

Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination

Autor(en): **Bossard, L.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **9 (1929)**

Heft 1

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-10742>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination

Von *L. Bossard.*

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung	48
Überblick	49
Das Gotthardmassiv	54
Medelsergranit S. 55 — Kristallinagranit S. 55 — Orthogneis des Skai S. 56.	
Die Leventinadecke	56
Leventinagneis S. 56 — Steinbrüche im Leventinagneis S. 59.	
Die Gesteine der Mulde über der Leventinadecke	61
Die basischen Eruptiva von Loderio	61
Epidotamphibolit S. 63 — Granat-Hornblendegneis S. 63 — Peridotit S. 64 — Biotitschiefer S. 64 — Talk-Strahlsteinschiefer S. 65 — Talk-Grammatitschiefer S. 65 — Helle und dunkle Strahlsteinschiefer S. 66.	
Die Gesteine nördlich von Loderio	68
Dolomit S. 68 — Calcitmarmor S. 68 — Kalkhaltige Silikatgesteine S. 68 — Knetgesteine S. 69 — Epidotquarzit S. 70 — Epidot-Hornblendegneis S. 70 — Epidotführender Biotitgneis S. 70 — Hornblende-Biotitgneis S. 71 — Amphibolite und Hornblendegneise S. 71 — Granat-Disthen-Staurolithglimmerschiefer S. 72.	
Die Lucomagnodecke	72
Die carbonischen und postcarbonischen Paragesteine	73
Kohlehaltige Granatphyllite und Granat-Biotitphyllite S. 73 — Quarzreiche Zweiglimmerschiefer bis -Gneise S. 74.	
Die quarzreichen Gesteine (Perm)	75
Quarzreicher Muscovitschiefer S. 75 — Hornblendequarzite S. 77 — Granat-Hornblendequarzit S. 77 — Epidot-Albitgneis S. 77 — Epidot-Hornblendegneisquarzit S. 77 — Epidot-Biotit-Karbonatschiefer S. 78 — Biotit-Strahlsteinschiefer S. 78 — Dolomit-Strahlsteinschiefer S. 78 — Karbonatführender Zweiglimmerschiefer S. 78 — Karbonat-Biotitschiefer S. 79.	
Die Casannaschieferserie (Unteres Carbon)	79
Granat-Staurolithglimmerschiefer bis Plagioklasgneis S. 79 — Turmalin-Granatglimmerschiefer S. 81 — Granat-Disthen-Staurolith-Turmalinglimmerschiefer S. 82 — Disthen-Biotitgneis S. 83.	

	Seite
Die praecarbonischen Paragesteine	83
Zweiglimmergneise (Albit-Oligoklasgneis) S. 83 — Biotitgneis S. 84 — Granatgneise und Granatglimmerschiefer S. 84 — Hornblendeführender Granat-Biotitgneis S. 85 — Granat-Epidotgneis S. 85 — Granat-Chloritgneis S. 86 — Fuchsitphyllit S. 86 — Quarzreicher Biotitgneis S. 87.	
Die Hornblendegesteine	87
Amphibolit S. 89 — Hornblendegneis S. 90 — Granat-Biotit-Hornblendegneis S. 91 — Biotit-Disthen-Hornblendegneis S. 91 — Hornblende-Epidot-Biotitgneis S. 92.	
Die Quarzite	92
Die Mischgesteine	92
Zweiglimmergneise S. 93 — Glimmerarmer Granatgneis S. 94 — Granat-Chloritgneis S. 94 — Granat-Biotitgneis S. 95 — Biotitgneis S. 95.	
Die Orthogesteine	96
Granitgneis S. 97 — Lagengneis S. 98 — Ganggesteine S. 100.	
Die Simanodecke	103
Granitgneis S. 103 — Hornblendegneise 104.	
Literaturverzeichnis	104

Einleitung

Die Gesteine der unterpenninischen Decken¹⁾ im Gebiete der Tessinerkulmination sind das Produkt einer mannigfaltigen Metamorphose. Sie und damit auch die Gesteinsvariabilität nimmt im allgemeinen gegen Norden zu. Während die Granitgneise im Süden kaum metamorph sind und ihr Ursprung deutlich bleibt, tritt sukzessive gegen Norden eine Veränderung ein, welche das ursprüngliche Gestein meist nur schwer erkennen lässt. Dies insbesondere deshalb, weil diese Gesteine unzweifelhaft das Produkt einer mehrmaligen Umprägung darstellen. Sowohl makroskopisch, wie im Dünnschliff können Relikte früherer textureller Anordnungen erkannt werden; selbstverständlich nicht überall in der gleich markanten Weise. Vielmehr sind diese Relikte einer früheren Metamorphose in weitgehendem Masse von dem chemisch-petrographischen Gesteinscharakter abhängig. Neben der Frage nach den texturellen Anordnungen scheint es wichtig zu sein, die Druckrichtungen und die Aufeinanderfolge der Metamorphose festzustellen. Zur Deutung dieser Hauptfragen ist ein intensives Studium über die Richtung und Lage der einzelnen Mineralien im Gesteinsverband, sowie ihrer gegenseitigen Beziehungen nötig. Dies bedingt weiterhin ein sorgfältiges Studium der Einschlüsse in den einzelnen Mineralien. Um daraus Druckrichtung und Reihenfolge

¹⁾ Siehe L. BOSSARD, Der Bau der Tessinerkulmination. *Eclogae* Vol. XIX, No. 2, 1925.

der Metamorphosen ableiten zu können, ist ferner eine genaue Orientierung der Handstücke im Felde und der dazugehörigen Dünnschliffe unumgänglich. Es ist klar, dass diese Arbeit nur Erfolg verspricht, wenn sie auf ein zahlreiches und lückenloses Material aufgebaut wird. Lokale Einflüsse müssen ausgeschaltet, und nur die Momente in Betracht gezogen werden, die einer Zone ihr einheitliches petrographisches Gepräge geben.

Für die im mineralogisch-petrographischen Institut der E. T. H. und der Universität Zürich ausgeführte petrographische und mikroskopische Untersuchung standen ausser Dünnschliffen und Gesteinen aus den benachbarten kristallinen Deckengebieten ca. 400 Gesteinsproben und 260 eigene, weiter orientierende Dünnschliffe aus den Gesteinen des vorliegenden Gebietes zur Verfügung.

Bei der Gesteinsbeschreibung wurde darauf verzichtet, den Mineralbestand jedes einzelnen Gesteines zu behandeln, da dies zu zahlreichen unnötigen Wiederholungen geführt hätte. Vielmehr wurden nur diejenigen Eigenschaften des Gesteins oder der darin vorkommenden Mineralien angeführt, die das betreffende Gestein charakterisieren. Die Mineraleigenschaften, die im allgemeinen als typisch für die ganze Serie befunden wurden, sind gesondert beschrieben.

Bei der Beschreibung der Gesteinsarten wurde die Reihenfolge der Tabelle auf Seite 106 beibehalten, die zusammenfassend über Mineralbestand, Struktur und Textur der gesammelten Gesteine Auskunft gibt.

Überblick

Hier soll ein kurzer Überblick gegeben werden über die Tektonik der Decken, welche die Tessinerkulmination aufbauen, sowie auch über die wichtigeren Resultate der vorliegenden Arbeit.

Die Tektonik der Decken zwischen Val Leventina und Val Blenio ist die Tektonik der eigentlichen Tessinerkulmination. Der Scheitel der Kulmination ist gegeben durch den Grat zwischen der Val Blenio und der Val Leventina. Der Verlauf ist also fast genau Nord-Süd. Die Schenkel fallen ungefähr mit 30° nach beiden Seiten ein.

Betrachten wir die Bauelemente der Tessinerkulmination, so können wir folgendes konstatieren:

Als tiefstes Glied derselben erscheint das *Gotthardmassiv*. An die steilgestellten Fächer des eigentlichen Gotthardmassives schliesst sich nach Süden ein schwaches südfallendes Gewölbe an.

Dieser Übergang ist in der Val Sta. Maria deutlich zu erkennen. Es taucht nach Süden, Westen und Osten mit den umgebenden Bündnerschiefern unter die penninischen Decken ein. Das Gotthardmassiv bildet also den Sockel der Tessinerkulmination. Damit ist wahrscheinlich, dass ein herzynischer Gebirgsrücken als Ursache der Tessinerkulmination gelten muss. Aus der Lage der darüberliegenden Decke lässt sich der Verlauf des Gotthardmassives nach Süden rekonstruieren. Es bildet einen schwach nach Süden abfallenden Rücken, in dem schwache Teilantiklinalen ausgeprägt sind. Diese Gliederung in flachen Südschenkel und steilgestellte verschuppte Stirn lässt Zweifel an der Zuordnung des Gotthardmassives zu streng autochthonen Gebirgen aufkommen, um so mehr als konform dem allgemeinen Ostfallen der penninischen Decken auch das Gotthardmassiv nach Osten untersinkt. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass es sich um ein Massiv handelt, das nicht über das Anfangsstadium einer Deckenbildung hinausgekommen ist. Auch die Konkordanz mit den penninischen Decken einerseits und dem Aarmassiv andererseits spricht dafür. Immerhin ist eine definitive Zuordnung nicht möglich — und sie wird auch nie möglich sein —, da nirgends eine Unterteufung durch mesozoische Gesteine festzustellen ist.

Als zweites Glied folgt ein bis in die Gegend der Dazio Grande vorstossender Granitgneiskörper. Er bildet die beidseitigen Hänge der Val Leventina. Seine Bezeichnung als *Leventinadecke*, die ich dafür gewählt habe, erscheint somit gerechtfertigt. Es ist ein im allgemeinen porphyrtiger, kieselsäurereicher Glimmergneis von flasrigem Aussehen, wobei die Grösse der Einsprenglinge oder Porphyroblasten ziemlich konstant bleibt. Nur die Randfacies zeigt gröberes Korn. Nebenbei ist ein Gehalt von Epidot (Orthit) und sekundärem Muscovit bemerkenswert. Quarz und biotitreiche Differentiationsprodukte sind vereinzelt anzutreffen. Ein Zusammenhang mit dem Gotthardmassiv scheint unwahrscheinlich, sowohl in Anbetracht der Beschaffenheit der Gesteine, als auch deshalb, weil nach dem Schichtfallen das Gotthardmassiv dort, wo die Leventinadecke ausklingt, schon weit unter dem Meeresniveau liegt. Die Mächtigkeit der Leventinadecke mag ungefähr $1\frac{1}{2}$ —2 km betragen, wobei diese von Süd nach Nord im allgemeinen abnimmt. Nur der Stirnkopf erscheint wiederum schwach verdickt. Die Gesteine zeigen eine nach Süden fortschreitende Metamorphose, die in den prachtvoll gefalteten Granitgneisen der Dazio Grande ihr Maximum erreicht. Die Mittelschenkel der Falten sind dabei stark verschleppt

und zerrissen, während immer die nächst höhere Falte weiter nach Norden vorgerückt erscheint. Kuppelförmig sinkt die Leventinadecke in der Dazio Grande ein. Der Rücken derselben zeigt eine Reihe von südschauenden kleinen Falten. Es ist dies als eine Art Rückfaltung gedeutet worden, hervorgebracht durch eine N—S-Bewegung der darüberliegenden Lucomagnodecke beim Anstauen an das Gotthardmassiv.

