fortgeschritten, daß gerade noch mit einiger Sicherheit auf ursprüngliche Struktur und Mineralbestand geschlossen werden kann. Die Struktur war holokristallin porphyrisch, der Feldspat vorwiegend Orthoklas. Als femische Komponenten mögen sich ein brauner Biotit und eine schwach bräunlichgrüne Hornblende ungefähr die Wage gehalten haben. In großer Menge sind Magnetit und Apatit vorhanden. Besonders bemerkenswert ist ferner, daß auch dieses Gestein erfüllt ist von vollständig frischen Biotitmikrolithen, im Gegensatz zum stark chloritisierten normalen Biotit. Es ist bezeichnend, daß nur dieser orthoklastische und deshalb als Spaltgestein des dem roten Alkaligranit zugrunde liegenden Magmas aufzufassender Lamprophyr Biotitmikrolithen führt. Ein großer Teil dieser Gänge ist, wie schon bemerkt, weitgehend umgewandelt. Diese dunkelgrünen bis schwärzlichen, sehr dichten, massig bis schiefrigen Gesteine bestehen aus einem feinen Gewirre von Chlorit, Sericit, Zoisit, Epidot, Calcit, Magnetit, Pyrit, Quarz und sind in der obersten Zone der dritten und vierten Gruppe (Lit. 11 a) einzureihen.

b. Basische Lagergänge und Ergußgesteine.

Ein Teil dieser Gesteine wurde anfänglich für basische Gänge gehalten, denen sie makroskopisch vollständig gleichen können. Erst die mikroskopische Untersuchung gab Aufschluß über ihre Natur. Zum Unterschied gegenüber den Lamprophyren sind sie teilweise recht mächtig (oft über 5 m). Dies gilt z. B. für ein als Diabas betimmtes Gestein von blau- bis grüngrauer Farbe. Makroskopisch sind graugrüne saussuritisierte Plagioklasleisten und schwarze Säulen von Hornblende oder Augit bestimmbar. U. d. M. läßt sich aus Umwandlungsprodukten schließen, daß der Plagioklas sehr ausgesprochen idiomorph gewesen sein muß. Die durch gelbliche bis rotviolette Farben, große Dispersion, lavendelblaue und braune Polarisationsfarben als Titanaugit charakterisierten Pyroxene, die scheinbar als Einsprenglinge in den feinen Plagioklasumwandlungsprodukten liegen, sind völlig xenomorph. Die Struktur muß also eine ophitische gewesen sein. Grüne, feinfasrige Uralitaggregate sind zum Teil auf Augit zurückführbar, zum Teil auf Katophorit (?) (in Relikten erkennbar:

c = grüngelb, b = rotbraun, a = fast farblos) und eine Alkalihornblende mit grünlichen und bläulichen Farben. Im Uralit treten auch vereinzelte Glaukophannädelchen auf (violette und bläuliche Farben). Weitgehend in Leukoxen umgewandelte Magnetite sind häufig. — Nach Struktur und Mineralbestand dürfte es sich um einen Diabas der schwachalkalischen Reihe handeln, ob um eine Ergußdecke oder einen Lagergang, konnte nicht entschieden werden. Das Gestein wurde in nächster Nähe der Quarzkeratophyrlagen, oberhalb des Languardsees geschlagen, ein Gebiet, das überhaupt sehr reich ist an „basischen Gängen", oft von bedeutender Mächtigkeit, die aber des schlechten Erhaltungszustandes wegen nicht im Dünnschliff untersucht wurden. Es kann angenommen werden, daß ein Teil derselben (wie der angeführte) auch basische Ergußgesteine oder Lagergänge sind, vielleicht auch Tuffe.

Auf dem roten Granit liegt unterhalb der Schela del Paradies eine zirka 5 m mächtige, auf einige 100 m dem Kontakt folgende Serpentinlinse. Sie liegt nicht immer zwischen Granit und Schieferhülle. An einer Stelle konnte zwischen Serpentin und Granit ein Fetzen stark veränderten Gneises angetroffen werden. Daß nicht ein peridotitisches Ergußgestein zugrunde liegt, sondern ein Lagergang, ergibt sich aus der kontaktmetamorphen Beeinflussung der hangenden Schiefer. Da auch der liegende Granit kontaktmetamorphe Veränderungen zeigt (siehe Seite 99), muß der Serpentin jünger sein als dieser letztere. Das Gestein ist von blau- bis grünschwarzer Farbe. Häufig sind Schlieren von hellgraugrüner Farbe, in welchen oft Pyrit liegt, ferner Nester eines feinschuppigen, grün bis schwarzgrünen Minerals (Chlorit?). U. d. M. ergab sich als Mineralbestand: vorwiegend Antigorit, etwas Talk, Magnesit, Magnetit (Leukoxen). Der Schliff trifft leider keines der makroskopisch zu beobachtenden Chloritnester. — Das Gestein gehört in die oberste Zone der V. Gruppe, Magnesiumsilikatschiefer (Lit. 11 a). Auf den mineralogischen Bestand des Ausgangsmaterials kann leider kein Schluß gezogen werden.

Als lokale Facies eines gangförmigen, lamprophyrähnlichen Gesteins tritt im rechten Talhange des oberen Val Languard Serpentin- und Chloritschiefer auf. Der Serpentin entspricht makroskopisch vollständig dem von der Schela. Der Chloritschiefer ist ein, im Handstück fast massiges, dunkelgrünes Gestein, das dem makroskopischen Befunde

nach nur aus feinschuppigem Chlorit besteht. U. d. M. ist schwache Paralleltextur zu beobachten. Der Chlorit zeigt einen Pleochronismus von c = gelblich, a = gelbgrün. Die Doppelbrechung ist niedrig, aber doch zu hoch, um lavendelblaue Polarisationsfarben zu bedingen; es handelt sich wohl um Klinochlor. Daneben tritt in vereinzelten farblosen Körnchen Zoisit auf, in großer Menge Titanit (in Leukoxenkomplexen), viel Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Das Gestein gehört ebenfalls der obersten Zone der fünften Gruppe (Lit. 11 a) an und ist auf eine peridoditische Facies eines wahrscheinlich diabasischen Lagerganges zurückzuführen. Daß es sich nicht um einen Erguß handeln kann, geht aus pneumatolytischen Kontakterscheinungen hervor (Fuchsitquarzit), die im hangenden Gestein zu beobachten sind (Seite 113).

In den Gneisen zwischen Schela del Paradies und P. 2894 sind hie und da, in Gangform auftretende, zu Hornblendeschiefern umgewandelte peridoditische Gesteine anzutreffen. Sie sind von grünschwarzer Farbe, schiefriger bis gestreckter Textur und bestehen, wie schon makroskopisch erkennbar, fast ausschließlich aus Hornblende (c = b = grünlich, a = farblos, auf 010 c/c zirka 20°). Hie und da ist ursprünglich brauner, fast vollständig chloritisierter Biotit, ferner Rutil, Titanit und Magnetit anzutreffen. Sie gehören nach Struktur und Mineralbestand ebenfalls der V. Gruppe (Lit. 11 a), aber ihrer mittleren Zone an. Dies letztere ist auffällig, da sie über dem Serpentin der Schela (der obersten Zone angehörend) liegen und läßt folgern, daß sie älter sind als dieser. Ihre Intrusion ist mit derjenigen der Granite und Diorite, die den Orthogneisen der Schieferhülle zugrunde liegen, in Zusammenhang zu bringen, was auch dem Auftreten nach sehr wohl möglich ist. Granite und Diorite der Schieferhülle sind älter als die Tiefengesteine des Berninamassivs; auf deren Intrusion sind die metamorphen Bedingungen der mittleren Zone zurückführbar. Auch aus diesen Verhältnissen kann geschlossen werden, daß der Serpentin jünger ist als der rote Alkaligranit (siehe auch Seite 99).

c. Aplitische Ganggesteine.

Diese Gesteine sind besonders in den Schiefern unmittelbar über dem Kontakt mit dem roten Alkaligranit recht häufig und entsprechen in jeder Hinsicht der aplitischen Randfacies desselben. Die Struktur ist teils holokristallin porphyrisch,

teils panxenomorph bis eutektisch. Wie bei den Randfacies lassen sich also auch hier Alkali-Alsbachite und Alkali-Aplite unterscheiden. Je nachdem die Hämatiteinlagerungen der Perthite und die übrigen Fe-Erze frisch oder limonitisiert, zeigen sie intensiv rote oder schmutziggelbe und braune Farben. Hauptgemengteile sind Quarz, Perthit (Mikroklinperthit), untergeordnet albitischer Plagioklas. Auch hier hat pneumatolytische Nachwirkung zur Bildung von Pyrit, Hämatit und Flußspat geführt.

Nur kurz erwähnt seien stark kataklastische, graue bis grünliche Gesteine, die in den wenigen Aufschlüssen längs des Berninabaches gerade oberhalb der Bernina-Häuser geschlagen wurden. Ihr lokal oft recht grobes Korn, sowie die mikroskopische Beobachtung, daß ausgesprochen quarzitische Lagen mit Lagen abwechseln, die aus Quarz, Perthit und saurem Plagioklas bestehen, lassen mich vermuten, daß es sich um aplitisch bis pegmatitisch injizierte Psammitgneise handelt.

d. Saure Ergußgesteine.

Im rechten Talhange des obern Val Languard treten, wechsellagernd mit Schiefern und diabasischen Lagergängen oder Decken, mehrere Horizonte von sauren Ergußgesteinen auf (oft mehr als 30 m mächtig). Am häufigsten sind Quarzkeratophyre. Im Handstück sind dieselben trotz der Nähe des Ueberschiebungskontaktes der Languarddecke oft noch völlig massig, zum Teil aber auch weitgehend zerdrückt und mylonitisiert. Erstere sind oft von sehr intensiv karmin- bis violettroter Farbe, die fleckenweise oder gänzlich in Grün übergehen kann. In einer dichten Grundmasse liegen Einsprenglinge von rotem Orthoklas und Quarz. U. d. M. erweist sich die Struktur als holokristallin porphyrisch. Die Ausbildung der Grundmasse läßt aber deutlich erkennen, daß sie ursprünglich hemikristallin war und erst nachträglich entglast worden ist. Sie besteht zum großen Teil aus Feldspatsphaerolithen, die in einem äußerst feinkörnigen Gefüge von Quarz und Feldspat, untermischt mit Sericitschüppchen, liegen. Als Einsprenglinge treten Quarz und Perthit, ganz untergeordnet saurer Plagioklas auf. Besonders die Quarze zeigen intensive Resorptionserscheinungen. Grundmasse und Perthiteinsprenglinge sind erfüllt mit feinsten Hämatitkörnchen. Wie schon die Farbe vermuten läßt und der Mineral-

bestand bestätigt, handelt es sich um eine Ergußfacies des roten Alkaligranites. Neben der grünen Färbung, die auf Sericitisierung (analog wie beim roten Granit (Seite 99) zurückführbar, wurde auch grauschwarzer Quarzkeratophyr angetroffen. Seine Farbe ist dadurch erzeugt, daß der Hämatit limonitisiert und das Gestein mit Biotitmikrolithen erfüllt ist. Diese Vergesellschaftung legt den Schluß nahe, daß auch die Limonitisierung durch Pneumatolyse bedingt.

Die kataklastischen und mylonitischen Quarzkeratophyre sind makroskopisch oft nur noch durch den allmählichen Uebergang in das normale Ergußgestein als solche erkennbar. Ihre Farbe ist eine äußerst wechselnde, rötliche, grüne, bräunliche und gelbe. Bei besonders starker Kataklase werden sie oft körnelig und gleichen dann Psammitgneisen, dadurch, daß Quarz sich in Schlieren vereinigt, streifig. U. d. M. ist die ursprüngliche Hemikristallinität, besonders durch die Sphaerolithe, meist noch deutlich erkennbar.

Untergeordnet tritt auch Keratophyr auf. Etwa 100 m über dem nördlichen Ende des Languardsees (also tiefer als die Quarzkeratophyre) wurde ein zirka 10 m mächtiges, linsenförmiges Vorkommnis dieses Gesteins angetroffen von massiger Textur, holokristallin porphyrischer Struktur, schmutzigbrauner bis graugrüner Farbe. Auch hier kann aus der Feinkörnigkeit der Grundmasse (Quarz und Feldspat) und dem Auftreten von Feldspat-Sphärolithen auf ursprüngliche Hemikristallinität geschlossen werden. — Als Einsprenglinge treten vorwiegend saurer Plagioklas, seltener Orthoklas (auch als Perthit) und chloritisierter Biotit auf. An den Plagioklaseinsprenglingen können sehr weitgehende Resorptionserscheinungen beobachtet werden. Auch hier erfüllen Biotitmikrolithen den ganzen Schliff. Dieses Gestein ist als Ergußform eines etwas basischeren Differentiates des dem roten Alkaligranit zugrunde liegenden granitischen Magmas aufzufassen.