Die obere Grenze des Granitgneises der Leventinadecke ist das typische Beispiel einer tektonischen Grenze, wie sie den Mittelschenkeln der penninischen Decken eigen ist. Bis anhin wurden die Granitgneise der Val Leventina den Gesteinen der Lucomagnodecke zugeordnet. Meine Untersuchungen haben ergeben, dass dazwischen eine tektonische Grenze in der Höhe von 1100—1200 m bis in die Wurzelzone verläuft. Von Süden nach Norden lassen sich in der Grenzzone folgende Gesteine erkennen: bei Biasca erscheinen an der Grenze die peridotitischen und amphibolitischen Gesteine von Loderio. Beide gehören wahrscheinlich dem gleichen Magmentypus an, wobei der ursprüngliche, obere gabbroide Zweig vollständig in Amphibolit umgewandelt wurde, während das ursprüngliche Olivingestein im Peridotit und seinen Derivaten noch erkennbar ist. Durch die dem Rücken der Leventinadecke typische Rückfaltung wurde die Umkehrung bewerkstelligt, so dass jetzt die peridotitischen aussen und die amphibolitischen Gesteine innen liegen. Auf eine reichhaltige Kontaktzone von Derivaten peridotitischer Gesteine folgen mit scharfer Grenze die Gneise der Simanodecke. Weiter nach Norden ist die Grenze durch bündnerschieferhaltige Knetgesteine, Disthen-Staurolithglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Amphibolite gegeben. Diese müssen als Umwandlungsprodukte dolomitisch-mergeligen Materials gedeutet werden, z. T. aber entsprechen sie bereits Fetzen von Gesteinen der Lucomagnodecke, deren Stiel in dieser tektonischen Grenze zu suchen ist. Weiterhin folgen Triasquarzite, die auf eine weite Strecke als eine schmale, gutausgeprägte Bank zu erkennen sind. Vereinzelt treten dazwischen Dolomitfetzen auf, die Brocken von mitgeschleppten Paragesteinen führen. Nördlich davon erscheinen kalkhaltige Silikatgesteine, die z. T. eine rein mechanische Verknetung darstellen, z. T. beginnende chemische Reaktion von karbonatischem Material mit dem Nebengestein aufweisen. Unmittelbar vor dem Untertauchen der Leventinadecke findet sich ein prachtvoller weisser grobkörniger Marmor, der von Triasquarziten begleitet ist. In idealer Weise erstet vor unseren Augen

das Bild einer tektonischen Deckengrenze, wobei immer die nächst jüngeren Gesteine nach Norden vorgeschoben erscheinen, während sie im Mittelschenkel der Decke nur rudimentär vorhanden sind. Es geht demnach nicht an, nur dort tektonische Grenzen anzunehmen, wo dolomitische Gesteine vorkommen. Vielmehr ist auf genaues Verfolgen der umgebenden Gesteine acht zu geben.

In ungeheurer Mannigfaltigkeit erscheint das dritte Glied im Bau der Tessinerkulmination, die *Lucomagnodecke*. Die Variabilität der Gesteine ist so gross und so zahlreich, dass es mitunter schwer ist, im Felde eine Trennung von Para- und Orthogesteinen durchzuführen. Dies und die komplizierte Innentektonik gestalteten die Kartierung schwierig.

Gegenüber dem Gotthardmassiv, sowie der Leventinadecke ist aber der Unterschied ein deutlicher, so dass an eine engere Zusammengehörigkeit, sowohl aus tektonischen als auch petrographischen Gründen, nicht mehr gedacht werden kann. Im allgemeinen wiegt der Paracharakter vor. Durch die Funde von typischem Carbon ist es auch gelungen, einiges Licht in die stratigraphisch-petrographischen Verhältnisse dieser Decke zu bringen.

Im allgemeinen sind Schichtung und Schieferung in den Gesteinen der Lucomagnodecke (wie der unterpenninischen Decken im allgemeinen) einander parallel. Streckung ist vorwiegend in der Fallrichtung, wenn auch hauptsächlich im nördlichsten Teil der Lucomagnodecke mannigfache Abweichungen hiervon auftreten, wobei die dort auftretenden Differenzialdrucke wegleitend waren.

Das Carbon ist ausser an der bekannten Fundstelle bei Mattengo noch an verschiedenen Orten anzutreffen. Überall ist die stratigraphische Stellung die gleiche. Es erscheint in Form schwarzer, reichlich magnetitführender Granatphyllite, die z. T. gefaltet sind. Darüber folgen als Übergang zu dem Verrucano Konglomeratgneise, die bis 10 cm grosse Quarzbrocken in grauer, quarzitischer Grundmasse führen. Nach oben werden sie immer kleiner, bis sie einem feinen psammitischen grünlich-weissen Gneis bis Sericitschiefer Platz machen, der vollkommen identisch mit den Sojagneisen ist. Unter der typischen Carbonserie zeigen sich in wundervoller Ausbildung die Casannaschiefer, repräsentiert durch eine Paraschieferserie, in der Granat, Staurolith, Disthen und Turmalin als alternierende Hauptgemengteile auftreten. Mitunter sind die obigen Mineralien als einzige Hauptgemengteile anzutreffen, wobei Varietäten entstehen, die ein farbenprächtiges Abbild der intensiven Metamorphose dieser Gesteinsserie ergeben. Als klassischer Fund-

ort mag P. 2505 nördlich des Pizzo Molare genannt werden, wo auch das Carbon in schönster Ausbildung aufgeschlossen ist.

Die präcarbonische Paraschieferserie wird durch vorwiegend feinkörnige, braune Zweiglimmergneise mit zeitweilig stärker hervortretendem Granatgehalt repräsentiert. Dazwischen treten als Derivate mergeliger Sedimente in vielen kleinen Schmitzen amphibolitische Gesteine auf. Mit den braunen Zweiglimmergneisen sind diese Amphibolite durch granat- und biotitreiche Übergangsglieder verbunden. Innerhalb dieser Gesteine sind kleinere Lakkolithen von herzynischen, sauren Eruptiva zu beobachten. Es handelt sich meist um einen grobflaserigen Orthogneis, der durch die intensive Metamorphose häufig lagig ausgewalzt erscheint. Die Grenze gegen die Paragesteine ist dabei undeutlich. Lokal ist eine Imprägnation dieser Paraschieferserie mit aplitischem Material zu erkennen, verbunden mit einer intensiven Turmalinisierung. Die Turmalinimprägnation reicht bis ins obere Perm, und zeichnet sich ausser durch ihr reichliches Auftreten auch durch die Grösse und Idiomorphie der einzelnen Turmalinkristalle aus. An wenigen Orten, wie bei Olivone, treten dazu quarzreiche Turmalinpegmatite. Im allgemeinen sind die Paragesteine in unmittelbarer Nähe der Orthogneise schwach injiziert, was sich insbesondere in Feldspatzufuhr äussert. Kleinere Vorkommnisse basischer Eruptiva (feldspatreiche Amphibolite) sind bei Grumarone und am Passo Predelp zu beobachten. Den Befunden nach zu schliessen, handelt es sich um kleinere vortriassische und postcarbonische Intrusiva.

Die Lucomagnodecke zeigt eine interessante Form. Während sie im Süden in einen dünnen Stiel zwischen der Leventina- und der Simanodecke eingepresst erscheint, tritt in der Gegend des Passo Cavagnago ein intensives Anschwellen der Decke ein. Sie erreicht hier eine Mächtigkeit von über 300 m. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit weiterhin zu bis zum Maximum im Gebiete der Stirnwölbung, die im allgemeinen durch den Grat des P. Lucomagno repräsentiert wird. Am P. Molare, also dort, wo sich das Nord-Süd-Streichen in ein west-östliches ändert, ist eine Bündnerschiefermulde in die Lucomagnodecke eingeklemmt. Diese Bündnerschiefermulde ist gegen Süden geschlossen. Es ist dies nicht nur in eindeutiger Weise an den sie umschmiegenden Gneisen des Perms zu erkennen, sondern auch an der Orthogneiszone, die unter der Molaremulde erscheint und sich ununterbrochen um das horizontalliegende Molaremuldenende bei Aldescio bis zur Höhe von ca. 1850 m verfolgen lässt. Der Stirnteil der Decke ist das Abbild einer

komplizierten Detailtektonik. Die stark verschuppte Stirnregion ist in der nördlichen Fortsetzung der Hauptachse der Tessinerkulmination intensiv zusammengeklemmt, so dass die ursprünglich schwach nach Süden fallenden Schuppen in eine Reihe steil nach Norden fallenden Isoklinalfalten gelegt sind. Deutlich ist dieser Übergang vom Südfallen der Schuppen in Nordfallen bei der Betrachtung der Decke von Ost nach West zu erkennen. Im Osten der Tessinerkulmination haben wir noch wenige Schuppen mit Südfallen, während sukzessive nach Westen die zahlreichen isoklinalen Faltenelemente auftreten, die steiles Nordfallen zeigen. Am intensivsten erscheint die Innentektonik am Passo Predelp ausgeprägt, also dort, wo die Mulde zwischen Gotthardmassiv und Lucomagnodecke am engsten ist.

Am Sobriogrät tritt, als dünne Platte mit Ostgefälle der Leventinadecke aufliegend, die *Simanodecke* auf. Sie besteht im allgemeinen aus einem Augengneis von unruhigem Aussehen, der gegenüber dem Orthogneis der Leventinadecke grobkörniger erscheint. Hin und wieder sind mittelkörnige Typen mit einem charakteristischen Biotit- und Titanitgehalt zu beobachten. Epidot fehlt fast ganz, hingegen ist Turmalin und in basischeren Schmitzen Hornblende festzustellen.

Vor der Stirn des Sobriolappens der Simanodecke erscheint nun der obere Teillappen der Lucomagnodecke, welcher der Sojadecke entspricht, angehäuft. Zwischen den Granitgneisdecken ist die vorwiegend aus Paragneisen bestehende Decke nur als stark reduzierter Stiel vorhanden. Die Simanodecke hat bei ihrem Einschub den südlichen Teil der Lucomagnodecke über den nördlichen geschoben. Keilförmige Einschübe der Simanodecke in den oberen Teillappen der Lucomagnodecke sind deutlich festzustellen, wobei eine intensive Faltung dieses Eindringen charakterisiert. Der Sobriolappen der Simanodecke muss zu dem tiefsten Horizont des grossen Granitlakkolithen der Simanodecke gerechnet werden.

Das Gotthardmassiv

Drei Gesteinsarten des Gotthardmassivs treten im untersuchten Gebiete zu Tage: der Medelsergranit und Kristallinagranit der Selva Secca und der Orthogneis des Skai. Im Vergleich zu den normalen Typen im eigentlichen Gotthardmassiv sind sie etwas stärker metamorph. Die Zunahme der Metamorphose von Nord nach Süd ist deutlich erkennbar.

Medelsergranit und Kristallinagranit gehören ohne Zweifel der gleichen Intrusion an, wobei ersterer die porphyrische Randfacies des letzteren darstellt. Der Übergang ist ein allmählicher; dabei nimmt der Gehalt an Orthoklasaugen des Medelsergranites und jener an Biotit des Kristallinagranites stark ab. Beweise für die Annahme KRIGES, dass es sich hier um eine jüngere Intrusion gegenüber den Gneisen des Skai handle, habe ich keine gefunden, da nirgends an der Grenze ein typischer Eruptivkontakt zu sehen ist.

Medelsergranit

Als südlichstes Eruptivgestein des Gotthardmassivs hat er naturgemäss auch die stärkste Metamorphose erlitten. Dementsprechend verhält sich auch sein Mineralbestand. Während bei Pian Segno der ursprüngliche Typus unverkennbar ist, zeigt sich am nördlichen Ufer des Rial Bianco in der Nähe des Kontaktes mit den Lucomagnogneisen nicht viel mehr als ein Sericit- bis Muscovitschiefer. Die bis 5 cm grossen Orthoklase sind meist ganz sericitisiert. Das Gestein ist stark gestreckt und gefältelt, wobei gestreckte Quarze und Relikte von Feldspäten aus dem sericitischen Grundgewebe hervortreten. Solche Mineralien sind am nördlichen Faltschenkel grösserer Falten stark angereichert, während der südliche, meist flachere Schenkel häufig nur Sericit zeigt. Der Sericit gibt also ein Abbild der Bewegungsflächen. Das Gestein demonstriert prachtvoll die Umwandlung eines Granites auf kürzeste Distanz durch Dislokationsmetamorphose, wobei die reichliche Scherflächenbildung der Umwandlung Vorschub leistete.

Im Mikroskop trifft man häufig einen Kranz von zertrümmertem Quarz schützend um den Kalifeldspat, der dann von der Sericitisierung verschont blieb. Die S-Lagenzüge¹⁾ weichen dem Quarz aus, nicht aber dem Feldspat, damit aufs deutlichste illustrierend, dass die Gleitflächen dessen Zügen folgen.

Kristallinagranit

Es ist dies im untersuchten Gebiete ein mittelgrob- bis feinkörniger Granitgneis mit starkem Biotitgehalt, wobei die Schieferigkeit des Gesteines gegen Süden proportional zunimmt. Kleine saure Schlieren und Gänge sind häufig, hauptsächlich gegen den Medelsergranit hin, und könnten mit diesem zusammenhängen. Es dürfte

¹⁾ Als S-Flächen, S-Lagen werden hier allgemein Schürfungsflächen und Flächen bevorzugter Mineralanordnung bezeichnet.

sich hier um einen ursprünglich ziemlich basischen Biotitgranit handeln. Diese Annahme wird auch durch ältere Analysen gestützt.

Orthogneis des Skai

Dieser schliesst sich direkt nördlich an den Medelserprotogin an. Im allgemeinen ist es ein plattiger Biotitgneis, wobei der Biotit flatschenförmig auf der Schichtfläche verteilt ist. Das Gestein ist gewöhnlich ein wenig saurer als der Kristallinagranit.

Die Leventinadecke

Die Gesteine der Leventinadecke beschränken sich auf wenige Typen. Der auf weite Strecken vorherrschende granitische Normaltypus zeigt nur schwache Differenzierung, die in der Tendenz zur Bildung von Augengneisen an seinem Rande und zu feinkörnigen Varietäten in saurer und basischer Richtung in seinem Innern besteht. Die ganze Decke besteht also nur aus einem Granitgneislakkolithen. Aplite und Pegmatite sind im untersuchten Gebiete sehr selten und beschränken sich auf die Gegend bei Biasca und Lavigo, wo zahlreiche aplitische Injektionen aderartig das Gestein durchschwärmen.

Leventinagneis

Dieses, dem Normaltypus entsprechende Gestein ist, wie schon angedeutet, ein porphyrischer *Granitgneis*. Variabilität mit Tendenz nach grobflaseriger oder mittelkörniger Ausbildung ist angedeutet, jedoch nie so, dass der einheitliche Charakter darunter leidet.

Unter dem Mikroskop ist der Quarz länglich und unregelmässig geformt. Die einzelnen Individuen sind meist unter sich isometrisch. Zum Teil kommt er myrmekitisch im Feldspat vor. Kalifeldspat bildet die Einsprenglinge, die aber häufig zerbrochen sind, wobei dann von aussen nach innen fortschreitende Sericitisierung erfolgt. Zwillinge sind häufig und zeigen verschiedentlich Verwerfungen und Verbiegungen, die als Abbild epigenetischer Bewegungen zu deuten sind. Orthoklas und Mikroperthit halten sich ungefähr die Wage. Der Plagioklas ist in meist isometrischem Gefüge mit Quarz vorhanden. Seine Zersetzung ist schon angedeutet. Zwillingstreifung ist häufig, bevorzugt ist eine solche senkrecht zur angedeuteten Schieferung. Klüfte im Plagioklas sind häufig mit sekundärem Quarz ausgefüllt. Undulöse Auslöschung der Plagioklasse ist überall zu erkennen. — Der Biotit ist immer klein, olivgrün bis gelbbraun, meist gebuchtet und ineinander verzahnt. Er ist fast ohne Einschlüsse, jedoch ist eine Chloritisierung mit Sagenit-

bildung häufig. Er deutet in Zügen schwach die Texturflächen an. Muscovit-Sericit tritt sekundär als Umwandlungsprodukt auf. Er zeigt stark die Tendenz zur Parallelstellung der Blättchen mit Biotit. — Diese Paralleltexturen treten nach Norden und gegen den oberen Rand des Granitgneislakkolithen prägnanter auf. Die Folge davon ist ein mehr plattiger, lagenartiger Gneis mit zahlreichen Muscovithäuten und feinerem gleichmässigerem Korn. Das mikroskopische Bild ist aber durchwegs das gleiche. Bemerkenswert ist der Epidotgehalt des Gesteines, wobei der Kern des Epidotes fast überall orthitischen Charakter hat. Es scheint somit, dass der Epidot aus diesem hervorging. Orthit wurde in eindeutiger Weise in den tiefsten zu Tage tretenden Granitgneisen bei Biasca festgestellt, so dass anzunehmen ist, dass die Epidotisierung der Annäherung an Meso- bis Epi-Bedingungen entspricht. Die grob-flaserige Zone am Rande des Granitgneisstockes, der die Leventinadecke bildet, weicht vom Normaltypus nur insofern ab, als die Feldspäte grössere Ausmasse besitzen. Zum Teil sind sie noch gestreckt und durch Faltung in die Länge gezogen. Muscovithäute umhüllen meist diese Feldspat-Augen. Der Biotit zeigt dann die Tendenz, flatschenförmig aufzutreten.

Die sauren Schlieren, die innerhalb des Granatgneises hin und wieder auftreten, zeigen bei gleichem Mineralbestand ein annähernd isometrisches, stark ineinander greifendes Gefüge der hellen Gemengteile; der wenige Biotit ist kleiner und zeigt keinerlei Orientierung, so dass ein hellgraues feinkörniges massiges Gestein resultiert.

Ein Nebentyp, den bei Rossura eine ca. 100 m mächtige Bank repräsentiert, zeigt eine starke Vermehrung des Quarzgehaltes. Dieser steigt bis auf 70 % an, dagegen tritt dann der Biotit vollständig zurück.

Die basischen Schlieren treten makroskopisch meist als dunkelgrüne grobblättrige Chloritschiefer hervor. Mikroskopisch zeigt sich bei gleichem Mineralbestand wie beim Normaltyp eine starke Anreicherung des Biotites, der meist fast ganz chloritisiert ist. Auch ist ein mässiges Anwachsen des Plagioklasgehaltes zu konstatieren. Ein relativ stärkeres Auftreten von Erzen (Magnetit, Hämatit, Pyrit, Limonit) ist erklärlich.

Neben diesen glimmerreichen schiefri-gen Zonen, die nur im Gesteinsverband als Orthogestein anzusprechen sind, lässt sich auf weite Strecken mit jeweiligen grösseren Unterbrüchen eine Gesteinszone verfolgen, die, obwohl sie dem vorstehenden Typus

durchaus ähnlich ist, Zweifel an ihrem Orthocharakter aufkommen liess. Es sind dies braune feinkörnige *Biotitgneise*, die stellenweise von saurem Material durchtränkt erscheinen.

Quarz kommt in rundlichen Formen für sich und in fast allen anderen Gemengteilen vor. Der meist rotbraune Orthit ist in lappigen Formen regelmässig im Gestein verteilt. Der Disthen, der unregelmässig im Gestein verteilt ist, lässt, zusammen mit den strukturellen und texturellen Eigenschaften, auf ein ursprüngliches Paragestein schliessen, dessen Charakter z. T. durch die Injektion verwischt wurde.

Die Metamorphose des Leventinagneises nimmt konform der Schieferigkeit von Süd nach Nord zu. Sie erreicht ihr Maximum in den prachtvoll gefälteten Granitgneisen der Dazio Grande. ALBERT HEIM verdanken wir eine treffliche Studie über diese Erscheinungen. Die Mittelschenkel der Falten sind hier stark verschleppt und z. T. zerrissen, wobei immer die nächst höhere Falte weiter nach Norden vorgerückt erscheint. Es mögen sich also hier die Widerstände in den unteren Partien stärker geltend gemacht haben als in den oberen. Mitunter ist der Mittelschenkel der Falten Anlass zu einer neuen Gleitfläche geworden. Diese Zonen zwischen zwei Gleitflächen sind dabei häufig als Ganzes gegen die benachbarten Zonen verschoben, wobei auch hier festzustellen ist, dass die höheren Zonen gegen die unteren weiter nach Norden vorgerückt sind. Bemerkenswert ist in diesem Gestein die ungeheure Auswalzung der Porphyroblasten, die in langen Schnüren dezimeterweit sich verfolgen lassen, damit ein treffendes Bild der ungeheuren Verfaltung und Verschleppung dieser Zone gebend. Nicht überall ist natürlich diese Erscheinung in dieser Masse zu erkennen, vielmehr lassen sich alle Übergänge von einfachen Falten, Anklängen an Scherflächen, unvollständige Ausbildung derselben mit zusammenhängendem Kontakt mit den benachbarten Scherzonen feststellen. Weiter im Norden ist an diesen Falten deutlich der Einfluss der Rückstauung zu erkennen, indem die Falten schwach nach Süden zurückgekämmt sind.