B. Gesteine der Languarddecke.

Zur Languarddecke gehört, wie schon in der tektonischen Uebersicht ausgeführt wurde und aus der Kartenskizze ersichtlich ist, der nördlich vom Kalkzug des Val Languard gelegene Teil des Untersuchungsgebietes. Im Gegensatz zur Berninadecke besteht dieselbe vorwiegend aus umgewandelten Sedimenten ,in welche mehrere kleine Massive eingedrungen sind. Es kommen daher in Betracht:

I. Paragneise und -Schiefer.
II. Massengesteinsintrusionen und Orthogneise.
III. Einlagerungen und Ganggesteine.

I. Paragneise und -Schiefer.

Die mikroskopische Untersuchung von zirka 60 Dünnschliffen dieser makroskopisch äußerst mannigfaltigen und verschiedenartigen Gesteine bedeutete eine rechte Enttäuschung. Mit geringen Ausnahmen handelt es sich um Psammitgneise. Je nachdem das Ausgangsmaterial schlammig und feinsandig oder grobsandig und grusig war, wechselt das Korn vom feinsten bis zu so grobem, daß fast von Konglomerat-Struktur gesprochen werden kann; es liegen also Uebergänge zu pelitischen Gneisen einerseits, zu psephitischen andererseits vor. Die Textur ist mit geringen Ausnahmen eine schiefrige. Besonders feinkörnige Varietäten können im Handstück völlig massig erscheinen; an einigen Lokalitäten kommen Streifen-, auch Augengneise vor. Das Auftreten dieser letzteren ist bezeichnenderweise an die Nähe der Schwestern- und Vadretintrusionen gebunden und legt ihre Deutung als unter dem Einfluß von Injektion entstanden nahe. Lagen- und Streifengneise (Holzgneise) wurden an der Clüs angetroffen, Augengneise (außer beim Vadret) bei P. 2895 (südlich der Fuorcla da Muraigl). Bei den grobkörnigen Varietäten sind makroskopisch Quarz, Feldspat, schwarzer bis goldbrauner Biotit (Chlorit) und Muscovit erkennbar, hie und da Granat, Graphit. U. d. M. ist die Textur ausgesprochen kristallisationsschiefrig, hie und da massig, die Struktur grano-lepidoblastisch, bezüglich einzelner Komponenten auch porphyro- und poikiloblastisch. Hauptgemengteile sind: Quarz, Feldspat, Biotit (Chlorit), Muscovit (Sericit). Quarz

tritt in den für Kristallisationsschieferung charakteristischen, länglichen Formen auf. Seine Menge ist wie die aller Komponenten äußerst wechselnd. Bei den grobkörnigen (grusigen) Gneisen sind ursprüngliche Quarzkörner noch als Linsen erhalten. Der Feldspat ist in den feinkörnigen Varietäten meist nur durch Reliefunterschied von Quarz zu unterscheiden, ferner durch das Auftreten von Sericitschuppen, hie und da durch Zwillingsbildungen; in den grobkörnigen Abarten ist er oft durchwachsen von Quarz, Muscovit, Biotit, auch Granat und Turmalin. Seine Umwandlung hat meist nur bis zur Ausscheidung von feinschuppigem Sericit geführt. Im allgemeinen handelt es sich um Orthoklas (auch Mikroklin) und albitischen Plagioklas. Hie und da lassen reichliche Zoisitbesen auf basichere Plagioklas-Varietäten schließen. Als femische Komponente tritt Biotit auf. Meist ist c = rot- bis d.schokoladenbraun, a = strohgelb bis gelbbraun, seltener c = grün- bis d.olivbraun, a = grünlichgelb. Häufig ist Ausbleichung zu farblosem Muscovit unter Ausscheidung von Fe-Erzen, Epidot- (Titanit-) Staub zu beobachten. Mit geringen Ausnahmen ist wohl aller Muscovit auf diese Weise entstanden. Oft mit dieser Muscovitisierung kombiniert, oft allein findet Chloritisierung statt, ebenfalls unter Ausscheidung von reichlichem Epidot- (Titanit-) Staub. Der so entstandene Chlorit zeigt a//c, c = grünlich bis kräftig lauchgrün, a = farblos bis grünlich. Oft bleiben auch Schnitte //c bei × Nic. ganz oder fast dunkel, im allgemeinen zeigen sie lavendelblaue Polarisationsfarben. Im Gegensatz dazu tritt, meist als Porphyroblasten und ohne der Schieferungsebene angepaßt zu sein, ein Chlorit mit grau- bis olivgrünen, auch braunen (also höheren) Polarisationsfarben auf. Hier liegt immer c//c, a = grünlich bis kräftig lauchgrün, c = gelblich und grünlich. Diese Porphyroblasten zeigen nur wenig oder keine Ausscheidung von Epidot- (Titanit-) Staub, sind nie mit reliktischem Biotit vergesellschaftet und treten auch in Schliffen auf, deren Biotit völlig frisch ist. Hie und da sind sie durchspickt von Quarzkörnern. Sie sind nicht aus Biotit entstanden. Sie sind meist auch makroskopisch als graugrüne, glänzende, beliebig zur Schieferungsebene orientierte Schuppen zu beobachten. In einigen Fällen (wahrscheinlich als sekundäre Kluftausfüllungen) wurden schwachgrüne Aggregate von kugeligem Leptochlorit angetroffen. Als Nebengemengteile kommen vor: Zirkon (oft schöne pleochroitische Höfe im Biotit veranlassend),

Magnetit, Titanomagnetit (und Zersetzungsprodukte), Pyrit, Titanit, Rutil. Apatit fehlt fast volllständig. In fast allen Schliffen treten farblose kurze Säulen und Körner von ziemlich hohem Relief, ganz niedriger Doppelbrechung (bei × Nic. nur grauschwarz) a//c, Achsenebene wenn bestimmbar //c, wahrscheinlich gerade Auslöschung. Am ehesten dürfte es sich um α-Zoisit handeln, der aber hier als primär (Sedimentrelikt) angesehen werden müßte, da er in seinem Auftreten vom Chemismus und Erhaltungszustand der übrigen Gesteinskomponenten unabhängig ist.

Je nach dem Mengenverhältnis der Hauptbestandteile, nach Struktur und Textur handelt es sich (nach Lit. 11 a) um Gesteine der Meso- bis Epizone der I. und II. Gruppe (Alkalifeldspatgneise und Tonerdesilikatgneise). Durch reichliches Auftreten von basischem Plagioklas und dessen Umwandlungsprodukten entstehen Uebergänge zur III. Gruppe (Kalknatronfeldspatgneise), dadurch, daß Feldspat und Biotit (Chlorit, Muscovit) abnehmen, solche zur VIII. Gruppe (Quarzitgesteine). Am weitesten verbreitet sind Biotit- (Chlorit- oder Muscovit-) Gneise der I. Gruppe. Je nach dem Erhaltungszustand des Biotits zeigen alle diese Gesteine braune, grüne oder graue Farben. Als besonderes Charakteristikum ist das durch Verwitterung bedingte Rotwerden derselben zu erwähnen.

Als Uebergemengteile sind zu nennen: Turmalin, Granat, Graphitoid (Graphit), Chiastolith (?). Turmalin ist in einzelnen, nur mikroskopisch wahrnehmbaren Säulchen sehr häufig anzutreffen (a = gelblich, auch hellgraugrün, c = braun, dunkel grau- bis olivgrün). Auch Granat ist häufig, meist in kleinen, farblosen bis schwach rötlichen Körnchen, seltener auch makroskopisch erkennbar. Größere Kristalle sind gern skelettartig, ferner reich an Einschüssen von Quarz, Biotit, Magnetit, auch Turmalin. Umwandlung in Chlorit und Sericit ist zu beobachten, hie und da fast restlos, so daß Chlorit- (Sericit) Pseudomorphosen nach Granat vorliegen. Bei reichlichem Auftreten kann von Granat-Biotit (Chlorit, Muscovit)-Gneisen gesprochen werden. Graphitoid, der in geringen Mengen sehr häufig ist, wird oft zum Hauptgemengteil. Diese Gesteine sind dann als Graphitoid-Biotit (Chlorit, Muscovit)-Gneis zu bezeichnen. In mehreren Schliffen wurden, meist rundliche oder kurzsäulige, kleine Körner von hohem Relief und nied-

riger Doppelbrechung angetroffen (Achsenebene //a wahrscheinlich //c). Charakteristisch ist zentrale Bestäubung durch feinste graphitische Substanz. Es dürfte sich um Chiostolith handeln.

Ein kleiner Teil dieser Gneise war primär so arm an Feldspat, oder die Metamorphose hat zu so weitgehender Umwandlung desselben geführt, daß sie als Phyllite zu bezeichnen sind. Auch hier sind Biotit (Chlorit, Muscovit) -Phyllite, Granat--Phyllite usw. zu unterscheiden. Häufiger ist es, daß Feldspat und Biotit (Chlorit, Muscovit) so stark zurücktreten, daß von Quarziten (Biotit, Chlorit, Muscovit-Quarzit usw.) gesprochen werden muß. Diese Gesteine sind im Handstück meist fast massig, im Dünnschliff aber stets ausgesprochen kristallisationsschiefrig. (Im rechten Talhang des obern Val Muraigl treten hierhergehörige, hornsteinartige dunkelgrüne Gesteine auf, die makroskopisch vollständig wie Radiolarit aussehen. Im Dünnschliff erweisen sie sich aber als gewöhnliche, äußerst feinkörnige Quarzite.)

Im NW-Hang des Schafberges, kurz unter dem Gipfel, steht ein dunkelgraues, feinschiefriges Gestein, mit vereinzelten grauen Flecken an. Dieselben erwiesen sich als parallel zur Schieferung angeordnete Feldspatporphyroblasten, siebartig durchwachsen von Quarz, Biotit, Granat, Magnetit. Im übrigen besteht das Gestein aus Quarz, Biotit, Muscovit, Chloritporphyroblasten, Staurolith (opt +, c//c, $\mathfrak{c}$ = zitronengelb, $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ = hellgelb). Es handelt sich um einen Granat führenden Staurolithglimmerschiefer bis Phyllit, mit vereinzelten Feldspatporphyroblasten. (Meso- bis Epizone, II. Gruppe (Lit. 11 a). An der Fuorcla da Languard ist im Kontakt mit Hornblendeschiefer (Seite 141) ein ähnliches Gestein anzutreffen, feinschiefrig bis helizitisch, grausilberglänzend, mit Quarzlagen durchsetzt: granat- und turmalinführender Staurolithglimmerschiefer (Muscovit, Chlorit, Biotit).

Zwei dieser Psammitgneise wurden analysiert. In beiden Fällen geschah dies, um einen sichern Anhaltspunkt darüber zu gewinnen, ob sie sedimentärer oder eruptiver Herkunft. Sie können deshalb nicht etwa als Typus der Psammitgneise überhaupt aufgefaßt werden. Das eine Gestein wurde südöstlich unter dem Muraiglgipfel (P. 3154) geschlagen. Es ist im Handstück ziemlich massig, graugrün und gleicht weitgehend einem

Ortho-Chlorit-Zoisitgneis. Im Dünnschliff besteht es aus Quarz, teilweise sericitisiertem Feldspat (in geringer Menge auch Zoisitbesen), Chlorit und Muscovit. Nach Lagerungsverhältnissen, makroskopischer und mikroskopischer Untersuchung war nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich um eine saure Randfacies des Schwestern-Muraigl-Orthogneises oder um einen Psammitgneis handelt. Die Analyse ergab:

10. Chloritgneis vom P. Muraigl (Pelit- bis Psammitgneis).

Anal. H. Schuppli.

SiO_2 = 61,85	69,1 (Mol.%)	S = 69,1	SAlF = 21,7 . 2,9 . 5,3
TiO_2 = 0,46		A = 4,4	AlC AlK = 17,9 . 3,6 . 8,5
Al_2O_3 = 14,31	9,4	C = 1,9	MC = 8,1
Fe_2O_3 = 3,01		F = 15,1	NK = 5,5
FeO = 4,72	6,9	M = 0,0	
MgO = 4,93	8,2	T = 3,1	
CaO = 1,62	1,9	K = 1,53	
K_2O = 2,83	2,0		
Na_2O = 2,20	2,4	a = 4,1	
H_2O (−110°) = 0.13		c = 1,8	
H_2O (+110°) = 3,71		f = 14,1	
Summe = 99,87	99,9		
Spez. G. = 2,74			

Sowohl die Projektion nach Osann-Grubenmann (Lit. 11 a), wie die nach Osann (Lit. 16 b) sprechen unzweideutig für sedimentogenen Ursprung und stellen das Gestein in die II. Gruppe (Lit. 11 a).

Im zweiten Falle handelt es sich um ein feinbankiges, im Handstück massiges Gestein von dunkelbrauner Farbe und feinstem Korn. Auch im Dünnschliff ist die Textur fast massig, die Struktur grano- bis schwach lepidoblastisch, auch porphyroblastisch. In einem vorwiegend aus winzigen Biotitschuppen (c = hellrotbraun, a = gelblich) untergeordnet aus Quarz und Feldspat bestehenden Gewebe liegen etwas größere Porphyroblasten von Muscovit, die durch mehr oder weniger ausgesprochen parallele Lagerung eine schwache Schiefrigkeit andeuten. Granatkörnchen scharen sich zu einsprenglingsartigen Haufen. — Das Gestein tritt als Einlagerungen in gewöhnlichen Psammitgneisen im W-Hang des Schafberges auf. Insbesondere die strukturellen und texturellen Verhältnisse sind recht merkwürdig. Am ehesten würden sie für einen Granatbiotit-Hornfels oder ein schwach meta-

morphes Ganggestein sprechen. Ersteres ist der Lagerungsverhältnisse wegen aber ausgeschlossen. Die Analyse ergab:

12. Biotitschiefer vom SW-Hang des Schafberges (Pelitschiefer).

Anal. H. Schuppli.

SiO_2 = 57,23	66,2 (Mol.%)	S = 66,2	S Al F = 21 . 4,6 . 4,4
TiO_2 = 0,98		A = 5,6	Al C Alk = 20 . 2,4 . 7,6
Al_2O_3 = 21,70	14,6	C = 1,7	MC = 7,5
Fe_2O_3 = 2,96		F = 6,9	NK = 5,2
FeO = 4,40	6,8	M = 0,0	
CaO = 1,39	1,7	T = 7,3	
MgO = 3,02	5,2	K = 1,51	
K_2O = 3,72	2,7		
Na_2O = 2,56	2,9	a = 7,9	
H_2O (−110°) = } 2,39		c = 2,4	
H_2O (+110°) = }		f = 9,7	
Summe = 100,34	100,0		
Spez. G. = 2,79			

Beide Projektionsverfahren sprechen deutlich für sedimentogene Herkunft. Das Gestein ist der II. Gruppe, Mesozone (Lit. 11 a), anzureihen.

II. Massengesteinsintrusionen und Orthogneise.

1. Der Muscovitgneis des Piz Languard.

Als Zentralpunkt und höchster Gipfel des ganzen Gebietes erhebt sich aus dem von der Fuorcla da Languard zum Schafberg sich hinziehenden Grate die stolze Pyramide des Piz Languard, von dem aus ein unvergleichlich schöner Ausblick in die Gletscherwelt der Bernina sich bietet. Von W oder S aus gesehen bestehen die obersten 200 m derselben aus einem weißen Gestein, das sich scharf von dem die Unterlage bildenden rotbraunen Psammitgneis abhebt. — Dieses weiße, auch grünlich und gelbliche Gestein ist mehr randlich gegen den Psammitgneis zu von schiefriger bis flasriger Textur, zentral als oft recht grobkörniger Augengneis ausgebildet. Makroskopisch erkennbar sind Quarz, Feldspat und Muscovit. Auf Kluftflächen ist hie und da ein dünner violetter Ueberzug von Flußspat anzutreffen. — Die mikroskopische Untersuchung ergab: Hauptgemengteile sind die makroskopisch schon erkennbaren Komponenten. Der Feldspat ist vorwiegend Albit. Der als solcher erhaltene K-Feld-

spat ist Perthit oder Mikroklin. Er dürfte, im Gegensatz zum Albit, als aus dem primären Mineralbestand herübergerettet zu betrachten sein. Muscovit ist in erster Linie Umwandlungsprodukt von Orthoklas, zum Teil vielleicht auch von Biotit. Als Nebengemengteile kommen Magnetit und Apatit vor, als Uebergemengteile Flußspat und Spuren von Turmalin.

Die Analyse ergab:

6. Muscovitgneis vom Piz Languard (Granitgneis).

Anal. H. Schuppli.

SiO_2 = 74,78	81,3	S = 81,3	S Al F = 26,2 . 2,6 . 1,2	
TiO_2 = 0,08		A = 6,7	Al C Alk = 15,1 . 2,6 . 12,3	
Al_2O_3 = 12,89 (P_2O_5 = 0,27)	8,2	C = 1,4	MC = 4,2	
Fe_2O_3 = 0,59		F = 2,4	NK = 4,8	
FeO = 0,99	1,4	T = 0,1		
CaO = 1,18	1,4	M = 0,0		
MgO = 0,62	1,0	K = 1,7	Nach Fig. 2 (Lit. 16b) fällt	
MnO = Spuren			das Gestein in die Zone	
Na_2O = 3,09	3,2	a = 12,7	der Kalk-Alkaligesteine.	
K_2O = 5,13	3,5	c = 2,7		
Glühverl. = 0,99		f = 4,6		
Summe = 100,34	100,0			
Spez. G. = 2,67				

Nach Mineralbestand und Struktur gehört das Gestein in die oberste Zone der I. Gruppe (Lit. 11 a) und ist als Muscovit-Gneis zu bezeichnen. Der Chemismus läßt auf ein granitisches Ausgangsmaterial schließen, was durch die Lagerungsverhältnisse vollauf bestätigt wird. Der Muscovitgneis tritt nämlich als stockförmige Masse im Psammitgneis auf, denselben aufwölbend und durchbrechend. Ringsherum zeigen die Schichten des letzteren bedeutende Störungen. Das Massiv verbreitert sich gegen unten, wie im Sattel nordwestlich vom Gipfel, auch im NO-Grat deutlich zu ersehen ist. Vom Kamm Alp Languard-Schela del Paradies aus gesehen, fällt ein auf die unmittelbare Nähe des Piz Languard beschränktes, nach NW konvergierendes Streichen der Psammitgneise auf. Ich möchte dies so deuten, daß die, normalerweise nach NO einfallenden Schiefer, durch die Intrusion des Languardstockes zu einer nach NW rasch wieder auslaufenden Synklinale aufgewölbt sind. (Siehe Profil I.) Wie schon erwähnt, ist der Muscovitgneis zentral ausgesprochen augengneisig. Dies ist

hier nicht in erster Linie durch Injektion zu erklären, sondern dadurch, daß die Metamorphe stattfand, als die granitische Intrusion zentral noch nicht völlig erkaltet war und Sammelkristallisation dort deshalb stärker wirken konnte als randlich. Wenn für die Entstehung des Augengneises Injektion herangezogen würde, wäre die randlich durchwegs feinkörnige Ausbildung unerklärlich, ferner müßte auch das Nebengestein davon getroffen sein. — Außer diesem Vorkommnis tritt Muscovitgneis auch rings um den Piz Languard in größeren und kleineren Linsen und Gängen auf. Es sind im allgemeinen etwas saurere, mit dem beschriebenen Granitgneis in Zusammenhang zu bringende Nebenintrusionen und Nachschübe.

2. Der Muscovitgneis von Muottas Muraigl.

Außer dem Muottas Muraigl besteht aus diesem Gestein auch der Rücken, der sich zwischen Val Muraigl und Val Champagna gegen den Kleinen See unter der Fuorcla da Muraigl hinaufzieht (siehe Kartenskizze). Im allgemeinen ist es ein typischer Lagen- bis Augengneis, der sowohl makroskopisch wie mikroskopisch vom Muscovitgneis des Piz Languard oft nicht zu unterscheiden, hie und da durch Chlorit grün oder durch $Fe(OH)_3$ rötlich und bräunlich gefärbt (vergleiche Seite 131).

Das Gestein wurde analysiert:

7. Muscovitgneis vom Muottas Muraigl (Granitgneis).
Anal. H. Schuppli.

SiO_2 = 74,02	81,2 (Mol.%)	S = 81,2	S Al F = 26,1 . 2,8 . 1,1	
TiO_2 = Spuren		A = 6,5	Al C Alk = 15,9 . 2,5 . 11,6	
Al_2O_3 = 13,87	8,9	C = 1,4	NK = 3,4	
Fe_2O_3 = 0,96		F = 2,9	MC = 2,9	
FeO = 0,90	1,6	M = 0,0		
MgO = 0,23	0,4	T = 1,0		
CaO = 1,22	1,4	K = 1,85	Wie der Muscovitgneis v. Piz Languard fällt auch dieses Gestein nach Fig. 2 (Lit. 16 b) ins unterste Ende d. Kalk-Alkalizone.	
Na_2O = 2,00	2,2			
K_2O = 6,09	4,2	a = 13,1		
H_2O (−11°) = 0,10		c = 2,9		
H_2O (+110°) = 0,67		f = 4,0		
Summe = 100,06	100,0			
Spez. G. = 2,65				

Die Analyse ergibt vollständige Uebereinstimmung mit dem Languardgneis. Leider fehlte die Zeit, Verbreitung und Kontaktverhältnisse dieser Orthogneise näher zu verfolgen. Zudem sind die Aufschlüsse im allgemeinen recht schlechte und frische Gesteinsproben kaum zu erhalten.

Im linken Talhang des unteren Val Muraigl (auf einer Höhe von zirka 2350 m, nördlich dem ersten „l" des Wortes „Alp Muraigl", Siegfriedkarte 1 : 50 000, Blatt 518) konnten äußerst interessante endomorphe Kontakterscheinungen beobachtet werden. Der Gneis ist dort ziemlich feinkörnig. Zwischen Quarz und Feldspatkörnern treten, erst in ganz geringer, dann in recht reichlicher Menge, schwarzgrüne, feinkörnige Komplexe auf. Oft sind dieselben limonitisiert. Sie können sich so häufen, daß schließlich dunkel-schwarzgrüne bis braune Gesteine resultieren, die dem makroskopischen Befunde nach nur noch aus diesen grünen Komplexen und darin eingelagerten bräunlichen Orthoklasen bestehen. Im Dünnschliff ist zu beobachten, wie innerhalb von Quarzen (selten auch von Feldspäten) kleine, kurzstengelige, wurmartige Aggregate von Chlorit auftreten. Dadurch, daß dieselben sich immer dichter scharen, kann schließlich der Quarz ganz verdrängt werden, so daß zwischen den Feldspäten xenomorphe Aggregate dieses auch hier stets feinschuppigen Chlorits liegen. In einem Gestein nehmen diese Chloritaggregate schon etwa die Hälfte des Dünnschliffes ein, können sich aber nach makroskopischer Beobachtung noch mehr anreichern. An vereinzelten etwas größeren Individuen ließ sich bestimmen: gerade Auslöschung, // der Spaltbarkeit liegt c = schwach gelbgrün. Annähernd hexagonale Schuppen ohne Spaltbarkeit zeigen deutliche Zweiachsigkeit, kleinen Achsenwinkel, opt. neg. Charakter, niedrige, aber keine lavendelblauen Polarisationsfarben. Es kann sich um Prochlorit oder einen Leptochlorit handeln. Angaben von Rosenbusch (Lit. 17 a) und Zalinski (Lit. 28) sprechen am ehesten für Chamosit. Nach der ganzen Art des Auftretens als allmählicher Verdränger von Quarz kann nur eine pneumatolytische oder hydrothermale Entstehungsweise angenommen werden. (Die Leptochlorite sind saure Fe^{II} Fe^{III} Al-Silikate. Durch pneumatolytische Zufuhr von Fe- und Al-Fluorid ist die Entstehung derselben unter Reaktion der Fluoride mit SiO_2 zu flüchtigen SiF_4 wohl denkbar.)

3. Der Granit vom Languard-Sattel.

Als Languardsattel möge die schon erwähnte Einsattelung nordwestlich vom Piz Languard bezeichnet werden. Dort wurde ein kleines Vorkommnis von nur wenig verändertem Granit angetroffen. Immerhin zeigte auch das am wenigsten umgewandelte Gestein schon im Handstück eine durch teilweise Parallellagerung der Biotite bedingte Schieferung. Quarz, Feldspat und Biotit sind makroskopisch erkennbar. U. d. M. ist die Struktur holokristallin granitisch, beeinflußt durch Kataklase und Blastese. Orthoklas (viel Perthit) und Plagioklas (Albit bis Oligoklas) halten sich so ziemlich die Wage. Myrmekitische Verwachsungen sind häufig. Der Biotit (c = rotbraun, a = gelbbraun) ist fast vollständig frisch. Als Umwandlungsprodukte der Feldspäte treten Sericit und Zoisit auf, als Neben- und Uebergemengteile Zirkon, Titanit, Magnetit, etwas Granat. Die randlich auftretende, aplitische Facies dieses Granits steht sowohl makroskopisch wie mikroskopisch dem Muscovitgneis des Piz Languards sehr nahe. Er ist als etwas basischerer Nachschub des dem Muscovitgneis zugrunde liegenden Granitmagmas aufzufassen, als Nachschub deshalb, weil seine geringere Matamorphosierung nur durch spätere Intrusion erklärlich.

4. Die Zoisitgneise der Schwestern (Las Sours) und des Piz Muraigl.

Wie der Piz Languard seine überragende Höhe und seine kühnen Formen der Widerstandsfähigkeit des ihn aufbauenden Orthogneises verdankt, so auch der Piz Muraigl und die Schwestern. Im Gegensatz zu ersterem ist das Ausgangsmaterial hier aber ein äußerst wechselndes gewesen und sind die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse recht komplizierte und schwierige. Die Textur dieser Gesteine ist im allgemeinen deutlich schiefrig bis gestreckt, hie und da lagen- und streifengneisig, seltener massig. Makroskopisch erkennbar sind grauer, oft auch bläulicher Plagioklas, wenig Quarz, schwarzer bis goldbrauner Biotit (oft an dessen Stelle Chlorit) und grünliche feinfaserige, auf Hornblende deutende Komplexe. Oft sind beide femischen Komponenten vorhanden, oft nur eine. Durch Mengenverhältnis und Erhaltungszustand derselben sind die zwischen hellgrün bis -braun und dunkel-

grün bis -braun in allen Nuancen wechselnden Farben bedingt. U. d. M. kommt Kristallisationsschieferung auch bei den makroskopisch fast massigen Varietäten ausgesprochen zur Geltung. Die Struktur ist eine grano-, lepido- oder nematoblastische. Kataklase ist in wechselndem Ausmaße stets zu beobachten (undulöse Auslöschung, auch Zertrümmerung der Quarze, Verknitterung und Zerreibung der Glimmer, auch der Hornblenden). Hauptgemengteile sind: Quarz, Plagioklasumwandlungsprodukte („Sericit", viel Zoisit und Epidot, Albit Quarz), Orthoklas (untergeordnet), Biotit, Hornblende. Daß neben sekundärem stets auch primärer Quarz vorliegen muß, ergibt die Analyse (Seite 136), die, trotzdem sie eine ziemlich basische Varietät betrifft, einen Wert für K = 1,38 ergibt. Häufig sind Hornblenden diablastisch von Quarz durchwachsen, hie und da auch reliktische Feldspäte (oft myrmekitisch). In einigen Schliffen ist Orthoklas sicher nachweisbar (Mikroklin, Mikroperthit). Zoisit- und epidotfreie Sericitaggregate sind zum Teil vielleicht auch als ursprünglicher Orthoklas aufzufassen, wobei allerdings nicht zu vergessen ist, daß, wie beim grünen Banatit des Berninamassivs (Seite 69) festgestellt wurde, auch Albit „sericitisiert" werden kann. Der führende Feldspat war Plagioklas. Stets ist er umgewandelt in Sericit, Zoisit (Epidot), Quarz, Albit. Diese Umwandlungsprodukte sind im allgemeinen feinfaserig, grundmasseartig. Nur Zoisit (Epidot) tritt stets auch als gut ausgebildete Säulen und Körner auf. Es kommt vor: α-, β- und Klino-Zoisit, Epidot. Am häufigsten ist Klinozoisit (Achsenebene $\perp$ zur Spaltbarkeit, oft wunderschönen lavendelblaue und gelbblaue Polarisationsfarben). In einigen Schliffen ist ausschließlich α-Zoisit zu beobachten (Achsenebene $\parallel$ der Spaltbarkeit, in der Regel langsäulige Formen, schwarz- bis blaugraue, selten lavendelblaue Polarisationsfarben). Diese Ausschließlichkeit ist auffallend; ferner scheint die α Form auf stark geschieferte oder gestreckte Gesteine beschränkt zu sein. Es wäre denkbar, daß sie die an Streß besser angepaßte Varietät darstellt (Achsenebene $\parallel$ der Spaltbarkeit, langsäulige Form). Diese Zoisite sind es, die im Dünnschliff den Gesteinen ihr eigentliches Gepräge verleihen. Bemerkenswert ist es, daß sie im Gegensatz zu den übrigen Plagioklasumwandlungsprodukten so große und gutausgebildete Kristalle bilden. Als femische Komponenten treten Biotit und Hornblende auf: Der Biotit (c = hell- bis dunkelrotbraun, auch grünbraun; a =

gelblich bis gelbbraun) ist oft vollständig, oft teilweise chloritisiert. Dieser Chlorit zeigt neben den normalen grünen Farben hie und da gelbe (c = gelblich; a = farblos). In einigen Schliffen scheint Biotit zum Teil aus Hornblende entstanden zu sein (Tschermaksche Pseudomorphose). Die Hornblende ist strahlsteinartig (auf 010 c/c zirka 17°, c = b = gelblich- bis bläulichgrün; a = farblos bis gelblich). Als Nebengemengteile sind zu nennen: Zirkon, Rutil, Titanit (größtenteils sekundär), in einzelnen Schliffen Pyrit und auch Magnetkies. Magnetit und Apatit fehlen fast gänzlich. Als Uebergemengteil tritt oft in recht bedeutender Menge Granat auf. Im Gehängeschutt wurde in einem dieser Gneise auch Turmalin in radialstrahliger Anordnung aufgefunden (a = farblos bis gelblich; c = rötlich bis grünlichbraun, randlich oft grau- bis himmelblau).

Nach Mineralbestand, Struktur und Textur sind alle diese Gneise der Meso- bis Epizone der III. Gruppe (Lit. 11 a) einzureihen. Es lassen sich unterscheiden: Biotit- (Chlorit) Zoisitgneis, Hornblende-Zoisitgneis. (Durch Uebergänge verbunden, oft granatführend.) Ein bläulichbrauner, etwas Hornblende führender Biotit-Zoisitgneis vom S-Hang der Schwestern, der eine mittelsaure bis basische Varietät repräsentiert, wurde analysiert:

8. Zoisitgneis der Schwestern.

Anal. H. Schuppli.

SiO_2 = 61,87	67,9 (Mol.%)	S = 67,9	S Al F = 21,3 . 3,6 . 5,1
TiO_2 = 0,52		A = 4,4	Al C Alk = 15,4 . 8,6 . 6
Al_2O_3 = 17,75	11,4	C = 6,3	NK = 5,5
Fe_2O_3 = 0,17		F = 10.1	MC = 4,7
FeO = 4,83	4,5	M = 0,0	
CaO = 5,22	6,3	T = 0,7	Das Gestein fällt nach Fig. 2 (Lit. 16b) in die Zone der Kalk-Alkaligesteine.
MgO = 3,45	5,6	K = 1,38	
K_2O = 2,83	2,0		
Na_2O = 2,21	2,4	a = 4,2	
H_2O (−110°) = 0,11		c = 6,1	
H_2O (+110°) = 1,48		f = 9,7	
Summe = 100,44	100,0		
Spez. G. = 2,82			

Außer den Projektionswerten nach Osann-Grubenmann und Osann, die auf ein quarzdioritisches bis banatitisches Ausgangsmaterial schließen lassen (banatitisch, weil Perthit und

bläulichgrüne Hornblende auftreten), ist es vor allem auch die Lagerung, die auf ein ursprüngliches Erstarrungsgestein hinweist.