Von den Forschern, die im Tessin Beobachtungen machten, hat KLEMM dieses meist unter dem Namen „Tessinergneis“ bekannte Gestein als ein tertiäres Eruptivgestein angesehen. Seine Beweisführung liegt darin, dass er die in den umhüllenden Paraschiefern häufig vorkommenden Staurolith- und Disthenglimmerschiefer durch Kontaktwirkung entstanden ansieht. Nirgends in der penninischen Zone konnten jedoch Disthen und Staurolith als Kontaktmineral

festgestellt werden, vielmehr mussten sie überall, so auch hier, als Resultat von dynamometamorphen Vorgängen betrachtet werden. Auch sind Disthen und Staurolith nicht an Grenzen mit Eruptiva gebunden. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass der Leventinagneis einen vortertiären, vermutlich herzynischen Lakkolithen darstellt.

Die Steinbrüche im Leventinagneis

Der ganzen Zone der Leventinadecke entlang von Claro bis Faido finden wir im Tessintal eine grosse Anzahl von Steinbrüchen. Sie sind längs der Bahnlinie überall im Normaltyp des Leventinagneises angelegt. Die grössten Steinbrüche befinden sich aus verkehrstechnischen Gründen in der unmittelbaren Nähe von Bahnstationen. Am verbreitetsten sind sie dort, wo die Leventinadecke horizontal liegt, also in der Zone zwischen Claro und Chiggiogna. Das westliche Einfallen konform dem Talgehänge längs dem Tessintal bedingt eine leichte Ablösung der Platten längs der Schichtung, die dem Steinbruchbetrieb ausserordentlich entgegenkommt. Gemäss der Zunahme der Metamorphose gegen Norden werden auch die Schichten immer dünnplattiger. Demzufolge ist auch die Verwendung des Gesteins, das immer der gleiche porphyrische Granitgneis ist, eine verschiedene. In den Steinbrüchen von Bodio nach Süden erfolgt die Verarbeitung meist zu Trottoirrandsteinen, Treppenplatten, Sockeln, Brunnenrögen, Denkmälern, Pfeilern usw. Auch für Luxusarbeiten ist dieses Gestein gut verwendbar. In den Steinbrüchen nördlich von Bodio überwiegt hingegen die Bearbeitung zu Balkon- und Dachplatten, Grenzsteinen usw. Die Verarbeitung erfolgt dabei überall an Ort und Stelle. Die jährliche Ausbeute schwankt ausserordentlich. Meist ist sie zwischen 250 und 1500 Kubikmeter zu suchen. Verlässliche Angaben darüber sind deshalb nicht zu machen, weil viele Steinbrüche nur innerhalb gewisser Jahreszeiten abgebaut werden. Andere sind wiederum nur eine periodische Anzahl von Jahren im Betrieb. Überall geschieht der Abbau als Tagbau. Stollenbetrieb konnte nirgends festgestellt werden. Die Handelsbezeichnung des Gesteines ist meist „Granit“ oder „Granitgneis“. Vereinzelt trifft man der Bezeichnung noch den Namen des jeweiligen Abbauortes beigefügt, z. B. „Bodiogranit“.

Die tektonische Lage der Steinbrüche ist überall durch die Tessinerkulmination bedingt. Mit ca. 30—40° Einfallen nach Westen zeigen sich die Schichten in den unteren Hängen des Tessintales. Die Schichtfugen sind dabei meist die Ablösungs-

zonen. Es ist deshalb erklärlich, dass die Dicke der erhältlichen Gesteinsplatten von Süd nach Nord abnimmt, da ja auch in gleicher Richtung die Metamorphose kräftiger wird. Die Grösse der einzelnen Platten ist durchaus beliebig. Häufig sind die Steinbrüche so angelegt, dass der Abbau nicht in die Tiefe erfolgt, sondern eine Gesteinsschale wird nach der anderen im ganzen Umkreis der auszubehutenden Schichten in Angriff genommen. Der Steinbruchbetrieb wird dadurch viel rationeller. Auch das Einfallen der Schichten konform dem Talgehänge begünstigt diese Abbauart. Die oberen Gesteinsplatten setzen dann dem Abbau weniger Widerstand entgegen, da ihnen der Halt fehlt. Die Mächtigkeit der ausgebeuteten Schichten ist überall sehr gross. Der gleiche Typus des Granitgneises lässt sich konstant von einem Steinbruch zum anderen der ganzen Zone nach verfolgen, so dass die Ausbeute des Gesteins relativ unbeschränkt ist. Das Gestein verhält sich in Folge seiner Frische immer günstig gegen äussere Einflüsse. Die vorwiegend grössere Härte seiner Komponenten lässt es gegen die Abnutzung ausserordentlich widerstandsfähig erscheinen. Die Kapillarität ist meist ausserordentlich gering, so dass weiterhin relativ gleichmässige Druckfestigkeit und Frostbeständigkeit resultiert. Da alle Mineralien, die die Verwitterung begünstigen, im Gestein fehlen (wie Pyrit usw.), so ist auch in dieser Hinsicht das Verhalten als günstig zu bezeichnen. Die Druckfestigkeit ist parallel zu den Gesteinsplatten nur wenig kleiner als senkrecht dazu, während die Druckfestigkeit im nassen Zustande der Gesteinsplatten um ungefähr ein Viertel bis ein Fünftel herabgemindert erscheint.

Petrographisch ist es überall der gleiche graue porphyrtartige Zweiglimmergranitgneis, der abgebaut wird. Er ist immer gut polierbar. Die Textur ist lentikular bis schiefzig. Im Süden (in der Gegend südlich Biasca) ist jedoch diese Schiefzigkeit nur undeutlich zu erkennen. Die Struktur ist überall granoblastisch bis blastogranitisch. Die Kataklase ist nirgends bedeutend. Sie ist auf diejenigen Gebiete beschränkt, in denen das Fallen variabler ist. Es handelt sich nirgends um Klüfte, die in einen Zusammenhang mit der Intrusion des granitischen Magmas zu bringen sind. Die Streichrichtung der Klüfte ist durchaus variabel. Wo sie erscheinen, stehen sie mit der Lokaltektonek im Zusammenhang. Die Korngrösse der einzelnen Gemengteile des abgebauten Gebietes ist mittel- bis grobkörnig.

Es bleiben noch kurz die Resultate der technologischen Untersuchung der Eidgenössischen Materialprüfungsanstalt in Zürich, die

diese Gesteine betreffen, zu erwähnen. Bei allen Gesteinen der in Frage kommenden Zone zeigte sich keine grosse Verschiedenheit in den gefundenen Daten. Das spezifische Gewicht schwankt zwischen 2.62 und 2.71; das Raumgewicht zwischen 2.55 und 2.64. Die absolute Porosität zeigt die grössten Unterschiede (zwischen 0.4 und 6 %). Die Wasseraufnahme kann bis 0.6 % des Steingewichtes ausmachen. Die scheinbare Porosität schwankt zwischen 0.55 und 1.57 %. Die Höhe der abgebauten Schicht im Sandstrahlgebläse pro Zeiteinheit variiert zwischen 0.03 mm und 0.2 mm. Die Abnutzung ist am grössten bei feinkörniger Struktur. Die Druckfestigkeit schwankt senkrecht zum Lager zwischen 1300 bis 2100 kg pro cm², parallel zum Lager zwischen 1250 bis 1980 kg pro cm². Im nassen Zustande der Gesteinsplatten ist sie zwischen 1000 und 1800 kg pro cm².

Alle die vorerwähnten Eigenschaften lassen den Granitgneis der Leventinadecke, der in den Steinbrüchen abgebaut wird, als einen für viele Zwecke guten Baustein erscheinen.

Die Gesteine der Mulde über der Leventinadecke

Die Muldenzone, welche die Leventinadecke von den darüberliegenden Decken trennt, hat einen petrographisch mannigfaltigen Charakter. Das südliche Ende im Untersuchungsgebiete ist der Peridotit von Loderio mit seinen umgebenden Paragneisen. Knetgesteine, Granitdisthenstaurolithglimmerschiefer, quarzreiche Gneise, Triasquarzite bilden weiterhin die Grenze. Dolomite, kalkhaltige Silikatgesteine und prachtvolle Marmore sind für die nördlichste Muldenzone typisch. Es ist ein klassisches Beispiel einer tektonischen Grenze in einem Gebiete, wo die Überschiebung kräftig vorwärtsstiess.

Die basischen Eruptiva von Loderio

Sie sind die Grundlage einer eingehenden Monographie von L. HEZNER geworden. Das Material dazu ist der grossen Trümmerhalde unter diesem Vorkommen entnommen. Es ist mir gelungen, ausser dem Peridotit- und Amphibolitstock, die auch ihr schon bekannt waren, das Anstehende der Kontaktgesteine zu finden, wobei zu den schon von L. HEZNER erwähnten Typen neue hinzukamen. Diese Kontaktzone ist prachtvoll aufgeschlossen in ca. 800 m Höhe über dem Amphibolitstock südlich des Peridotites. Alle Übergänge der einzelnen Kontaktgesteine ineinander sind hier deutlich zu erkennen. Diese Kontaktzone schliesst an dem darüberliegenden

Simanogneis scharf ab, ist also von jenem unabhängig. Von oben nach unten lässt sich folgendes Profil festlegen:

ca. 1—1½ m

	Simanoorthogneis, lagig
ca. 1—1½ m.	Biotitschiefer
	Chloritschiefer
	Talk-Strahlsteinschiefer
	Talk-Grammatitschiefer
	Hellgrüne Strahlsteinschiefer
	Dunkelgrüne Strahlsteinschiefer
	Talk-Strahlsteinschiefer
	Chloritschiefer
	Biotitschiefer
	Amphibolit ca. 80 m.

Die relativ dünne Zone fiel naturgemäss der Umwandlung eher anheim, doch nie so, dass sich chemisch und mineralogisch das Ursprungsgestein gänzlich negieren liesse. Der Hauptperidotitstock zeigt an seiner Grenze die gleichen Umwandlungserscheinungen, wenn auch in verringertem Masse. Wir können also die Tatsache erkennen, dass der Peridotitstock sich in einem tektonisch höheren Niveau befindet als der Amphibolit. Dieser Amphibolit ist mächtiger als der Peridotit und zeigt seinen ursprünglichen Charakter nicht mehr. Beide Gesteine sind kieselsäurearm und besitzen nur 38 % SiO₂. Es liegt kein Grund vor, anzunehmen, dass zwei verschiedene basische Intrusionen mit gleichem Kieselsäuregehalt zufällig aufeinander zu liegen kamen, umso mehr als dieser Kieselsäurewert für den Amphibolit eine Anomalie bedeutet. Sie können sehr wohl der gleichen Intrusion angehören, wobei eine Differenzierung in einen ursprünglich peridotitischen (inneren Kern) und gabbroiden Zweig (Hülle) erfolgte. In diesem Falle lässt es sich erklären, dass der Amphibolit keine primären Merkmale mehr aufweist, während der Peridotit nur zum Teil umgewandelt wurde. Der Einschub der Simanodecke bewirkte hier wie auch anderwärts Rückfaltung, wodurch sich die jetzige höhere Lage des Peridotites ergibt. Die Amphibolite zeigen an ihrer unteren Grenze eine Differenzierung, die sich im Auftreten von aplitischen Adern äussert. Gegen die Leventinadecke folgen prachtvoll gebänderte Granathornblendegneise. Mit den darauf folgenden Biotitgranatgneisen dürften sie Relikten der ursprünglichen Sedimenthülle der Leventinadecke entsprechen. Es ist anzunehmen, dass das Alter der basischen

Eruptiva von Loderio in die Zeit zwischen Perm und Trias fällt. Auf jeden Fall sind sie älter als tertiär; denn der Einschub der Simanodecke erfolgte deutlich später als die Intrusion des basischen Magmas.