In noch ausgeprägterem Maße, als beim Piz Languard zeigen auch hier die sonst recht gleichmäßig nach N und NO einfallenden Psammitgneise bedeutende Störungen. Die aufwölbende und durchbrechende Wirkung der Schwestern-Muraigl-Intrusion ist unzweideutig ersichtlich. (Siehe Profil Nr. I.) Der direkte Kontakt ist nur an wenigen Stellen aufgeschlossen, am besten in der Südwand des Muraigl-Ostgipfels. Von der Clüs aus ist in dieser Wand deutlich zu beobachten, wie im roten Psammitgneis der graugrüne Zoisitgneis als Intrusionskern steckt. Auch in den nordwestlichen Ausläufern der Schwestern überlagert Psammitgneis die Orthogneise. Im Nordhang fallen die Schiefer unter den Orthogneis ein (besonders gut zu beobachten im Schwestern-Nordgrat). An der südöstlichen Flanke der Clüs ist ersichtlich, daß dieselben aus ihrem normalen nordwärts Fallen gegen den Orthogneis zu aufgewölbt sind (Profil I). — Da dieses ganze Gebiet zum großen Teil schwer zugänglich oder unzugänglich, können über die Verbreitung der einzelnen Orthogneise nur wenig Angaben gemacht werden. Der östliche Teil des Massivs, der Piz Muraigl, besteht vorwiegend aus Biotit- und Chlorit-Zoisitgneis, im westlichen (Schwestern) wird Hornblende als femische Komponente häufiger, oft sogar ausschließlich. Gegen den Rand zu ist an verschiedenen Stellen ein Heller- und Saurerwerden zu konstatieren, so daß von einer im allgemeinen sauren Randfacies gesprochen werden kann. So tritt an den Schwestern randlich (im N- und S-Abhang) in ziemlich bedeutender Verbreitung ein hellgrünlicher, streifiger Biotit (Chlorit)-Zoisitgneis auf, von dem noch zu sprechen sein wird (Seite 141). — Von endomorphen Kontaktprodukten sind spärlicher Turmalin zu nennen, ferner pneumatolytische Erze (Pyrit, hie und da Magnetkies). Unter der SW-Wand des Piz Muraigl wurde (in Blöcken) durch Malachit und Azurit intensiv grün und bläulich gefärbter Biotit-Zoisitgneis gefunden. Die mikroskopische Untersuchung von ganz mit Malachit imprägniertem Gestein ergab, daß das Erz nicht nur als Kluftausfüllung auftritt, sondern auch als hochbrechende, intensiv grasgrüne, feinkörnige Aggregate dem Gesteinsgefüge eingelagert ist. Das pneumatolytisch zugeführte Erz dürfte Kupferkies gewesen sein. Auch exomorphe

Kontakterscheinungen sind spärlich. Die Art des Nebengesteins (Psammitgneis), sowie die nachfolgende intensive Metamorphosierung mögen dies bedingen. Auch hier weisen vereinzelte Turmalinvorkommnisse und Erze auf pneumatolytische Einwirkungen. Neben mechanischen Störungen sind es in erster Linie Injektionserscheinungen (ferner apl. Gänge und Linsen), durch welche der Gneis der Schwestern im Nebengestein seine eruptive Herkunft verrät.

5. Der Adamellit (Brögger) und die Augengneise des Piz Vadret.

Es handelt sich nicht um ein eigentliches Massiv (wie Theobald glaubte; siehe Seite 62, sondern, wie das Profil I erläutert, um verschieden mächtige Einlagerungen von Orthogneis zwischen Paragneisen, wobei letztere intensive Injizierung und Metamorphosierung zu Augengneisen erfahren haben. Zwischen Ortho- und Paragneisen einerseits, Paraaugengneisen und gewöhnlichen Paragneisen andererseits existieren deshalb (wie bei den Augengneisen der Berninahülle) alle Uebergänge. In besonders mächtigen Einlagerungen tritt makroskopisch fast unverändert erscheinendes Massengestein auf.

Nahezu unveränderter Adamellit kann, besonders frisch in Blöcken, im oberen Val Champagna geschlagen werden, anstehend im Sattel zwischen Piz Vadret und P. 3137, als ein fast massiges, makroskopisch aus Quarz, glänzendem farblosem Orthoklas, schwach grünlichem Plagioklas und schwarzem Biotit bestehendes Gestein. U. d. M. treten Kataklase und Gneisifizierung bedeutend ausgesprochener zutage. Von der Zertrümmerung scheinbar verschont sind vereinzelte einsprenglingsartige Perthite, die als Neubildungen durch Sammelkristallisation unter dem Regime der Injektion zu deuten sind. Ganz allgemein sind die Perthite (Mikroklinperthite) am frischesten und unversehrtesten. An Menge treten sie gegenüber dem weitgehend umgewandelten Plagioklas (Zoisitbesen, Epidot usw.) zurück. Als femische Komponente tritt nur Biotit auf (c = rotbraun, a = strohgelb). Unter Ausscheidung von Titanit und Erzen sind sie teilweise umgewandelt in schwach grünlichen Chlorit. Charakteristisch ist das fast vollständige Fehlen von primären Magnetit und Apatit. Zirkon ist häufig (sehr schöne pleochritische Höfe in Biotit).

Hier sei auf das durch verschiedene Genese bedingte, entgegengesetzte Verhalten des Vadretaugengneises und des

Languardaugengneises hingewiesen. Während bei ersterem mächtige Lagen noch granitisch sind und eher die schmalen augengneisartig, sind bei letzterem kleinere Linsen gneisig, der große Languardstock ausgesprochen augengneisig (siehe Seite 131). Beim Vadret bedingt Injektion die Augengneistextur, beim Languard der Umstand, daß der Intrusivstock noch nach innen zunehmende Eigenwärme besaß.

Die Analyse des Adamellits vom Sattel zwischen Piz Vadret und P. 3137 ergab:

9. Adamellit vom P. Vadret.

Anal. H. Schuppli.

SiO_2 = 67,19	75,0 (Mol.%)	S = 75	S Al F = 24,1 . 2,4 . 3,5
TiO_2 = 1,74		A = 6,4	Al C Alk = 13,3 . 5,6 . 11,1
Al_2O_3 = 11.73	7,6	C = 1,2	NK = 5
Fe_2O_3 = 3,55		F = 7,7	MC = 4,1
FeO = 2,73	5,5	M = 2,0	
CaO = 2,77	3,2	T = 0,0	
MgO = 1,39	2,2	K = 1,55	
K_2O = 4,56	3,2		Nach Fig. 2 (Lit. 16 b) fällt das Gestein in die Zone der schwach alkalischen Gesteine.
Na_2O = 2,96	3,2	a = 8,4	
H_2O (−110°) = 0,11		c = 1,5	
H_2O (+110°) = 1,01		f = 10,1	
Summe = 99,74	99,9		
Spez. G. = 2,70			

Mineralbestand und Analyse (was insbesondere durch die Osannsche Projektion zutage tritt) deuten auf ein Gestein der schwach alkalischen Reihe, der hohe Quarzgehalt (S = 75, K = 1,55) und Ueberwiegen von Plagioklas auf Adamellit. (Im Sinne Bröggers [Lit. 4 b]; auch mit den von ihm angeführten Analysen ist gute Uebereinstimmung vorhanden.)

Neben fast unverändertem Adamellit treten Orthoaugengneise auf, deren Entstehung, wie die der begleitenden Paraaugen-, Lagen- und Streifengneise, auf Injektion zurückführbar ist. Die Farbe dieser letzteren ist je nach dem Ausgangsmaterial (psammitischer Biotit- oder Chloritgneis) eine bräunliche oder grünliche. Der allmähliche Uebergang von einem feinschiefrigen Biotitgneis in einen grobkörnigen Paraaugengneis sei etwas näher verfolgt. In dem grau- bis braunschwarzen Ausgangsmaterial sind makroskopisch nur winzige Biotit- und Sericitschüppchen zu erkennen. Die Schiefrigkeit wird allmählich deutlicher, das Korn größer, die Farbe heller und zwar dadurch, daß die jetzt erkennbaren Komponenten Quarz und

Feldspat zunehmen. Indem diese Faktoren immer ausgesprochener zur Geltung kommen und die salischen Komponenten einerseits, die basischen andererseits sich zusammentun, entstehen Lagen- und Streifengneise, durch das Auftreten von bis haselnußgroßen Orthoklaskristallen Augengneise, die von Orthoaugengneisen oft kaum zu unterscheiden sind. — Im Dünnschliff und durch die Verbandsverhältnisse wird im allgemeinen kein Zweifel über ihre Herkunft herrschen. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß (neben Kornvergrößerung durch Sammelkristallisation) Quarz und vorwiegend orthoklastischer Feldspat zugeführt werden, ferner, daß die Porphyroblasten (Augen) Perthit oder Mikroklinperthit sind. Der Glimmer des Psammitgneises und der Paraaugengneise ist dunkelgrünbraun, derjenige des Adamellit und der Orthoaugengneise rotbraun. Dadurch sind dieselben leicht zu unterscheiden. Ferner sind die Paragneise ärmer an Plagioklas (Zoisit, Epidot).

Die Deutung dieser Vadretserie ist schwierig. Es handelt sich um lagergangartige Einlagerungen von Adamellit in den Paragneisen, verbunden mit intensiver Injektion derselben. Sowohl makroskopisch wie mikroskopisch bestehen zwischen dem Adamellit und Vadretorthogneisen einerseits, randlich im Schwesternmassiv auftretenden Biotit (Chlorit) -Zoisitgneis (Seite 137) andererseits gewisse Aehnlichkeiten. Auch den Lagerungsverhältnissen nach wäre es nicht ausgeschlossen, daß diese beiden Intrusionen derselben lakkolithischen Intrusion angehören und zwar derart, daß das Schwestern-Muraigl-Massiv den durchbrechenden Teil (Schlot) repräsentiert, die Vadretserie das Auslaufen des sich pilzförmig verbreiternden, lagergangartig zwischen die Schichten der Schiefer sich einpressenden Teiles. Der Adamellit wäre dann als saure, etwas alkalireichere Randfacies des dem Schwestern-Muraigl-Massiv zugrunde liegenden quarzdioritischen bis banatitischen Massengesteins aufzufassen. Eine andere Möglichkeit wäre die, daß es sich bei der Vadretserie um den Ausläufer und die Injektionszone eines mehr östlich oder nördlich gelegenen Intrusivkörpers handelt (Theobald spricht, Lit. 23, von Syenit auf der Ostseite des Vadret, von Granit auf der Nordseite). Die Untersuchung des oberen Val Burdum, des Val Prünas und Munt Olivet würde diese Fragen vielleicht beantworten.

III. Einlagerungen und Ganggesteine.

1. Als Einlagerungen auftretende Orthogneise.

Einlagerungen basischer Gesteine sind mit wenigen Ausnahmen auf die Umgebung des Schwestern-Muraigl-Massivs beschränkt. Am häufigsten kommen Amphibolite vor (Meso- bis Epizone der IV. Gruppe, Lit. 11 a), fein- bis grobkörnige Gesteine von schiefriger bis gestreckter Textur, grün- oder grauschwarzer Farbe. Reichliches Auftreten von Granat kann diese Farben modifizieren (Granatamphibolite). Makroskopisch erkennbar ist schwärzliche Hornblende, rotbrauner Granat (nicht immer vorhanden), grauweißer Plagioklas, hie und da schwarze Biotitschuppen. Im Dünnschliff ist die Struktur grano-, lepido- und poikiloblastisch. Mineralbestand: Reliktischer Plagioklas (größtenteils umgewandelt in „Sericit". Zoisit usw.), Hornblende mit gelb-, oft auch bläulichgrünen Farben, in geringer Menge Biotit (Chlorit) und Quarz, ferner Titanit, Magnetit, oft Hauptgemengteil werdender Granat.

Interessant sind die Verbandsverhältnisse der Amphibolitlinse, deren Gesteine den Schafberggipfel bilden. Neben normalem Granatamphibolit treten dort, durch allmähliche Uebergänge damit verbunden, auch hell- und dunkelgraue, schiefrige Gesteine auf, bestehend aus grauem Plagioklas, schwarzgrüner Hornblende, schwarzem, auch goldbraunem Biotit, bis haselnußgroßem Granat. Wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, ist es ein granatführender Hornblende-Biotit-Zoisit-Gneis (Meso- bis Epizone, III. Gruppe), der ohne weiteres mit gewissen Zoisitgneisen der Schwestern in Zusammenhang gebracht werden kann. Daneben kommen auch nur schwach schiefrige, scheinbar nur aus graugrünen, seideglänzenden, feinfaserigen Schuppen bestehende Gesteine vor. U. d. M. erweisen sich diese „Schuppen" als strahlsteinartige, oft auch smaragditische Hornblenden (lauchgrün), zuweilen erfüllt von graugrünem Staub (wahrscheinlich winzige Rutile) und kleinen Rutilnädelchen. In geringer Menge kommen Plagioklasumwandlungsprodukte, Chlorit und Quarz vor. Es handelt sich demnach um Hornblendeschiefer (Meso- bis Epizone, V. Gruppe, Lit. 11 a).

Aus dieser Vergesellschaftung von Amphibolit, Granat-Zoisitgneis und Hornblendeschiefer ist auf eine gabbroide Intrusion zu schließen. Die Identität des Granat-Zoisitgneises mit Gesteinen des Schwestermassivs, sowie die Gruppierung

der meisten Amphibolite und Hornblendenschiefer um dasselbe, lassen sie als basische Nebenintrusionen des Schwesterndiorites (Banatites) auffassen. Auf Anführung von Lokalitäten und die Beschreibung weiterer Beispiele kann verzichtet werden. Es sei noch erwähnt, daß im Gehängeschutt auch Strahlsteinschiefer gefunden wurde.

Als einziges mir im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes bekannt gewordenes Vorkommnis tritt Hornblendeschiefer direkt nördlich der Fuorcla da Languard auf. Das Gestein ist dunkelgraugrün, schiefrig bis massig und besteht makroskopisch nur aus feinen Hornblendenädelchen. Oft scheint es nachträglich mit weißem, aplitischen Material injiziert worden zu sein. Zur mikroskopischen Untersuchung steht nur ein sehr schlechter Schliff zur Verfügung. Die Hornblende zeigt: c = hellbläulichgrün, b = hellolivgrün, a = gelblich. Körniges Quarz-Feldspatgewebe tritt hie und da in feinen Gängen und Schichten auf, oft zertrümmerte Hornblendenadeln einschließend. Auch dieses Gestein gehört der Mesozone der V. Gruppe (Lit. 11 a) an und ist als umgewandelte peridoditische Einlagerung aufzufassen.