Im Dünnschliff wurden die folgenden Typen untersucht:

Epidotamphibolit

Makroskopisch ist es ein dunkelgrünes massiges Gestein, aus dem einzelne Biotitschüppchen hervortreten.

Die Hornblende ist unter dem Mikroskop dunkelgrün mit einem Stich ins Bläuliche, stumpfprismatisch mit häufiger paralleler Anordnung der Individuen. Der Plagioklas füllt die Zwickel dazwischen aus; er zeigt meist ein frisches Aussehen. Der farblose Epidot kommt in elliptischen Formen und in Aggregaten in- und ausserhalb der Hornblende vor. Alle drei Gemengteile sind ihrer Ausbildung nach gleichwertig und die Produkte einer völligen Umkristallisation. Bemerkenswert erscheint noch der Titanitgehalt, der meist dort deutlich ist, wo der Epidot als Hauptgemengteil auftritt.

Granat-Hornblendegneis

Makroskopisch tritt er als feingebändertes Gestein an der unteren Grenze des Amphibolites auf. Die Schnüre bestehen aus dünnen Lagen von Hornblende. Zwischen zwei Hornblendelagen ist eine breitere helle granatreiche Zone, die dem Gestein ein charakteristisches Aussehen gibt. Das Gestein gehört der bereits erwähnten Übergangszone vom Amphibolit in den umgebenden Paragneis an. Der Amphibolit zeigt in seiner äusseren Zone deutlich saure Abspaltungsprodukte. Ein Teil davon dürfte auch die oben genannten Gesteine injiziert haben. An einzelnen Stellen ist dies deutlich zu erkennen, so z. B. in der steilen Felsschlucht südlich des Amphibolites. Die Adern erreichen z. T. eine Mächtigkeit von mehreren Dezimetern und sind meist längs Schichtfugen in das Paragestein eingedrungen. Die hellen granatreichen Zonen entsprechen aber wohl zum grössten Teil primärem Schichtwechsel.

Das Mikroskop zeigt, dass der Biotit, der in brauner und olivgrüner Farbe, meist quer zu den Zügen von Hornblende und Granat, vorkommt, seinerseits Chloritisierung und Hornblendesierung aufweist, wobei im Kern der ursprüngliche Biotit erhalten blieb. Ob es sich hier um Reste einer früheren texturellen Anordnung handelt, ist nicht mehr zu entscheiden, aber durchaus möglich. Der blassrosa Granat zeigt die typische Rhombendodekaederform und ist wie die

Hornblende in Zügen angereichert. Hornblende und Glimmereinschlüsse sind im Granat häufig, wobei der oft etwas dunkler gefärbte Kern einschlussreicher ist als die Hülle. Es ist anzunehmen, dass der ursprüngliche Biotit bei der Kontaktmetamorphose grösstenteils verbraucht wurde. Der Epidot, in vielen kleinen ovalen Körnern auftretend, bevorzugt die Grenzzone zwischen Hornblende und Granat. Er scheint das Resultat eines Stoffaustausches zu sein.

Peridotit

Der Peridotit ist in allen Stadien der Umwandlung vorhanden. Vollständig frischer Peridotit ist kaum mehr da. Im allgemeinen handelt es sich um ein massiges dunkelgraublaues Gestein, aus dem makroskopisch erkennbare spiessige Individuen von Grammatit hervortreten. Nach den Befunden von L. HEZNER ist Grammatit primär. Bisweilen tritt auch eine anthophyllitische Hornblende in Erscheinung, doch tritt diese gegen den Grammatit stark zurück. Häufig sind Rutschflächen von reinem Serpentin zu beobachten.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass die Risse im Olivin meist serpentiniert oder mit Magnetit ausgefüllt sind. Der Talk, der die Grundmasse bildet, ist aus dem Augit entstanden, der als seltenes Relikt noch angedeutet ist. Der Antigorit ist in breiten, einfach begrenzten Schüppchen regelmässig in der Grundmasse eingestreut. Ihn umschliessend findet man vielfach eine helle, schmale Zone von indigoblauer Interferenzfarbe. Möglicherweise handelt es sich um Pennin. Die Erze, die hauptsächlich an Stellen grössten Stoffaustausches angereichert sind, müssen bei der Umwandlung der Olivine und Pyroxene gebildet worden sein. Der Grammatit ist am relativ frischesten, doch ist auch hier eine beginnende Asbestisierung schon angedeutet, die dann am Rand des Peridotitstockes sogar makroskopisch zu erkennen ist.

Nachfolgende Kontaktgesteine, die als exogene Umwandlungsprodukte des Peridotites mit dem überliegenden Simanogneis anzusehen sind, mögen hier festgehalten werden.

Biotitschiefer

Das Gestein besteht nur aus einem grobblättrigen schwarzen Biotit; in grössere Biotite sind dabei kleinere eingeschlossen. Die Biotite sind häufig bis 3 cm gross. Im Dünnschliff erscheinen sie in hellbrauner, schwach pleochroitischer Farbe. Andere Gemengteile sind nicht zu erkennen, doch ist eine Chloritisierung des Biotites angedeutet. Der Chloritschiefer, der in unmittelbarer Nähe des Biotitschiefers vorkommt, ist wohl sein Umwandlungsprodukt.

Der Chemismus des Biotites zeigt folgende Werte:

Biotit aus Biotitschiefer vom P. 800 ob Loderio

Anal. J. JAKOB

SiO ₂	39.70	si	73
TiO ₂	2.23	ti	3
Al ₂ O ₃	16.33	al	18
Fe ₂ O ₃	1.95		
FeO	8.70	fm	72
MnO	.08		
MgO	20.04		
CaO	.00		
Na ₂ O	.48	alk	10
K ₂ O	7.81	k	.91
H ₂ O	2.67	mg	.78
	99.99		

Die chemische Analyse zeigt, dass der Biotit den normalen Chemismus besitzt.

Talk-Strahlsteinschiefer

Dieses prachtvolle Gestein besteht aus einer weissen talkigen Grundmasse, in die bis 10 cm lange hellgrüne unorientierte Strahlsteinprismen eingebettet sind. Dieser Strahlstein ist zum Teil verbogen, und zwar so, dass das eine verbogene Ende nach rückwärts (gegen Süden) abgebogen ist. Je spärlicher der Strahlstein vorkommt, umso grösser sind die einzelnen Individuen.

Im Mikroskop ist der Strahlstein apfelgrün, langprismatisch ohne Endbegrenzung. Häufig ist er parallelfaserig aggregiert. Talk bildet das wirre filzige Grundgewebe, in das fleckige Penninschüppchen eingelagert sind, die wiederum Grammatitnadeln führen. Biotit und Grammatit kommen auch vereinzelt im Grundgewebe vor. Magnetit in kleinen Oktaedern ist häufig.

Die Analyse eines Talk-Strahlsteinschiefers von Loderio ergab folgende Niggli-Werte:

si 113; al 0.3; fm 96.2; c 3.5; mg 0.90.

Gegenüber dem Peridotit, dessen Umwandlungsprodukt das Gestein darstellt, ist eine Kieselsäurevermehrung von ca. 18 % zu konstatieren, die nötig war, um den Olivin in Talk umzuwandeln. Die Kieselsäurevermehrung hat ihre Ursache wohl im Stoffaustausch mit dem darüberliegenden Simanogneis.

Talk-Grammatitschiefer

Dieses Gestein schliesst an obiges unmittelbar an, ist aber

nicht durchgehend zu erkennen, sondern in kleinen Fetzen an bevorzugten Lagen vorhanden.

Der feinfaserige Talk liegt zwischen langen, faserig bis büscheligen Nadeln von Grammatit. Dieser Grammatit ist ohne Zweifel der primäre Grammatit des Peridotites. Auch der Olivin ist mikroskopisch noch zu erkennen, während der Augit vollkommen talkisiert ist. Dies setzt eine Kieselsäurevermehrung voraus, die durch das Austreten von MgO und FeO bewerkstelligt wurde (Magnesit, Strahlstein und Magnetitbildung). Dieser Typus lässt den Übergang zum Peridotit also deutlich erkennen.

Der *helle Strahlsteinschiefer* besteht aus hellgrünen feinen Nadeln von Strahlstein, die wirr durcheinanderliegen und dem Gestein einen massigen Habitus geben.

Der *dunkle Strahlsteinschiefer*, der sich daran anschliesst, zeigt ein gröberes Gefüge als der helle und ist auch dickstenglicher. Zuweilen wechseln Bänder von feinerem mit solchen von gröberem Gefüge. Ein beschränkter Gehalt an hellbraunen Biotiten ist ihm eigen. Ohne Zweifel rührt die dunklere Farbe des Strahlsteins von dem grösseren Eisengehalt her.

Die Analyse des hellen Strahlsteinschiefers zeigt folgende Niggli-Werte:

si 89; al 2; fm 78.5; c 19.5; mg 0.84.

Das Gestein ist also alkalifrei. Der Strahlstein dürfte durch die bei der Talkisierung des Peridotites freiwerdenden CaO- und SiO₂-Komponenten gebildet worden sein. Die Werte sind denen des Strahlsteinschiefers der Val Gorduno durchaus analog; nur zeigt dieser eine etwas grössere c-Komponente; dagegen hat fm schwach abgenommen (FeO 3.50 %).

Die Zunahme von Al und FeO im dunklen Strahlsteinschiefer beweist folgende Analyse (Analytiker: L. Hézner):

SiO ₂	46.48	si	87
TiO ₂	.33		
Al ₂ O ₃	8.29	al	9
Cr ₂ O ₃	.24		
Fe ₂ O ₃	3.94	fm	65
FeO	8.00		
CaO	11.21	c	23
MgO	16.52	alk	3
K ₂ O	.85	mg	.78
Na ₂ O	1.17	k	.3
H ₂ O	.25		
Glühverlust	2.34		
	99.62		

Der dunkle Strahlsteinschiefer besitzt also noch Alkalien. Der Eisengehalt ist, wie schon angedeutet, im Strahlstein zu suchen. Es ist deshalb erklärlich, dass der Magnetitgehalt, der sonst durchwegs deutlich ist, gerade hier fehlt. Der dunkle Strahlsteinschiefer mag in seiner Entstehung in weitgehendem Masse von dem Stoffaustausch mit dem Amphibolit abhängig gewesen sein. Der helle Strahlsteinschiefer hingegen verdankt sein Vorkommen mehr der Differenzierung der Stoffverbindungen des Peridotites.