An zwei Stellen wurden T a l k s c h i e f e r angetroffen. (Oberste Zone, V. Gruppe, Lit. 11 a). Ein kleines gangförmiges Vorkommnis liegt im obersten Teil des Grates, der zwischen Piz Muraigl (3154) und Schwestern sich gegen N zieht. Das Gestein (graugrün, schwach schiefrig, fettig anzufühlen) besteht dem mikroskopischen Befunde nach aus feinschuppigem Talk, Magnesit und reliktischem Serpentin. — Interessant sind die Verhältnisse der „Talkgrube" bei Pontresina. Sie befindet sich hoch oben in der Felswand über dem Schützenhaus beim unteren Dorfausgang. Schon T h e o b a l d erwähnt sie (S. 63) und betrachtet diesen „Lavezstein" als Fortsetzung des Kalkzuges vom Val Languard. Früher wurde dort Ofenstein gewonnen. Es handelt sich um eine linsenförmige Einlagerung im Psammitgneis, deren Spuren der Schichtung folgend, noch weithin (bis gegen das kleine Restaurant unter dem Schafberg) verfolgt werden können. Das Hauptgestein, der eigentliche Ofenstein, ist ein schwachschieferiges bis massiges, aus Talkschuppen, reliktischem Serpentin und durch Fe oft braungefärbtem $MgCO_3$ bestehendes Gestein, das je nach dem Mengenverhältnis dieser drei Komponenten mehr grünliche, graue oder bräunliche Farben aufweist. (Makroskopisch sind hie und da starkglänzende weiße Nadeln zu beobachten: Pseudo-

morphosen von Talk nach Strahlstein.) Die mikroskopische Untersuchung bestätigt diesen Mineralbestand, ohne durch Relikte primärer Mineralien einen Hinweis auf das Ausgangsmateral geben zu können, Das Gestein wurde von Frl. Dr. L. Hezner als Beispiel der V. Gruppe, oberste Zone, für die kristallinen Schiefer von U. Grubenmann (Lit. 11 a) analysiert.

13. Talkschiefer (Pontresina).

Anal. L. Hezner.

SiO_2 = 38,19	38,5 (Mol.%)	S = 38,5	SAlF = 11,5 . 1,0 . 17,5
TiO_2 = —		A = 0,0	AlC AlK = 16,8 . 13,2 . 0
Al_2O_3 = 5,62	3,3	C = 2,6	MC = 9,5
Fe_2O_3 = 1,36		F = 55,6	NK = —
FeO = 2,43	3,1	M = 0,0	
MgO = 34,96	52,5	T = 0,7	
CaO = 2,37	2,6	K = 0,6	
Na_2O = —		a = 0,0	
K_2O = —		c = 1,0	
Glühverl. = 15,03		f = 19,0	
Summe = 99,96	100,0		
Spez. G. = 2,77			

Neben diesem Hauptgestein, neben Kluftausfüllungen von reinem Talk und reinem Magnesit treten als lokale Facies Strahlsteinschiefer auf, fast massige, wirrfaserige, hellgrüne Gesteine, die makroskopisch und mikroskopisch fast ausschließlich aus strahlsteinartiger Hornblende bestehen. Neben feinfaserigen sind auch sehr grobfaserige Varietäten anzutreffen, mit Kristallen von mehr als 1 cm Breite und mehr als 10 cm Länge. — Vielleicht durch Tschermaksche Pseudomorphose daraus entstanden (?), kommen nur aus gold- bis dunkelbraunem Biotit bestehende Gesteine vor, die als Biotitschiefer zu bezeichnen wären, wobei zu beobachten ist, daß „Strahlstein" in Druckzonen in Biotit übergeht. Das Auftreten von Hornblendeschiefer (Mesozone) als Facies von Talkschiefern (Epizone) zeigt, wie rasch und wie lokal die metamorphosierenden Bedingungen oft wechseln können. Ich denke mir, daß erstere in durch Druck stärker beeinflußten Zonen entstanden.

(Aplitische Einlagerungen siehe Ganggesteine.)

2. Ganggesteine.

Ganggesteine sind in der Languarddecke in großer Zahl anzutreffen. Während Aplite mit wenigen Ausnahmen weitgehend metamorphosiert sind, zeigen die dunklen Gänge im allgemeinen noch ursprüngliche Textur und Struktur. Dies ist auffallend, da basische Gesteine sich im allgemeinen leichter an neue physikalische Bedingungen anpassen als saure. Daraus ist zu folgern, daß sie jünger sind als die Aplite, welche gleichaltrig oder wenig jünger als die Tiefengesteinsintrusionen sein müssen. Diese Auffassung wird auch mehrfach durch die Lagerungsverhältnisse bestätigt. Des weiteren folgt daraus, daß die Metamorphose den Intrusionen der letzteren unmittelbar folgte oder gleichzeitig stattfand, da sie schon abgeschlossen war, als die dunkeln Gänge intrudierten. — Wenn hier im Gegensatz zu den aplitischen von „dunkeln Gängen" gesprochen wird, so geschieht es, weil dieses äußere Merkmal als einziges die ungespaltenen, die malchitischen und die lamprophyrischen Gänge zusammenfaßt. Diese drei Gruppen zeigen eine gewisse Zusammengehörigkeit einmal durch die geringe Metamorphosierung, dann durch Aehnlichkeiten in Mineralbestand und Struktur. Dies geht so weit, daß eine Einreihung in diese Gruppen (nach Rosenbusch, Lit. 17 a) in vielen Fällen äußerst schwer und unsicher ist. Einerseits reicht die mikroskopische Untersuchung hier nicht aus, andererseits wollen gewisse Gänge überhaupt nirgends so recht hinpassen. Erst die chemische Untersuchung dürfte hier eine definitive Systematisierung ermöglichen; die hier gegebene ist deshalb nur als vorläufige zu betrachten.

a. Aplitische Gesteine.

Aplitische Gesteine treten nicht nur in Gangform auf, sondern auch als kleinere, ausnahmsweise auch recht bedeutende Linsen. Von solchen Gängen und Linsen gehen häufig Injektionserscheinungen oft sehr intrusiver Natur aus. Besonders gilt das für die Umgebung der Schwestern-Muraigl- und der Vadret-Intrusion (Clüs, S- und N-Hänge der Schwestern, Grat vom P. 3203 zum Piz Vadret). — Die aplitischen Linsen, die das Languardmassiv umsäumen, wurden bereits erwähnt (Seite 132). Eine große, zirka 50 m mächtige Linse liegt auch auf 2600 m Höhe in den südwestlichen Ausläufern der Schwestern. Die Gesteine dieser aplitischen Linsen und Gänge wurden in etwa 20 Dünnschliffen untersucht. Mit geringen

Ausnahmen zeigen sie ähnliche oder gleiche Verhältnisse. Die Anführung einiger Beispiele mag deshalb genügen.

An der Clüs durchbrechen auf zirka 2800 m Höhe mehrere oft über 10 m mächtige Aplitgänge die ungefähr O—W streichenden nach N einfallenden Psammitgneise. Die rein aplitischen Gesteine sind zuckerweiß, feinkörnig, schiefrig. Makroskopisch ist Quarz, Feldspat und Muscovit erkennbar. Solch reiner Aplit ist aber nicht die Regel. Meist wechselt damit in schmalen und breiteren Lagen mehr oder weniger verändertes Nebengestein (Psammitgneis), auch sind in das Quarz-Feldspatgefüge Biotite eingelagert oder treten Lagen und Streifen von Biotit auf. Alle diese Erscheinungen sind auf mehr oder weniger vollständige und ausgiebige Assimilation von Nebengestein zurückzuführen. Dies ist randlich im Aplitgang zu beobachten. Umgekehrt treten im Gneis gegen den Gang zu aplitische Lagen auf, gröbere und feinere, rein aplitische oder durch Aufnahme von Nebengestein modifizierte. Meist wird der Psammitgneis grobkörniger gegen dieselben. Mächtige Aplitgänge gehen gegen innen oft in Augengneis über, der recht grobkörnig werden und dadurch, daß er Biotit (Chlorit) führt, durchaus den Eindruck von Granitgneis erwecken kann. Unverkennbar mit dem Nebengestein identifizierbares, nicht vollständig assimiliertes Material, das in Schlieren noch anzutreffen, läßt aber über die Deutung dieser Gesteine als Mischgesteine von Aplit und Nebengestein keinen Zweifel. Interessant ist die Beobachtung, daß die Feldspäte hier oft ausgesprochen rote Farben zeigen und an die Perthite des roten Alkaligneises erinnern können. U. d. M. erweist sich die Struktur des rein aplitischen Materials als blastoaplitisch. Quarz und Orthoklas (zum Teil Mikroklin und Perthit) sind wesentlichste Komponenten; weniger häufig sind Muscovit, Biotit (Chlorit) und saurer Plagioklas. Durch Zunahme von Biotit wird die Struktur ausgesprochener kristalloblastisch. Die von Gutzwiller (Lit. 13) erwähnten lappigen und buchtigen Formen der Biotite (Resorptionsrscheinungen) sind häufig. Vergesellschaftet damit tritt oft Granat in kleinen sich zu Häufchen ballenden Körnern auf. Die Feldspatporphyroblasten der augengneisigen Mischgesteine sind ausschließlich Perthite oder Mikroklinperthite. Ihre häufig rote Farbe, über deren Natur auch bei stärkster Vergrößerung nichts zu erfahren ist, ist wohl auf das Lösungsvermögen der Feldspatsubstanz für Fe (aus dem Nebengestein) zu erklären (siehe Seite 94). Ganz

Analoges ist bei aplitischen Linsen aus der Umgebung des Schwestern-Muraigl-Massivs zu beobachten. Je größer die Linse, desto vollständiger ist die Assimilation des aufgenommenen Nebengesteins und desto einheitlicher der zentrale Augengneis. Die Analogie mit dem an der Clüs Beobachteten (z. B. deutliche Resorptionserscheinungen an Biotiten) ergeben auch hier mit Sicherheit, daß nicht eine ursprünglich granitische Linse mit aplitischem Rande vorliegt, sondern eine aplitische mit zentral augengneisigem Misch- und Injektionsgestein. Alle diese Gesteine gehören der Meso- bis Epizone der I. Gruppe an (Lit. 11 a).

An der Clüs und einigen andern Lokalitäten wurden auch biotitführende aplitische Gesteine mit reichlichem, schon makroskopisch erkennbarem hellrotbraunem Granat geschlagen, die der mikroskopischen Untersuchung nach als Plagiaplite zu bezeichnen. Der Feldspat derselben war fast ausschließlich ein ziemlich basischer Plagioklas. Der ganze Dünnschliff ist erfüllt mit dichten grauen Zoisitwolken- und Besen, oft mit Kernen größerer Zoisit- und Klinozoisitkristalle. Granat tritt als Haufwerk hochbrechender Körner, auch als skelettartige und diablastisch durchspickte Porphyroblasten auf. Das Gestein ist der Meso- bis Epizone der III. Gruppe (Lit. 11 a) zuzurechnen und als Granat-Zoisitgneis zu bezeichnen. Der hohe Kalkgehalt dieser Gesteine kann nicht durch Assimilation von Nebengestein erklärt werden, da dieses ein saurer und kalkarmer Psammitgneis ist. Ferner gibt es orthoklastische Aplite und Mischgesteine, die sicher mehr vom gleichen Nebengesteinsmaterial aufgenommen, ohne plagioklastisch geworden zu sein.

Ferner seien einige noch fast unveränderte (nicht vergneiste) aplitische Gänge erwähnt. Sie treten nur ganz vereinzelt auf, sind massig, durch tektonische Beeinflussung stark zersplittert und zersprengt, holokristallin porphyrisch und von bläulichweißer Farbe. Sie wurden mir in drei Vorkommnissen bekannt, das eine oberhalb der Alp Languard, wenig über dem Plateau, von welchem aus der Weg gegen die Rosstation in den Talhang des Val Languard einbiegt. Ein anderes steht südlich von P. 3133 auf einer Höhe von zirka 2880 m an, das dritte westlich über dem kleinen See bei der Fuorcla da Prünas. Von den zwei im Dünnschliff untersuchten Gesteinen zeigt das eine (oberhalb Alp Languard) Einsprenglinge von Quarz und Perthit, zum Teil in wunderschönen schriftgraniti-

schen Verwachsungen, das andere (bei der Fuorcla da Prünas) auch solche von saurem Plagioklas und Chlorit. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig, panxenomorph, aus Quarz, Feldspat und etwas Chlorit bestehend, wobei im Gestein von Fuorcla da Prünas oft graue Zoisitwolken auftreten und Chlorit häufiger ist. Beides sind Alsbachite, ein sehr saurer und ein etwas basischerer (aber nicht plagiaplitischer). Aus ihrer fast unveränderten primären Textur und Struktur ist zu schließen, daß sie (wie die dunkeln Gänge) erst aufgepreßt wurden, als die Metamorphose der umgebenden Schiefer in der Hauptsache abgeschlossen war. Interessant ist das Sichbedingen von alsbachitischer Struktur und später Intrusion.

b. Ungespaltene Ganggesteine.

Von lamprophyrischen und malchitischen Gängen unterscheiden sich die ungespaltenen schon makroskopisch durch das Auftreten von zahlreichen Feldspateinsprenglingen, welche bei den erstgenannten immer nur vereinzelt vorkommen. Es handelt sich durchwegs um Dioritporphyrite.

Als Augit-Dioritporphyrit erwies sich der mächtige Gang, der kurz oberhalb der Georgyhütte horizontal den Muscovitgneis des Languardgipfels durchsetzt. Das Gestein ist massig, holokrist. porphyrisch. Zahlreiche Einsprenglinge von tafeligem, mattgrauem, oft auch merkwürdig grünbestäubtem Plagioklas (bis 1 cm lang) und vereinzelten schwarzen Säulen von Augit liegen in einer grau- bis grünschwarzen, sehr feinkörnigen Grundmasse. Im Dünnschliff überrascht die Beobachtung, daß die Plagioklaseinsprenglinge (weitgehend umgewandelt in „Sericit", Zoisit usw.) teilweise erfüllt sind mit uralitischen Hornblenden der Grundmasse. Die Konstatierung starker Resorptionserscheinungen läßt vermuten, daß es sich um Erfüllung resorbierter Partien mit Grundmasse handelt, zum Teil auch um primäre Einschlüsse. Die Augiteinsprenglinge sind diopsidisch, oft mit Anklängen an Titanaugit. Sie sind vollständig oder nur randlich uralitisiert (unter Ausscheidung von Erzen und Titanit). Merkwürdige braune Flecken in diesen Augiten bleiben auch in den Uralitaggregaten erhalten (c = rotbraun; a (b) = gelb-, rötlich- oder auch grünlichbraun, c/c = bis 20° Katophorit?). Die Grundmasse besteht aus, sich oft in fluidaler Anordnung um die Einsprenglinge legenden Plagioklasleistchen, kleinen

Uralitaggregaten, vereinzelten gelb- bis bläulichgrünen Hornblenden, chloritisierten Biotitfetzchen und Quarzkörnchen. Nebengemengteile: viel Magnetit, reichlich Apatit.