Zum Vergleich mögen hier noch die Analysen des Peridotites und Epidotamphibolites, die L. HEZNER publizierte, erwähnt werden:

Der Peridotit zeigt folgende Werte:

SiO ₂	40.77	si	59
Al ₂ O ₃	2.13	al	2
Cr ₂ O ₃	.66		
Fe ₂ O ₃	4.03		
FeO	4.48	fm	97
CaO	.71	c	1
MgO	40.38	mg	.9
H ₂ O	.11		
Glühverlust	<u>6.96</u>		
	100.23		

Der Epidotamphibolit dagegen zeigt folgendes:

SiO ₂	38.03	si	71
TiO ₂	2.38		
Al ₂ O ₃	17.65	al	20
Fe ₂ O ₃	5.91		
FeO	7.72	fm	47
MnO	.05		
CaO	14.52	c	29
MgO	9.40	alk	4
K ₂ O	.92	mg	.56
Na ₂ O	1.46	k	.4
H ₂ O	.23		
Glühverlust	<u>1.34</u>		
	99,61		

Aus den beiden Analysen ist erklärlich, weshalb in der Kontaktzone Gesteine auftreten, die nicht nur als reine Umwandlungsprodukte des Peridotites angesehen werden können. Die hauptsächlichsten Stoffe, die ein Kontaktgestein als ein nicht ausschliessliches Umwandlungsprodukt des Peridotites erkennen lassen, sind

im Epidotamphibolit vorhanden, z. B. CaO , Al_2O_3 und Alkalien. Die Kontaktzone repräsentiert also eine Stoffverbindung sowohl des peridotitischen als auch des gabbroiden Magmas. Möglicherweise entspricht die Zone einer ursprünglichen Übergangsfacies der beiden Magmen. Was die Bildung dieses einzigartigen Kontaktes begünstigte, war jedenfalls der Austausch mit den Gesteinen der Simanodecke, die für die dazu notwendige Kieselsäurezufuhr verantwortlich sind.

Die Gesteine nördlich von Loderio

Dolomit (Rauhwacke)

Es ist ein braungelbes, stark löcheriges Gestein, in dem sich eckige Bruchstücke von Paragneisen befinden. Diese sind ohne Zweifel tektonisch eingeschleppt worden. Die tektonische Bearbeitung ist überdies diesem Gestein deutlich anzusehen. Im Mikroskop zeigt sich ein verwitterter Dolomit, in dem einzelne Quarz- und Sericitnester eingelagert sind.

Calcitmarmor

Dieser prachtvolle weisse massige Marmor ist vereinzelt in der nördlichsten Muldenzone aufzufinden. Die chemische Untersuchung zeigte, dass er aus fast reinem CaCO_3 besteht. Das verhältnismässig spärliche Auftreten der Marmore und der darunter liegenden Quarzite ist auf tektonische Ausquetschung zurückzuführen. Die Marmore reichen am wenigsten weit nach Süden, während die Quarzite noch mehrere Kilometer weiter aushalten, bis schliesslich nur noch Paragneise in der Muldenzone vorkommen. Es ist dies das typische Bild einer Mulde in der penninischen Zone des Tessins. Im erwähnten Falle bleibt es dabei fraglich, ob die Marmore zur Trias zu rechnen oder ob sie jünger oder älter sind. Wahrscheinlich ist das letztere anzunehmen.

Kalkhaltige Silikatgesteine

Makroskopisch treten sie als massige grauweisse Gesteine auf. Das Karbonat ist z. T. lokal angehäuft, z. T. regelmässig im Gestein verteilt. Hin und wieder gibt ein reicher Gehalt an teilweise bunt angelaufenem Pyrit dem Gestein ein besonderes Gepräge.

Während es sich im vorliegenden Typ um ein kalkhaltiges Silikatgestein handelt, bei dem die mechanische Verknüpfung des

Karbonats mit dem Silikatgestein (Leventinagneis) deutlich ausgeprägt ist, lassen sich Typen erkennen, in denen das Karbonat nur vereinzelt und in einzelnen Linsen zerstreut vorkommt.

Wie die Beobachtung im Mikroskop und an Ort und Stelle deutlich zeigt, haben wir es mit einem mechanisch infiltrierten Orthogestein zu tun, und zwar mit dem Leventinagneis. Nur ein kleiner Teil des Plagioklases wurde umgewandelt, alle anderen Gemengteile dagegen nicht. Die mechanische Verknetung zeigt sich scharf am mechanischen Kontakt mit Karbonat. Je weniger Karbonat im Gestein vorhanden, um so weniger wird der Orthocharakter des Gesteins verwischt.

Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas bilden das durch Kataklyse meist zu isometrischer Ausbildung tendierende Gefüge, aus dem relativ selten grössere Kalifeldspäte hervortreten. Die meisten derselben sind stark der Sericitisierung anheimgefallen, wie aus dem starken Sericitgehalt, insbesondere in der Nähe kleinerer Kalifeldspäte, ersichtlich ist. Karbonat ist nur noch spärlich zwischen die anderen Gemengteile eingestreut. Orthit mit einer Hülle von Klinozoisit ist hier erhalten geblieben.

Diese kalkhaltigen Silikatgesteine verdanken ihre Bildung nicht Eruptivkontakten, sondern tektonischen Vorgängen zwischen Marmor und Orthogesteinen der Leventinadecke. Sie bilden Übergangsstufen zwischen den beiden, in der alle Grade mechanischer Infiltration zu erkennen sind.

Knetgesteine

Es sind dies graue bis grünliche, stark kataklastische Gesteine, an denen makroskopisch nur zu erkennen ist, dass eckige Gesteinsfetzen in einem kalkreichen brecciösen Bindemittel eingebettet und damit verknetet sind. In einem Falle wurde ein faustgrosses Quarzstück darin gefunden. Vereinzelt zeigt das Gestein deutliche kataklastische Schieferung mit Rutschflächen.

Das Gestein ist von einem in sich parallel verlaufenden Scherflächensystem durchsetzt, das durch neugebildeten Chlorit, Sericit und Limonit repräsentiert wird. Die Zone zwischen diesen später entstandenen Gleitflächen ist ein stark kataklastisches, feines und gröberes Gemenge von Karbonat, zersetztem Feldspat und Quarz. Die Mineralien sind dabei intensiv miteinander verknetet, so dass es fraglos erscheint, dass wir es hier mit einem Gestein zu tun haben, das einer intensiven Beanspruchung ausgesetzt war, ohne

dass eine bemerkenswerte Umkristallisation eintrat. Senkrecht zu den Scherflächen zeigen sich unverheilte Risse, die als das Resultat kleiner epigenetischer Bewegungen parallel zur Neigung der Gesteinsschichten angesehen werden müssen. Das Gestein selbst ist wohl ein bündnerschieferhaltiges Knetgestein.

Epidotquarzit

Dieses Gestein stellt einen Nebentypus des reinen weissen Quarzites dar und ist also genetisch und stratigraphisch diesem gleichzusetzen. Ausser klarem Quarz, der deutlich kataklastisch ist, zeigen sich Züge von sehr gut kristallisiertem, stengeligem Epidot (meist Pistazit). Dieser Epidot ist mit stark pleochroitischem grünem Biotit und Chlorit verwachsen. Letztere beiden Mineralien treten auch in selbständigen Zügen auf. Die Bildung des Epidotes, Biotites und Chlorites hängt ohne Zweifel mit den ursprünglich vorhandenen Karbonaten zusammen. Es dürfte sich also um ein Gestein handeln, das die Grenze gegen den Dolomit repräsentiert. Dass dieser nicht mehr vorhanden ist, ist bei der gewaltigen Metamorphose, die diese Muldenteile durchgemacht haben, durchaus verständlich. Die quarzreichen Gesteine und die Relikte des dolomitischen Materials wurden in Hornblende und Epidotgesteine umgewandelt, die dann meist die Grenze bilden.

Weitere Typen sind:

Epidot-Hornblende-Biotitgneis

Dieser Gneis, der meist schiefrig ausgebildet ist, zeigt sich überall in der Muldenzone über der Leventinadecke. Makroskopisch durch eine braungrüne Farbe (bei stark wechselndem Habitus) ausgezeichnet, lässt sich eine kurzprismatische grünliche Hornblende erkennen, die im allgemeinen in der Schieferungsebene liegt. Der porphyroblastische Biotit scheint hingegen in allen Lagen vorzukommen.

Epidotführender Biotitgneis bis Biotitschiefer

Es ist dies ein bräunliches schiefriges feinkörniges Gestein mit dominierendem Biotitgehalt. Der Epidot ist meist nur undeutlich erkennbar. Turmalin tritt lokal in grösseren Mengen auf. Das Mikroskop zeigt ihn mit dem typischen Basisschnitt und ausgezeichnete isomorpher Schichtung, wobei das Verhältnis der Radian der Zentralpartien zu denen der Randpartien ca. 5 : 1 ist.

Hornblende-Biotitgneis

Ein massiges, hellgrün bis grauweiss gesprenkeltes Gestein mit regelmässig eingestreuten Biotiten ist der Vertreter dieses Typus.

Die durchwegs kurzstengelige, hellgrüne Hornblende ist regelmässig im Gestein verteilt. Quarz und Plagioklas bilden das granoblastische Grundgefüge. — Folgendes mag hier noch Erwähnung finden: Quarzklüfte, die senkrecht zur Schieferung das Gestein durchziehen, sind durch Scherflächen verworfen und zwar in dem Sinne, dass immer der nächst höhere Teil nach Norden vorgeschoben ist. Dies ist oberhalb Sovaisa in der grossen Runse südlich davon zu erkennen. Es dürfte dies als geschwächtes Abbild des Vorrückens der oberen penninischen Decken gedeutet werden.

Lagige dunkelgrüne

Amphibolite und Hornblendegneise

sind damit verbunden.

Die Hornblende ist dabei dunkelgrün und liegt z. T. in der Schieferung. Biotit ist an die Nähe von Hornblende gebunden. Die hellen Gemengteile bilden das gut erhaltene, isometrische Zwischengefüge. Der Biotit tritt makroskopisch als hellbraune, regelmässig eingestreute Schüppchen aus dem Gestein hervor.

Sehr schön kristallisationsschiefrig sind die hornblendereichen biotitfreien amphibolitischen Gesteine.

Zuweilen zeigen sich in diesen amphibolführenden Gesteinen granat- und biotitreiche Schmitzen.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass ein gestreckter Granat dort in den Biotitzügen zu finden ist, wo eine Unterbrechung derselben erfolgt. Die genetische Beziehung zwischen Biotit und Granat ist deutlich. Die Risse des Granates sind von Chlorit ausgefüllt, der durch die Umwandlung des Granates entstanden ist. Der Granatbiotitgneis nimmt zuweilen selbständigen Charakter an und bildet dann auf kurze Strecken die Deckengrenze. Der Mineralbestand ist gleich dem oben skizzierten, nur dass noch Muscovit-Sericit auftreten. Im weiteren zeigt sich mikroskopisch vereinzelt eine höchst merkwürdige poikiloblastische Struktur, wobei reihenförmig angeordnete Granathorizonte in schattenhaft verzwilligten Plagioklas eingebettet sind, der zweifellos hier am Ende der Faltung gebildet wurde. Makroskopisch lässt sich auch eine nach Süd schauende

Rückfaltung, die durch Biotitlagen deutlich wird, erkennen. Sie ist zweifellos dem Vorstoss der Simanodecke zuzuschreiben.