Das Gestein von der Georgy-Hütte wurde analysiert:

11. Augit-Dioritporphyrit (Piz Languard).

Anal. H. Schuppli.

SiO_2 = 53,49	61,7 (Mol.%)	S = 61,7	S Al F = 19,7 . 3,6 . 6,7
TiO_2 = 2,29		A = 5,8	Al C Alk = 13,8 9,2 . 7,0
Al_2O_3 = 17,38	11,4	C = 5,6	MC = 4,2
Fe_2O_3 = 3,81		F = 15,3	NK = 6,8
FeO = 4,91	7,8	M = 2,0	
CaO = 6,47	7,6	T = 0,0	
MgO = 3,31	5,5	K = 1,01	
Na_2O = 3,61	3,9	a = 3,9	Nach Fig. 2 (Lit. 16b) fällt das Gestein in die Zone der Kalk-Alkaligesteine.
K_2O = 2,66	1,9	c = 5,4	
H_2O = 2,32		f = 10,7	
Summe = 100,25	100,0		
Spez. G. = 2,85			

Mit diesem Gestein eng verwandt sind die auch als kleine Stöcke auftretenden Dioritporphyrite des Languardsattels. Sie sind etwas dunkler, zeigen weniger Einsprenglinge von Feldspat, dafür reichlich solche von seidenglänzenden feinfaserigen Uralitaggregaten. Im Dünnschliff ist neben der fast vollständigen Uralitisierung der Augiteinsprenglinge der Umstand bemerkenswert, daß in der Grundmasse fast nur noch Hornblende (nicht uralitisch) auftritt (c = olivgrün; b = bräunlichgrün, a = gelblich). Diese Erscheinung, daß das Ca-Mg-Fe-Silikat in der intratellurischen Periode als Augit, nach der Gangintrusion als Hornblende auskristallisiert, ist von Interesse für die Bildungsbedingungen dieser Mineralien (siehe auch Seite 77). Das Gestein wäre als Augit-Hornblende-Dioritporphyrit zu bezeichnen.

Im Grat zwischen Piz Languard und Piz Muraigl (bei P. 3133 und P. 2996) treten als Gänge und kleine Stöcke auch Augit-Biotit-Dioritporphyrite auf: massige Gesteine von grauschwarzer Farbe, mit wechselnder aber stets reichlicher Menge von Plagioklas, vereinzelten Augiteinsprenglingen. Auch hier sind erstere zentral oft grün bestäubt. Im Dünnschliff fällt auf, daß die Plagioklaseinsprenglinge im allgemeinen sehr frisch sind, ferner wunderschön isomorph geschichtet, mit wasserklaren Rändern ohne Zwillingsstrei-

fung, verzwillingten oder umgewandelten Kernen. Es ließen sich Andesin- und Labradorkerne bestimmen. Neben teilweiser oder vollständiger Uralitisierung des diopsidischen Augits ist Umwandlung desselben in Serpentin, in einem Fall auch in Talk und Magnetit zu beobachten. — Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Augit (größtenteils uralitisiert) Biotit (c = dunkelrotbraun, a = strohgelb) oft in eutektischer Verwachsung mit Magnetit, Hornblende (c = braun-, oft auch blaugrün; b = olivgrün, a = gelbgrün). Biotit tritt oft in merkwürdigen Verwachsungen mit Hornblende und Uralit auf. Magnetit ist sehr reichlich vorhanden, ferner Apatit, Zirkon, etwas Quarz.

Als Uralit-Dioritporphyrit erwies sich ein zirka 3 m mächtiger Gang, der beim kleinen See nördlich der Fuorcla da Prünas geschlagen wurde. Dem makroskopischen Befunde nach zeigt das graugrüne, massige Gestein scheinbar holokristallin granitische bis ophitische Struktur und besteht aus Plagioklas und feingefaserten graugrünen Säulen. Erst u. d. M. ist erkennbar, daß die Struktur holokristallin porphyrisch, wobei Grundmasse in nur ganz geringer Menge zwischen den Einsprenglingen auftritt. Als solche sind zu nennen: tafelige Plagioklase mit Resorptions- und weitgehenden Umwandlungserscheinungen, Uralitaggregate (mit Magnetit und Titanitauscheidungen), untergeordnet Chlorit. Als Füllmasse zwischen diesen Einsprenglingen liegen dieselben Komponenten in kleinerer Ausgabe, ferner in geringer Menge Quarz und Perthit.

c. Malchitische Ganggesteine.

„Malchit ist ein feinkörniges bis dichtes, panidiomorph körniges oder holokristallin-porphyrisches Ganggestein, welches wesentlich aus Plagioklas und Hornblende besteht, welche beiden Mineralien bei porphyrischer Struktur auch Einsprenglinge bilden können." So definiert Rosenbusch (Lit. 17 b) dieses Ganggestein. Als „Orbite" werden porphyrische, grobkörnige Malchite bezeichnet, als „Luciite" grobkörnige mehr hypidiomorphkörnige. Milch definiert (Lit. 14): „Malchite (im weiteren Sinne) sind basische Spaltungsprodukte granitodioritischer Magmen, aufgebaut aus Plagioklas, mit wechselnden, aber stets wesentlichen Mengen von farbigen Gemengteilen, am häufigsten von Hornblende, die aber durch Biotit und Augit ganz oder teilweise ersetzt wer-

den kann." Der Unterschied gewissen Lamprophyren gegenüber besteht also (abgesehen von Chemismus) im Mengenverhältnis Plagioklas-femische Komponenten. Als Grenze wurde von mir das Verhältnis 1 : 1 (von femischen Komponenten zu salischen) angenommen. Diese Annahme mußte trotz ihrer Willkürlichkeit gemacht werden, um wenigstens eine vorläufige Einreihung dieser Ganggesteine zu ermöglichen. Wenn am Anfang dieses Kapitels (Seite 144) bemerkt wurde, daß die dunkeln Gänge sich durch das fast vollständige Fehlen metamorpher Umwandlungen auszeichnen, so gilt dies ganz besonders für die malchitischen. Sie dürften deshalb als die im allgemeinen jüngsten Gänge aufgefaßt werden.

Hornblende-Malchite liegen von zwei Lokalitäten im Dünnschliff vor. Einmal vom Piz Languard: Unter dem schon beschriebenen Augit-Dioritporphyritgang zieht sich, ebenfalls fast horziontal durch die ganze W-Wand bis zum Languardsattel hinüber, ein hierher zu stellender Gang. (Im Languardsattel, wo deren mehrere auftreten, wird Dioritporphyrit davon durchsetzt und somit als älter charakterisiert.) Des weiteren wurde im Tobel, das sich von der Clüs gegen Pontresina hinunterzieht, gerade über dem Horizontalweg (Alp Languard-Restaurant unter dem Schafberg) ein 2—3 m mächtiger Hornblende-Malchitgang angetroffen.

Diese Gesteine sind grünlichgrau bis -schwarz, dicht oder feinkörnig. U. d. M. ist die Struktur panidiomorph bis ophitisch. Zirka zwei Drittel des Dünnschliffes werden von Plagioklasleisten eingenommen. Besonders im Gestein vom Languardsattel sind dieselben für ein primäres Gestein der Languarddecke von ganz erstaunlicher Frische. Sie sind wunderschön zonar gebaut, zentral in der Regel verzwillingt (meist nach dem Albitgesetz, wobei einzelne Lamellen oft wieder eine feine, zirka senkrecht dazu orientierte Streifung durch Verzwilligung nach dem Periklingesetz zeigen können), ferner häufig erfüllt mit grauen Zoisitwolken und Sericitschuppen. Randlich sind sie durchwegs vollständig frisch, meist ohne Zwillingsstreifung. An Hand der symmetrischen Auslöschung und Beckeschen Methode ließ sich zentral ein Plagioklas um Andesin bestimmen, randlich ein albitischer. Quarz tritt in Schliffen der Gänge beider Lokalitäten in wechselnder, stets aber ganz geringer Menge auf, in vereinzelten Kristallen auch Perthit. Als femische Komponenten sind Hornblende und Biotit anzutreffen. Die Hornblende (c = d.bläulichgrün, b = oliv-

und braungrün, α = gelblich und bräunlich) ist weitgehend umgewandelt in Strahlstein mit gelblich und bräunlichgrünen Farben. Biotit (c = rotbraun, α = gelblich, teilweise chloritisiert) tritt an Menge stark zurück. Er zeigt oft an eutektische erinnernde Verwachsungen mit Hornblende. Merkwürdig ist, wie lokal seine Menge wechseln kann. Ein Teil desselben Dünnschliffes kann völlig biotitfrei sein, ein anderer recht reich daran. Titanreiche Fe-Erze sind zahlreich. Die teilweise ausgesprochen tafeligen Formen lassen außer Titanomagnetit auch Ilmenit vermuten. Als Zersetzungsprodukte derselben tritt Titanit auf, daneben auch primärer Titanit, ferner reichlicher Apatit.

In der Nähe der Schafberggipfel-Hütte wurde in mehreren Gängen ein dunkelgrüngraues, massiges und feinkörniges Gestein angetroffen, das dem soeben beschriebenen weitgehend gleicht, nur daß statt Hornblende diopsidischer Augit (Umwandlungen in Uralit und Chlorit) auftritt. Es sei als A u g i t - M a l c h i t gezeichnet.

Am W-Fuße des Vadret-Westgipfels (P. 3140) tritt ein 10 bis 20 m mächtiger Gang auf. Randlich ist das Gestein desselben dicht, grau bis schwarz, zentral mehr graugrün, holokristallin porphyrisch, mit Einsprenglingen von Plagioklas und schwarzen Säulchen, in einer feinkörnigen Grundmasse. Die mikroskopische Untersuchung ergibt für den Zentralteil: Einsprenglinge von Plagioklas und Augit, Grundmasse: Plagioklas, Augit (Chlorit), etwas Perthit und Quarz, viel Magnetit, reichlich Apatit; ophitisch struiert. Der Randteil ist äußerst feinkörnig. Neben einigen Einsprenglingen sind im Schliffe desselben mehrere runde, aus Quarz, Calcit und wirrschuppigem Chlorit (Leptochlorit?) bestehende Aggregate anzutreffen. Es scheint sich um Mandeln zu handeln. Trotzdem kann nicht von einem Ergußgestein die Rede sein. Dieser Gang wird nämlich überlagert von hochmetamorphen Injektionsgneisen. Seine primäre Textur und Struktur beweisen, daß er jünger ist als dieselben; als Erguß müßte er aber älter oder zirka gleichaltrig sein. Es ist deshalb anzunehmen, daß ein bis nahe an die Oberfläche aufgedrungener Gang vorliegt. Da die salischen Komponenten sich zu den femischen zirka wie 3 : 1 verhalten, ist er in die Malchitreihe zu stellen und sei einstweilen seiner porphyrischen Struktur und des zentral relativ groben Kornes wegen als A u g i t - O r b i t bezeichnet. (Der Gang, der die W-Wand dieses Vadretgipfels (P. 3140)

senkrecht zur Schichtung und Schieferung durchsetzt, ist dem mikroskopischen Befunde nach am ehesten auch als porphyrischer Augit-Malchit oder Augit-Orbit zu bezeichnen.)

In sich mehrfach zerteilenden Gängen, von teilweise mehr als 3 m Mächtigkeit, ist neben dem Fußwege, der von Pontresina zum Restaurant unter dem Schafberg hinaufführt (auf zirka 2100 m Höhe), ein graues ziemlich grobkörniges Ganggestein anzutreffen, das makroskopisch mit einem feinkörnigen Diorit große Aehnlichkeit besitzt. Die Struktur ist aber panidiomorph bis ophitisch. Plagioklas, der alle andern Komponenten an Menge übertrifft, zeigt wunderschön zonaren Bau (graue Zoisitkerne, völlig frische Ränder). Daneben ist perthitischer Orthoklas und etwas Quarz anzutreffen. Als femische Komponente tritt basaltische Hornblende auf (c = dunkel olivbraun, b = grünlich bis olivbraun, a = gelbbraun). Umwandlungen in Chlorit und Strahlstein (oft bläulichgrüne Farben), beides unter Ausscheidung von Titanit, sind häufig. Magnetit und Apatit sind reichlich vorhanden. Das Gestein scheint mir am besten als grobkörniger Malchit oder Luciit zu bezeichnen zu sein.

d. Lamprophyrische Ganggesteine.

Daß von den zirka 30 mikroskopisch untersuchten dunkeln Gängen der größere Teil sich als zur Malchitreihe gehörig erwies, rührt in erster Linie daher, daß diese im allgemeinen frischer sind als die Lamprophyre und die frischesten dieser Gesteine zur Herstellung von Dünnschliffen ausgewählt wurden. — Hier sei noch auf einen Umstand hingewiesen. Nach Rosenbusch soll Feldspat in Lamprophyren nur ausnahmsweise in zwei Generationen vorkommen. In allen porphyrischen Lamprophyren des Untersuchungsgebietes ist dies aber der Fall. Bessere Belehrung durch Analysen vorbehalten, glaube ich die betreffenden Gänge trotzdem hier einreihen zu müssen.

Spessartite: Unterhalb P. 3133 auf zirka 2880 m Höhe durchbrechen mehrere basische Gänge den Psammitgneis. Sie sind massig, von graugrüner bis grünschwarzer Farbe, zum Teil recht grobkörnig. Makroskopisch erkennbar: graugrüner Plagioklas und schwarze Säulen von Hornblende oder Augit. U. d. M. erweist sich die Struktur als panidiomorph. Der Plagioklas ist völlig umgewandelt („Sericit", Zoisit usw.). Femische Komponente ist basaltische Hornblende

(c = braun, b = oliv- bis braungrün, a = gelblich), mit Umwandlungen in Strahlstein unter Ausscheidung von Titanit und Epidot. Magnetit und Apatit fehlen fast gänzlich. Quarz und Calcit sind in geringer Menge vorhanden. Mineralbestand, sowie Mengenverhältnis der Komponenten sprechen für Spessartit.

(In der Nähe wurde ein makroskopisch ähnliches, feinkörniges Ganggestein geschlagen, dessen Feldspat, soweit aus den Umwandlungsprodukten zu schließen ist, vorwiegend orthoklastisch war und das darum als Vogesit zu bezeichnen wäre.)