Granat-Disthen-Staurolith-Glimmerschiefer

Dieses schöne Gestein tritt vereinzelt in der Val Blenio unter der Simanogneisplatte als Fenster hervor. Es ist ein schiefriges Gestein, das bis 1 cm grosse Granate und wirr eingelagerte, bis 5 cm grosse, bläuliche Disthenindividuen führt. Dicke Staurolithprismen kommen dazwischen vor. Zwillinge nach (032) und (232) sind dabei nicht selten. Die Glimmer markieren meist die Schieferung.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass der porphyroblastische Staurolith in Fetzen aufgelöst ist, wobei Quarz das Füllmittel darstellt. Die Lage der abgeplatteten Quarzkörner ist dabei in einem spitzen Winkel zu Biotit. Parallelverwachsungen von Staurolith mit Disthen wurden beobachtet; letzterer ist aber meist besser erhalten. Der Granat ist in bestäubten rundlichen Individuen haufenweise angeordnet. Disthen und Staurolith entsprechen ohne Zweifel einer ersten Bildung, wobei der instabilere Staurolith der weiteren Metamorphose stärker anheimfiel als der Disthen. Der reichlichere Magnetitgehalt mag teilweise dieser Umwandlung des Staurolithes zuzuschreiben sein.

Alle vorliegenden Gesteine von den Epidotquarziten bis zur eben erwähnten Gesteinsvarietät deuten auf Derivate tonig-mergeliger Sedimente hin, die zum grössten Teil älter als Trias sind.

Die Lucomagnodecke

Die Gesteine der Lucomagnodecke sind petrographisch un-
gemein mannigfaltig. Keine Gesteinsserie zeigt auf weite Strecken das gleiche Bild; petrographisch verschiedene Schichten gehen meist nach kurzer Distanz ineinander über. Ihre Ausmasse sind sehr schwankend, von feinen dezimeterbreiten Repetitionsschichtungen bis zu hunderten von Metern Mächtigkeit. Die Mächtigkeiten im Streichen variieren stark; auch kleine knollenförmige Anschwellungen einzelner Schichten sind zahlreich. Ausserdem stösst die Einteilung in Para- und Orthogesteine auf enorme Schwierigkeiten. In zahlreichen Fällen ist eine Bestimmung der Ursprungsfacies an Ort und Stelle eine Unmöglichkeit. Nur intensives Verfolgen der Übergänge der einzelnen Gesteinsserien konnte die Anhaltspunkte zur petrographischen Nomenklatur liefern. Es versteht sich deshalb von selbst, dass eine solche nur im Grossen gefunden werden konnte, und in dem Sinne habe ich versucht,

geologisch und petrographisch zugleich zu kartieren, d. h. den Zusammenhängen zwischen Petrographie und Stratigraphie nachzugehen. Eine Betrachtung nach diesen Gesichtspunkten hat den Vorteil, dass die genetischen Verhältnisse einer Decke besser erfasst werden können. Das Zusammenwirken zwischen kleintektonischen Verhältnissen und Mineralbestand ist ein weiterer Hinweis, in welcher Richtung die Beobachtungen gemacht werden müssen.

Folgendes Schema mag zur Orientierung über die angetroffenen Verhältnisse dienen:

1. Paragesteine präcarbonischen bis postcarbonischen Alters, die vorwiegenden sedimentären Gesteine der Decke darstellend.
2. Mischgesteine, Paracharakter überwiegend. Oft ein fraglicher Gehalt von Eruptivmaterial.
3. Lagengneise, Orthocharakter vorherrschend. Meist die Lakkolithen umhüllend, Paragneisefetzen mit reichlicher Turmalinimprägnierung einschliessend.
4. Orthogesteine, herzynischen Alters, lakkolithförmig-porphyrisch, gangartig-aplitisch.

Die Paragesteine (1. und 2.) sind vorherrschend; gegen sie treten die Orthogesteine stark zurück und sind hauptsächlich auf das nördlichste Decken-Gebiet westlich und östlich der Tessinerkulmination beschränkt.

Die carbonischen und postcarbonischen Paragesteine

Diese sind hauptsächlich im Gebiete östlich der Tessinerkulmination aufgeschlossen. Aber auch an anderen Orten sind sie vereinzelt anzutreffen. Das Carbon ist durch schwarze kohlehaltige Granatphyllite ausgeprägt, während im Perm die quarzreichen Gesteine vorherrschen.

Kohlehaltige Granatphyllite und Granat-Biotitphyllite

Es sind dies meist schwarze phyllitische Gesteine mit einem reichlichen Granat- und Magnetitgehalt. Stark geschieferte und gefaltete Varietäten sind häufig. Die Granate und Magnetite sind vorzugsweise an Faltenscheiteln angereichert. Nach oben geht der Granatphyllit in einen schwarzen Granatbiotitphyllit über, mit dem er genetisch verbunden ist.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass der Granat in kleinen und grossen, z. T. idioblastischen Formen unregelmässig verteilte Quarz-

einschlüsse führt, aber fast nie Kohle. Die Kohlenzüge umschmiegen den Granat, der in dem verfalteten sericitischen Grundgewebe liegt. Die Züge kohligter Substanz zeigen diese Faltung nicht in dem gleichen Masse, was darauf zurückzuführen ist, dass sie nicht in der Weise der Faltenbildung Vorschub leisten wie die Glimmerzüge. Die Kohlenzüge scheinen übrigens die ursprüngliche normale stratigraphische Zwischenlage darzustellen; denn nur so ist es zu erklären, dass sie in einzelnen Zwischenlagen fehlen. Betrachtet man die Kohlenzüge genauer, so lösen sie sich in wirre faserige feinverteilte Partikelchen auf. Zuweilen ist daran eine alte verwischte Fältelung zu erkennen, die im spitzen Winkel zur späteren Faltung steht. Eine genaue mikroskopische Untersuchung der stratigraphisch darüber liegenden Gesteine des betreffenden Ortes (SE Punkt P. 2505) zeigt, dass sie die genannte frühere Faltung nicht aufweisen, die sich übrigens vereinzelt auch durch Kreuzfältelung und stärkere Metamorphose kundgibt. Da sich in Verfolgung der gleichen Zone nach Osten die herzynischen Granitgneise befinden, so ist das carbonische Alter dieses Gesteins auch hinsichtlich seiner diesbezüglich genauen stratigraphischen Stellung kaum anzuzweifeln. — Biotit führt als Einschluss die Kohle, in deren Zügen er meist angereichert ist. Diese Kohlenzüge sind im Biotit häufig flexurartig verschleppt. Die angereicherten glimmerreichen Zonen, in denen auch der Biotit vorkommt, sind in neue Falten gelegt. Diese zweite Fältelung ist aber noch unvollkommen ausgebildet, z. T. ist sie an grösseren Quarzen unterbrochen. Der Magnetit ist in jenen Gesteinen angereichert, in denen der Granat zurücktritt, der also wohl in vielen Fällen den Eisengehalt besitzt.

Zusammenfassend können wir also Folgendes erkennen:

1. Verwischte herzynische Faltung (in den Kohlenzügen reliktdisch angedeutet).
2. Alpine Faltung, in der Faltung des Grundgewebes zu erkennen, mit der Tendenz zur Bildung neuer Gleitflächen.

Quarzreiche Zweiglimmerschiefer bis Zweiglimmergneise

Dieser Typus stellt den Übergang vom Carbon zum Perm dar. Makroskopisch ist er meist durch einen grauviolettbräunlichen feinkörnigen Gneis repräsentiert. Die Glimmer erscheinen dabei in Nestern angehäuft. Der Übergang zum Carbon wird durch alternierende Zonen von Carbonschiefer und quarzreichem Gneis angedeutet. Die Carbonzüge zeigen wellige Fältelungen. Charakteristisch für beide Zonen ist der regelmässige Gehalt an Quarz-

geröllen, die einerseits bis ins untere Carbon hinuntergreifen, andererseits auch die prachtvollen konglomeratischen Gneisbänke des untersten Perm bilden. Diese Quarzgerölle sind meist elliptisch: ihr Durchmesser schwankt vorzugsweise zwischen $\frac{1}{2}$ bis 4 cm. Der Turmalin tritt in dieser Zone in prächtig ausgebildeten Formen auf, die auch makroskopisch auffallen. Kristalle bis 3 cm Grösse sind nicht selten; sie sind für das unbewaffnete Auge als tief-schwarze und besonders nesterartig angehäufte Kristalle erkenntlich.

Betrachtet man die Lage dieser im Gesteinsverband als schwarze Bänke hervortretenden Gesteine, so ist an ihrem carbonischen Alter nicht zu zweifeln. Überall, wo sie auftreten, sind sie in der gleichen stratigraphischen Lage an der Basis der quarzreichen Gneise zu finden. Ihr Vorkommen ist jedoch nur lokal; sie bilden Linsen von höchstens 10 m Mächtigkeit, die im Streichen auf kurze Distanz allmählich ausklingen, um dann plötzlich wieder zu erscheinen. Die wichtigsten Carbonlinsen sind an folgenden Orten anzutreffen:

SE von P. 2505 unter dem Molaredolomit, unter Mattengo, am P. 2473 nordwestlich von Alpe Stuollo, bei Aldescio, bei Marolta und Traversa, bei Olivone und südlich von Broenico.

Die quarzreichen Gesteine (Perm)

Diese östlich der Tessinerkulmination häufigen Gesteine zeigen gemeinsam ein starkes Überwiegen des Quarzes über die übrigen Gemengteile. Stratigraphisch und petrographisch ist ihr permisches Alter nicht anzuzweifeln. Die sogenannten „Sojagneise“ sind stark darin vertreten. Folgende Typen konnten unterschieden werden:

Quarzreicher Muscovitschiefer

Makroskopisch sind es grauweisse bis grünlichweisse, psammitische Schiefer, z. T. fein gefältelt.

Das Mikroskop zeigt Muscovit (Phengit) in z. T. grossen Blättchen in sericitischen Lagen. Diese folgen meist Schieferungsflächen. Stauchfalten an grösseren Quarzkörnern sind häufig zu beobachten, wobei die S-Lage sich hinter dem Quarz wieder vereinigt. Die S-Flächenbildung vermochte also die grösseren Quarze nicht zu überwinden. Unverheilte Querrisse senkrecht zu S sind häufig zu beobachten. Sie müssen, wie anderwärts, als Folge post-tertiärer Bewegungen bewertet werden. Epidot kommt in kleinen länglichen, hintereinander gelagerten Individuen vor. Hauptsächlich für das oberste Perm sind diese Epidotzüge charakteristisch. Sie

dürften mit dem allmählichen Wechsel des Charakters der Sedimentation zusammenhängen.