Augit-Spessartit. Hierher zu rechnende Gänge sind recht häufig. Die sechs im Dünnschliff untersuchten stehen an: 1. Neben dem kleinen Fußweg, der von Laret gerade über das Wort „Gandauns" gegen die Foura dell' And Ursina hinaufführt, auf 2450 m Höhe. Der Gang ist 3—5 m mächtig, im Innern deutlich porphyrisch. 2., 3. und 4. In mehreren Gängen im südöstlichen und östlichen Teil der Schwestern, so kurz unter dem Gipfel (2982) am Weg gegen den Schafbergsattel (zwischen Schafberg und Schwestern), ferner im Südhang auf zirka 2700 m Höhe (hier zirka 3 m mächtig). 5. Etwas westlich vom „F" des Wortes Fuorcla da Languard auf dem Plateau ob dem Languardsee. 6. Als fast 10 m mächtiger Gang im Ortho-Muscovitgneis bei der Alp Muraigl. Diese dunkelgraugrünen bis schwarzgrünen Ganggesteine sind massig, dicht bis feinkörnig, mit vereinzelten graugrünen Plagioklaseinsprenglingen von oft recht ansehnlicher Größe. Mikroskopischer Befund: Struktur holokristallin porphyrisch, Einsprenglinge (oft mit Einschlüssen der übrigen Gesteinskomponenten) spärlicher, völlig umgewandelter Plagioklas, Grundmasse panidiomorph, auch ausgesprochen ophitisch. Der ziemlich basische Plagioklas dürfte im allgemeinen an Menge den übrigen Komponenten gegenüber zurücktreten. Zuweilen ist er so weitgehend umgewandelt, daß nur ein feines Gewirre von „Sericit", Zoisit, Epidot usw. davon übrig geblieben; oft ist noch erkennbar, daß er ausgesprochen idiomorph ausgebildet und zonar gebaut war. Etwas Quarz ist immer vorhanden (zu einem kleinen Teil primär), in einigen Fällen in geringer Menge, perthitischer Orthoklas. Wichtigste femische Komponente ist ein nach Pleochroismus und Polarisationsfarbe dem Titanaugit nahestehender Pyroxen. (Primäre Umwachsungen durch Hornblende mit bräunlichgrünen

Farben sind zu beobachten.) Er zeigt Umwandlungen in Uralit, in strahlsteinartige, oft bläulichgrüne Hornblenden und in Chlorit (mit Ausscheidung von Epidot, Zoisit, Titanit). Meist vergesellschaftet mit Augit und seinen Umwandlungsprodukten, oft auch in kleinen Schuppen darin eingewachsen tritt (in geringer Menge) Biotit auf (c = d.braun, a = gelbbraun). Alle Dünnschliffe sind charakterisiert durch große Mengen von Apatit und Fe-Erzen (Magnetit, Titanomagnetit mit Leukoxen, auch Pyrit).

Kersantit. Im Grat, der sich vom Gipfel zwischen Punkt 3203 und Piz Vadret gegen W zieht, wurde auf zirka 3000 m Höhe ein sehr dichtes, vereinzelte Feldspateinsprenglinge aufweisendes Ganggestein geschlagen. Die Farbe ist grau- bis grünschwarz. Im Dünnschliff sind neben Einsprenglingen von Plagioklas auch solche von Chlorit anzutreffen. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig und besteht aus Chlorit (nach Form und Vergesellschaftung mit Epidot auf Biotit zurückführbar), Plagioklasumwandlungsprodukten, viel Magnetit, wenig Apatit, etwas Quarz, Pyrit und Calcit. Der ursprüngliche Mineralbestand war demnach Biotit und Plagioklas.

Ein Teil der dunklen Ganggesteine ist weitgehend umgewandelt, zum größten Teil verwittert, im allgemeinen noch ziemlich massige bis schwach schiefrige Gesteine von dunkelgraugrüner Farbe bestehend aus Sericit, Epidot, Zoisit, Chlorit, Leukoxen, Quarz, Calcit. Es scheint sich fast ausschließlich um ursprünglich plagioklasführende Gänge zu handeln.

C. Zusammenfassung.

Das Untersuchungsgebiet gehört der Bernina- und der Languarddecke an.

Gesteine der Berninadecke: Zu unterst liegt Diorit (Gabbro-Diorit) mit banatitischer Randfacies. Dieselbe ist teilweise auch durch Assimilation von saurem Nebengestein (Psammitgneis) bedingt. Der darüber liegende, einer jüngeren Intrusion angehörige rote Alkaligranit entwickelt gegen das Liegende eine basische Randfacies (bunter Alkaligranit), gegen das Hangende eine saure, aplitische. Ihn überlagernd folgt eine Serie vorwiegend sedimentogener Gneise und Schiefer, die als normale Schieferhülle des roten Granits aufzu-

fassen sind. Diese Schieferhülle (entsprechend der „Cavaleserie" Staubs (Lit. 21 e) besteht neben psammitischen und quarzitischen Paragneisen aus granitischen bis dioritischen Orthogneisen, peridoditischen Einlagerungen (Serpentin, Hornblendeschiefer, Chloritschiefer) quarzkeratophyrischen, keratophyrischen und diabasischen Ergüssen und Ganggesteinen. Als eines der obersten und jüngsten Glieder dieser Serie ist fast unveränderter Verrucano anzutreffen.

Die Verhältnisse der Ganggefolgschaft innerhalb der Massengesteine führen in Uebereinstimmung mit der „Theorie des Restmagmas" zum Schlusse, daß die Abspaltung der Gänge im Untersuchungsgebiet (vielleicht auch allgmeiner) keine tiefmagmatsiche, sondern eine lakkolithische ist. — Die strukturellen und texturellen Verhältnisse des Pegmatites von Punt Rantumas, sowie theoretische Erwägungen führten zu folgender Auffassung über die Genese pegmatitischer Gänge: Aus aplitischem Magma (Restmagma) entsteht dann Pegmatit, wenn durch dasselbe, nach der Injektion in die Gangspalte, noch längere Zeit Gasnachschübe stattfinden.

Die Languarddecke besteht vorwiegend aus psammitischen Paragneisen. In denselben stecken mehrere, größtenteils gneisifizierte Intrusivkörper: Der Muscovitgneis des Piz Languard und des Muottas Muraigl, die Zoisitgneise der Schwestern und des Piz Muraigl, der Adamellit und Orthoaugengneis des Piz Vadret. Letztere treten nicht als eigentliche Massive auf, sondern, begleitet von starken Injektionserscheinungen (Ortho- und Paraaugengneisen), als lagergangartige Einlagerungen. Zum großen Teil an die Nähe dieser Intrusivkörper gebunden, sind Linsen und Einlagerungen von Apliten, Amphiboliten, Talk- und Hornblendeschiefer anzutreffen. In großer Zahl und Mannigfaltigkeit treten Ganggesteine auf. Die Aplite sind, mit geringen Ausnahmen (Alsbachite) älter als die dunklen Gänge. Als solche kommen vor: Dioritporphyrite, Lamprophyre, Malchite (Luciite, Orbite). Die letzteren scheinen, wie aus ihrem Erhaltungszustande zu schließen ist, am jüngsten zu sein. Die Systematisierung dieser dunklen Gänge kann (weil die chemische Untersuchung derselben aussteht) nur als vorläufig betrachtet werden.

Sowohl die tektonischen Verhältnisse (Vereinigung der beiden Decken gegen Süden), wie die petrogenetischen, sprechen dafür, daß die Erstarrungsgesteine sowohl der Bernina- als auch der Languarddecke demselben Magmaherd entstam-

men. Sie gehören derselben petrographischen Provinz an. Als gemeinsames Charakteristikum kann die Führung von perthitischen Feldspäten und das Auftreten von schwach bläulichen Hornblenden betrachtet werden. Aus dem Auftreten von Gesteinen der Kalk-Alkali-Reihe, der schwach-alkalischen und der stark-alkalischen Reihe als Differentiationsprodukte kann geschlossen werden, daß das Stammagma der schwach-alkalischen Reihe („Stammreihe") angehörte.

Mineralogisch-petrographisches Institut
der Eidg. Techn. Hochschule,
Juli 1918.

Literaturverzeichnis.

1. E. S. Bastin: Geology of the pegmatites and associated rocks of Maine. Bull. U. S. geol. Survey, 1911.
2. F. Becke: Die Gesteine der Columbretes, T. M. P. M. XVI. 1897.
— Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Tsch. Mitt. XXII. 1902.
3. E. Blösch: Geologischer Ueberblick über das Berninagebiet. Englers bot. Jahrb., 47. Bd. Heft 1—2, Leipzig 1911.
4. W. C. Brögger: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Kristiania 1894.
— Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo im Südtirol. 1895.
— Die Ganggefolgschaft des Laurdalits. 1898.
— Die südnorwegischen Syenitpegmatitgänge (Z. f. Kr. B. 16). 1890.
— Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. 1906.
5. H. P. Cornelius: Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. Inaug. Diss. N. J. f. Min. B. B. 35. 1912.
— Ueber die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz, n. F. 45. Lieferung, 1914.
6. K. Dalmer: Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1886.
7. C. Diener: Geologische Studien im südwestl. Graubünden. Sitzungsberichte d. Akad. d. Wissensch. Wien 1888.
8. C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. B. III. 1918.
9. V. H. Erdmannsdörffer: Petrographische Untersuchungen an einigen Granit-Schieferkontakten der Pyrenäen. N. J. f. Min. B. B. 1914.
— Ueber Biotitanreicherung in gewissen Granit-Kontaktgesteinen. C. f. Min. 1910.
— Ueber Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen. Fortsch. f. Min. 1916.

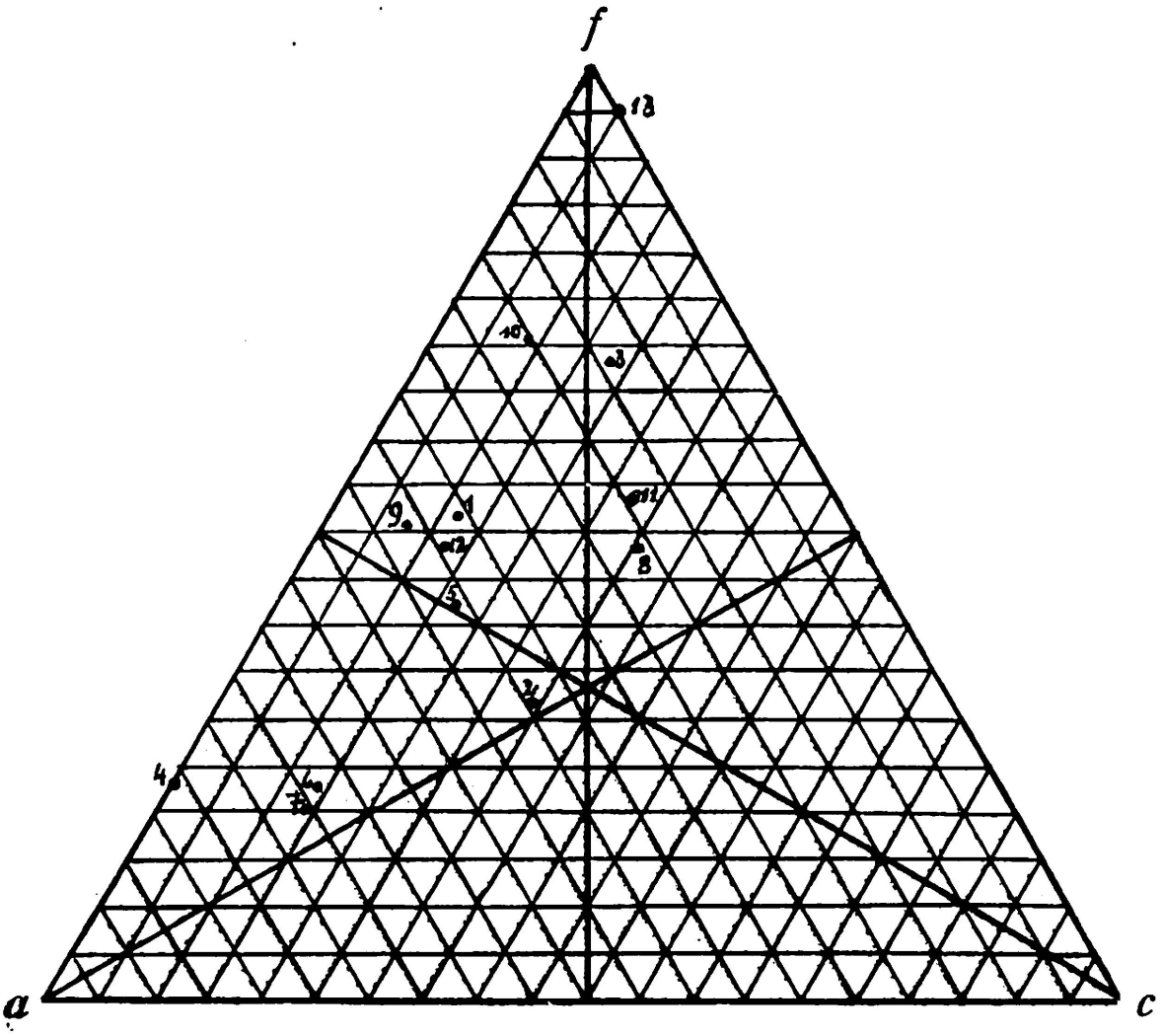


Fig. 1. Projektion nach A. Osann (Lit. 11 a).

1. Weißer Banatit von der Säge.
2. Grüner Banatit vom Spaniolenturm.
3. Gabbro-Diorit von Plazers.
4. Roter Alkaligranit vom Piz Chalchagn.
5. Blaugrüner Granit der Schieferhülle (Berninadecke).
6. Muscovitgneis vom Piz Languard.
7. Muscovitgneis von Muottas Muraigl.
8. Zoisitgneis der Schwestern.
9. Adamellit von Piz Vadret.
10. Psammitgneis (Chloritgn.) v. P. Muraigl.
11. Augitdioritporphyrit vom P. Languard.
12. Biotitschiefer vom SW-Hang des Schafberges (Languarddecke).
13. Talkschiefer Pontresina.

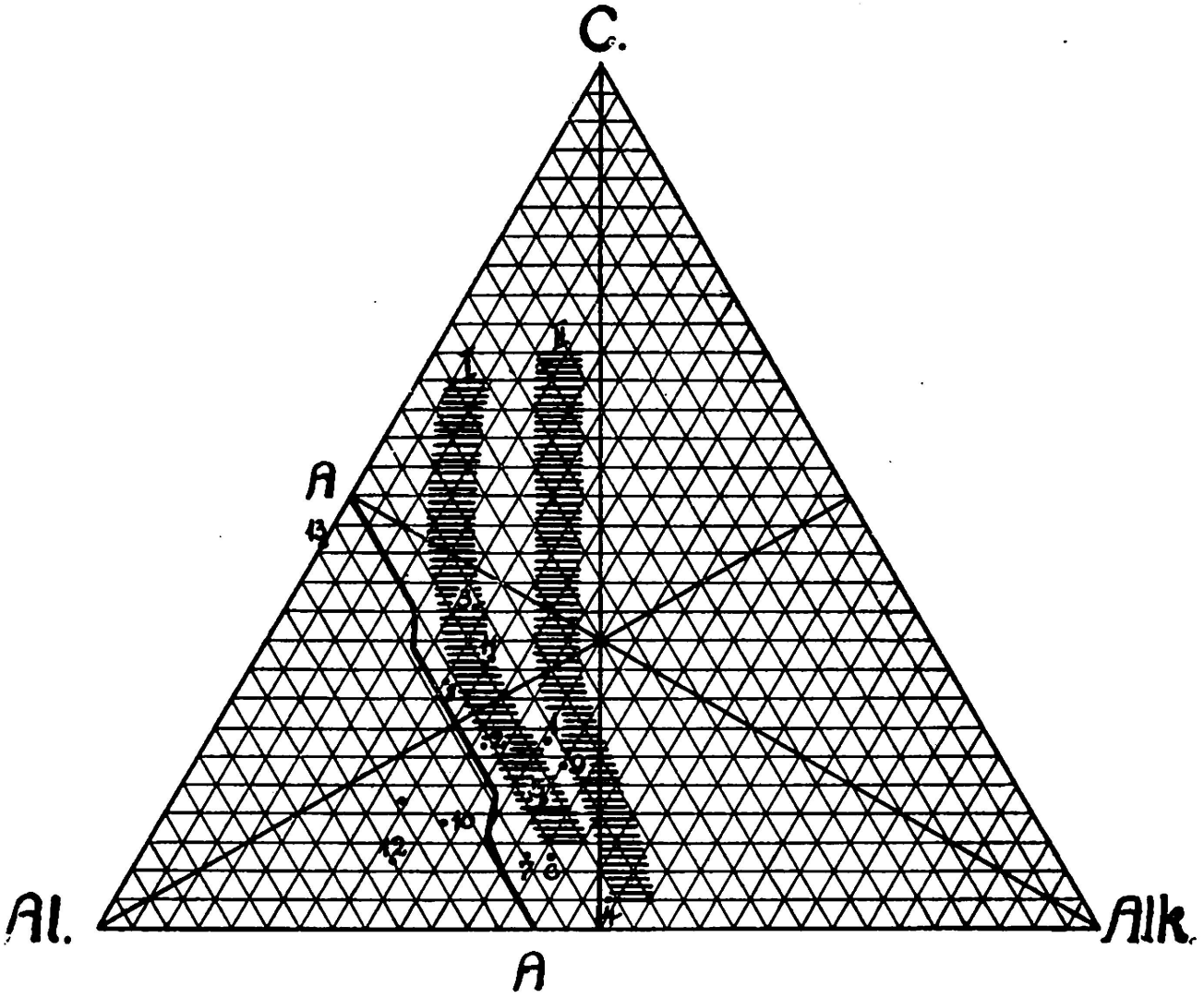
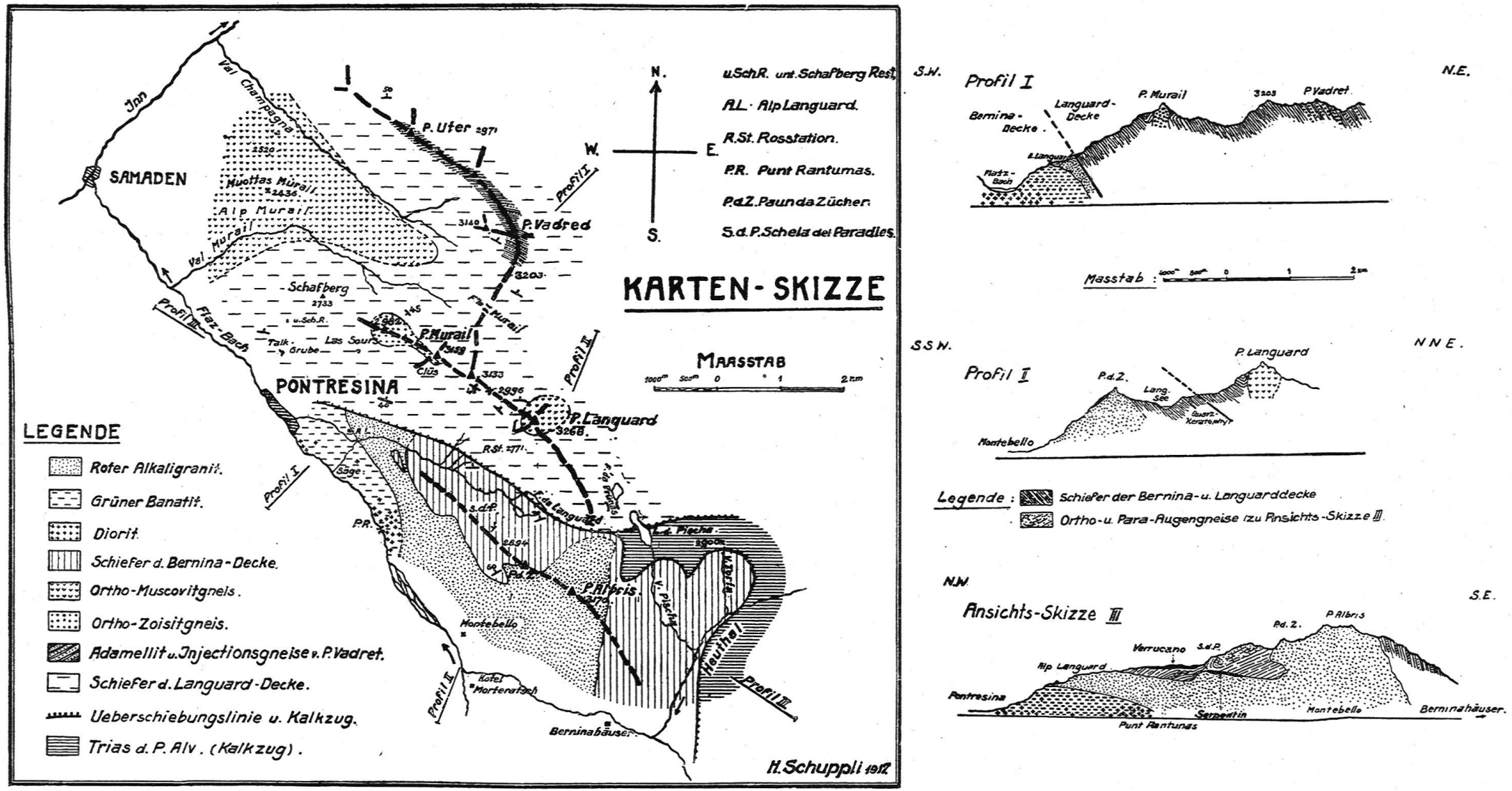


Fig. 2. Projektion nach A. Osann (Lit. 16b).

Links der Linie AA sollen nur Projektionspunkte sedimentogener Gesteine fallen, was stimmt für die Nummern 10 und 12, nicht aber für 13 (Talkschiefer). In Zone I fallen die Gesteine der Kalkalkalireihe, in Zone II solche der schwach alkakalischen Reihe; Nr. 4 ist nach Chemismus und Mineralbestand mit Sicherheit zur stark alkalischen Reihe zu rechnen, deren Zone noch weiter rechts liegt. Nr. 2 gehört nach Chemismus, Mineralbestand und Verbandsverhältnissen zur schwach alkalischen Reihe, fällt aber trotzdem in Zone I der Projektion.


KARTEN-SKIZZE
MAASSTAB
u.Sch.R. unt. Schafberg Rest.
A.L. Alp Languard.
R.St. Rosstation.
P.R. Punt Rantumas.
P.d.Z. Paun da Zücher.
S.d.P. Schela del Paradies.
LEGENDE
Roter Alkaligranit.
Grüner Banatit.
Diorit.
Schiefer d. Bernina-Decke.
Ortho-Muscovitgneis.
Ortho-Zoisitgneis.
Adamellit u. Injectionsgneise v. P. Vadret.
Schiefer d. Languard-Decke.
Ueberschiebungslinie u. Kalkzug.
Trias d. P. Alv. (Kalkzug).
SAMADEN
PONTRESINA
Inn
Val Champagna
Muottas Murail
Alp Murail
Val Murail
Schafberg
Flaz-Bach
Talk-Grube
Las Sours
Clüs
P. Uter
P. Vadred
P. Murail
P. Languard
P. Albris
Heuthal
Montebello
Kotel Morteratsch
Berninahäuser
Profil I
Profil II
Profil III
H. Schuppli 1912
S.W.
N.E.
Profil I
Bernina-Decke
Languard-Decke
P. Murail
P. Vadret
Flatz-Bach
Masstab
S.S.W.
N.N.E.
Profil II
P. Languard
P.d.Z.
Lang. See
Montebello
Legende:
Schiefer der Bernina- u. Languarddecke
Ortho- u. Para-Augengneise (zu Ansichts-Skizze III)
N.W.
S.E.
Ansichts-Skizze III
P. Albris
P.d.Z.
Verrucano
S.d.P.
Alp Languard
Pontresina
Serpentin
Montebello
Berninahäuser
Punt Rantunas

Leere Seite
Blank page
Page vide

10. V. M. Goldschmidt: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. 1911.
11. U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer. 1910.
— Ueber den Turmalinpegmatit vom Piz Cotschen im Unterengadin. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich 1904.
— Ueber drei Alkaligesteine aus dem Berninagebiet. Schweiz. Chemiker-Zeitung 1914.
12. U. Grubenmann & L. Hezner: Zusammenstellung der Resultate über die von 1900—1915 im min. petr. Institut der Eidg. techn. Hochschule ausgeführten chemischen Gesteins- u. Mineralanalysen. Vierteljahresschrift der Naturf. Ges. Zürich 1916.
13. E. Gutzwiller: Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Eclog. geol. helv. 1912.
14. L. Milch: Ueber Malchit und Durbachit .... C. f. Min. 1902.
15. P. Niggli: Einige chem. phys. Prinzipien der Gesteinsmetamorphose. N. J. f. Min. B. B. 1914.
— Die phys. chem. Bedeutung der Gesteinsmetamorphose. Bericht der kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 1915.
— Die Gase im Magma. C. f. Min. 1912.
— Die gasförmigen Mineralisatoren im Magma. Geol. Rundschau 1912.
— Ueber Verbindungen von extrem leichtflüchtigen und extrem schwerflüchtigen Komponenten. N. J. f. Min. 1914.
— Z. f. anorg. Chemie. Band 75, 77, 84, 87, 91.
— Neuere Beiträge zu einer phys. Chemie des Magmas. Z. f. Elektrochemie 1914.
— Probleme der magmatischen Differentiation. Chemie der Erde, 1915.
16. A. Osann: Versuch einer chem. Klassifikation der Eruptivgesteine. Tsch. Mitt. XIX, XX, XXI.
— Petrochemische Untersuchungen, I. Teil. Abh. der Heidelberger Akademie d. Wiss. 1913.
17. H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie 1907.
— Elemente der Gesteinslehre 1910.
18. G. Rüetschi: Zur Kenntnis des Rofnagesteins. Eclog. geol. helv. 1903.
19. W. Salomon: Die Adamellopruppe. Abh. der k. k. Reichsanstalt 1910.
20. A. Spitz & G. Dyhrenfurth: Die Triaszone am Berninapaß und im östl. Puschlav. Verh. d. k. k. Reichsanstalt 1913.
21. R. Staub: Zur Tektonik der südöstl. Schweizeralpen. Beitrag z. geol. Karte d. Schweiz 1916.
— Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstl. Schweizeralpen. Ebenda 1917.
— Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahresschr. der Naturf. Ges. Zürich 1914.
— Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge Ebenda 1915.
— Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Ebenda 1916.
— Das Aequivalent der Dent-Blanchedecke in Bünden. Ebenda 1917.
22. B. Studer: Geologie der Schweiz 1851.
23. G. Theobald: Geolog. Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Lief. 3. I. Serie. 1866.
24. S. J. Thugutt: Ueber den Eisenglanz als Zersetzungsprodukt der Feldspäte. C. f. Min. 1910.

25. D. Trümpy: Zur Tektonik der untern ostalp. Decken Graubündens. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich 1912.
26. E. Weinschenk: Vergleichende Studien über Kontaktmetamorphismus. 1912.
27. E. Wittich: Aplit- und Pegmatitgänge im Granitgebiet von Silâo. C. f. Min. 1910.
28. Zalinski: Untersuchungen über Thüringit und Chamosit. N. J. B. f. Min. B. B. 1904.
29. F. Zyndel: Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. 41. Lief. 1912.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort: Historischer und tektonischer Ueberblick 62

A. Gesteine der Berninadecke 67

I. Dioritische und banatitische Gesteine . . 67
1. Der grüne Banatit 68
2. Die dioritischen Gesteine von Punt Rantumas . . . 73
3. Die weiße Facies des grünen Banatites 80
4. Mylonitische Facies des grünen Banatites 82
5. Im Banatit und Diorit aufsetzende Ganggesteine . . . 82
a. Plagiaplit 82
b. Alkali-Alsbachite 83
c. Der rote Pegmatit von Rantumas 86
d. Uralitspessartit 91

II. Der rote Granit 92
1. Der normale Alkaligranit 92
2. Randliche Faciesbildungen des roten Granits 95
a. Der „bunte Granit" als basische Randfacies gegen den grünen Banatit 95
b. Randliche Erscheinungen im roten Granit gegen die Schieferhülle 97
c. Kontaktmetamorphe Randfacies des roten Granits gegen den Serpentin unter der Schela del Paradies . . . 99
3. Kontaktmetamorpher, mylonitischer roter Granit . . . 99
4. Im roten Granit aufsetzende Ganggesteine 102
5. Einiges über Differentiation und Ganggefolgschaft . . 102

III. Die Gesteine der Schieferhülle 106
1. Sericit-Muscovit-Schiefer 107
2. Biotit-Muscovit-Gneis 109
3. Graphitoid-Biotit-Muscovit-Gneis 110
4. Granat-Biotit-Muscovit-Gneis 110
5. Sericitquarzite bis Psammitgneise 111
6. Fuchsitquarzit 112
7. Streifen- und Augengneise 113
a. Der blaugrüne Granit der Schieferhülle 114
b. Ortho-Augen- und Streifengneise 115
c. Para-Augen- und Streifengneise 116
8. Verrucano 117

Seite

9. Gang- und Ergußgesteine der Schieferhülle 118
a. Basische Ganggesteine 119
b. Basische Lagergänge und Ergußgesteine 120
c. Aplitische Ganggesteine 122
d. Saure Ergußgesteine 123

B. Gesteine der Languarddecke 125

I. Paragneise und -Schiefer 125
II. Massengesteinsintrusionen u. Orthogneise 130
1. Der Muscovitgneis des Piz Languards 130
2. Der Muscovitgneis von Muottas Muraigl 132
3. Der Granit vom Languard-Sattel 134
4. Die Zoisitgneise der Schwestern (Las Sours) und des Piz Muraigl 134
5. Der Adamellit (Brögger) und die Augengneise des Piz Vadret 138
III. Einlagerungen und Ganggesteine . . . 141
1. Als Einlagerungen auftretende Orthogneise 141
2. Ganggesteine 144
a. Aplitische Gesteine 144
b. Ungespaltene Ganggesteine 147
c. Malchitische Ganggesteine 149
d. Lamprophyrische Ganggesteine 152

C. Zusammenfassung 154

Literatur-Verzeichnis 156