Zuweilen führen diese Gesteine reichlich Erz. Es ist hauptsächlich Pyrit, untergeordnet auch Magnetkies in zackigen Formen, die dann meist dem Scheitel einer Spitzfalte aufgesetzt sind. Auch diese Gesteine sind gefältelt, wobei meist ein Quarzkorn zwischen die Faltenschenkel eingeklemmt ist. Die Orientierung dieses Quarzkornes ist auffallenderweise immer so, dass es ungefähr senkrecht zur Tangente an den Faltenscheitel steht. Es scheint somit, dass der Quarz hier eine Zwischenstellung zu den beidseitigen Faltenschenkeln einnimmt. Im allgemeinen repräsentieren vorliegende Gesteine das obere Perm; gegen unten werden die Typen gneisähnlicher, was sich auch im Mikroskop an der Vermehrung des Albites kundgibt. Im weiteren tritt ausser Biotit Hornblende und Karbonat in den Mineralbestand ein. Zonarer Wechsel in der Sedimentation ist also überall in diesen quarzreichen Gneisen zu beobachten.

Das untere Perm wird durch einen Konglomeratgneis repräsentiert, der im Mineralbestand vom vorstehenden Typus nicht abweicht, wenn auch die Mengenverhältnisse sich z. T. geändert haben. Calcit, Epidot und Pyrit treten häufiger auf. Was aber dem Gestein sein besonderes Gepräge verleiht, sind die gerundeten grossen Quarzite, die Grössen bis zu 10 cm annehmen können. Bemerkenswert ist auch, dass häufig eine Hintereinanderlagerung dieser Gerölle konstatiert werden kann, so dass eine interessante Bänderung resultiert. Die graue quarzreiche Grundmasse zeigt teilweise in schwach angedeuteten Zügen grobe Falten. Dieses Gestein ist weiterhin ausgezeichnet durch eine intensive Imprägnation von Turmalin. Im Gegensatz zu den darunter liegenden Gesteinen tritt dabei ihre idiomorphe Ausbildung stark zurück; dagegen hat die Grösse zugenommen. Turmaline treten meist in knolligen, oft zertrümmerten, gebogenen oder gestreckten Aggregaten auf. Die Länge der Einzelkristalle kann einen halben Meter erreichen. Auch kuchenförmige Aggregate bis zu 30 cm Durchmesser sind keine Seltenheit. Diese Turmalinimprägnierung hängt zweifellos mit Nachschüben der carbonischen Intrusion zusammen. Bei Olivone sind die Turmalin liefernden pegmatitischen Nachschübe in diesem Konglomeratgneis deutlich aufgeschlossen.

Die Grenzzone gegen die Trias hin zeigt deutliche Übergänge zu derselben. Derivate dolomitisch-mergeligen Materials zeigen sich porphyroblastisch in einer quarzreichen körnigen Grundmasse.

Die kontinuierlich abnehmende Korngrösse der Quarze der Permgesteine von unten nach oben findet hier ihren Abschluss. Folgende Typen wurden angetroffen:

Hornblendequarzite

Makroskopisch tritt das Gestein als massige, rotbraun anwitternde Zone am Nordrand der Decke, unmittelbar an den Dolomit angrenzend, hervor. Die Hornblende tritt garbenförmig auf, wobei die Enden der einzelnen Individuen wiederum geteilt erscheinen. Einander durchkreuzende Garben sind häufig. Worauf diese garbenförmige Anordnung beruht, ist nicht mehr festzustellen. Zu denken gibt der Umstand, dass dieselben dort am häufigsten erscheinen, wo die Hornblende als einziger dunkler Gemengteil zwischen den hellen vorkommt.

Granat-Hornblendequarzit

Dieser Typus ist mit dem vorerwähnten genetisch verbunden. Ausser Granat tritt auch Biotit neu als Hauptgemengteil auf. Der Granat zeigt mikroskopisch rundlich lappige Formen mit vielen Quarzeinschlüssen, die gegen den Rand des Granates hin zunehmen. Auch um den Granat ist der Quarz ausserordentlich angereichert. Neben Quarz sind Pyrit- und Biotiteinschlüsse zu erkennen. Etwas Strahlstein ist im Gestein vorhanden. Prächtig tritt dieses Gestein bei Campra auf, wo bis 8 cm lange Hornblendegarben in doppelten Fächern unorientiert im Gestein erscheinen. Granat ist zuweilen der Hornblende aufgesetzt. In Drusen des Gesteins sind schöne Calcitthomboeder zu treffen.

An einzelnen Stellen lässt sich auch ein quarzreicher

Epidot-Albitgneis

erkennen. Makroskopisch ist er von dem gewöhnlichen quarzreichen Permgneis nicht zu unterscheiden. Es handelt sich hier um eine eisenreichere Varietät der Gneisquarzite.

Epidot-Hornblendegneisquarzite

Makroskopisch ist dieses Gestein kaum von dem Hornblendequarzit zu unterscheiden, wenn auch bisweilen ein grösserer Biotitgehalt bemerkbar ist.

Die unmittelbar an den Dolomit grenzende Zone wird häufig durch Gesteine repräsentiert, die schon eine derart intensive Karbonatanreicherung aufweisen, dass ihr vormesozoisches Alter fraglich

erscheint. Sie kommen jedoch noch in unmittelbarem Verband mit oben beschriebenen Gesteinen vor, sodass ich sie noch zu den praetriasischen Gesteinen der Lucomagnodecke zähle.

Epidot-Biotit-Karbonatschiefer

Es ist dies ein graues, schwachschiefriges Gestein. Epidot, Biotit, Karbonat, Quarz und Albit folgen Zügen. Diese Anordnung der Gemengteile in Scherflächen ist möglicherweise der Grund, warum die Bildung von Glaukophan, der hier die nötigen Vorbedingungen zu seiner Entstehung antreffen würde, nicht von statten ging.

Biotit-Strahlsteinschiefer

deutet schon intensivere Umwandlungserscheinungen an. Der Dolomit ergab mit Kieselsäure den Strahlstein, der ein diablastisches Gefüge bildet, in das kleine hellbraune Phlogopite eingestreut sind. Die poikiloblastisch durchwachsene Grundsubstanz ist Oligoklas-Andesin.

Durch Abnahme von Biotit und Plagioklas und Zunahme des Quarzes resultiert ein

Dolomit-Strahlsteinschiefer

Der wirrfaserige Strahlstein zeigt im Mikroskop eine starke Doppelbrechung, also eine starke Anreicherung des Strahlsteinmoleküls. Daneben kommt noch freier Dolomit vor. Quarz und Albit stellen hier das isometrische Grundgefüge dar. Der Strahlstein ist mitunter makroskopisch durch prachtvolle sonnenartige Aggregate angedeutet. Dolomit ist knollenförmig dazwischen vorzufinden.

Karbonatführender Zweiglimmerschiefer

Es sind grau-violette bis grünliche, schiefrige Gesteine, die auf der Schichtfläche häufig Hornblendenadeln führen.

Im Mikroskop zeigt es sich, dass der hellbraune Biotit in zwei Generationen vorkommt, in S-Flächen und quer dazu. Die rudimentären Querbiotite scheinen eine alte S-Lage anzudeuten; sie sind meist ohne Einschlüsse. Nebenbei zeigen sich noch porphyroblastische Querbiotite mit Einschlüssen, die jedoch der gleichen Bildungsphase angehören wie die S-Biotite. Wir treffen sie am häufigsten zwischen den Faltenschenkeln. Die S-Biotite folgen den Falten, wobei in Spitzfalten Polygonalbögen, bei flachen

Falter gebogene Biotite vorkommen. Die dazwischen liegenden Quarzlagen zeigen auf die gleiche Distanz weniger Falten als die glimmerreichen Zonen. Der Muscovit-Sericit zeigt zopfartig gewundene Züge in S.

Ein Nebentyp dieses Gesteins ist der

Karbonat-Biotitschiefer

Es ist ein dunkler karbonatreicher Schiefer. Ein hellbrauner phlogopitischer Biotit (charakteristisch für reichlichen Karbonatgehalt des Gesteins) ist Hauptgemengteil. Er enthält meist noch Magnetiteinschlüsse.

Die Casannaschieferserie
(Unteres Carbon)

Die diese Serie repräsentierenden Gesteine sind wohl die interessantesten in Bezug auf Metamorphose und Mineralbildung. Ihre stratigraphische Lage als Liegendes der Karbonatschiefer ist durchaus eindeutig. Der Grundtypus ist ein Granatglimmerschiefer, in den abwechselnd Staurolith, Disthen und Turmalin als Hauptgemengteil eintritt. Zuweilen kommen zwei oder drei oder auch alle genannten Mineralien zusammen als Hauptgemengteile vor. Allen Typen ist ein Gehalt an Quarzwülsten und eine intensive Durchtränkung mit Turmalin, der meist idioblastisch auftritt, eigen. Das bezeichnendste Gebiet dieser Gesteine ist P. 2505 nördlich von Pizzo Molare.

Granat-Staurolithglimmerschiefer bis Plagioklasgneis

Es sind dies meist bräunliche Gesteine, aus dem obige Gemengteile, z. T. stark porphyroblastisch, hervortreten. Der Granat bildet zuweilen auch faustgrosse Aggregate, die infolge ihrer grösseren Härte stark aus dem Gestein herauswittern. Zusammen mit den bis 10 cm grossen elliptischen Quarzwülsten, die oft den Falten nach ausgezogen sind, erzeugen sie eine grobwarzige rauhe Oberfläche. Nach dem Carbon hin werden die Granate grösser, doch nimmt dafür ihre Idiomorphie ab. Granate bis 3 cm Durchmesser sind dann nicht selten. Hin und wieder ist einer der beiden Gemengteile, Granat oder Staurolith, so stark vertreten, dass er einziger Hauptgemengteil wird. Solche Granat- und Staurolithfelse sind häufig anzutreffen. Ebenso bemerkt man lokal reiche Anhäufungen von Magnetit, Biotit, Chlorit, Muscovit. Auch Bleiglanz ist in quarzreichen Partien nicht selten. Biotit und Muscovit sind in diesen lokalen Anhäufungen immer grobblättrig. Gegen

den untersten Teil der Casannaschieferserie nimmt der Biotit zu, hingegen verschwinden dann plötzlich die Quarzkonglomerate. Kalifeldspat ist nur in den Gliedern vorhanden, in denen Plagioklas stark zurücktritt. Turmalin ist immer der häufigste Übergemengteil und kommt meist in Form idioblastischer Säulchen vor. Eine gewisse zonenartige Imprägnierung mit Turmalin ist nicht zu erkennen. Der Magnetit ist vorzugsweise an Biotit und Granat gebunden.

In einem Schliff ist der Staurolith einziger Hauptgemengteil; Sericit zeigt sich vereinzelt zwischen den idioblastischen Individuen von Staurolith. Ein unter sich paralleles Rissystem im Staurolith ist mit Chlorit erfüllt. Auch makroskopisch sind die bis 5 cm grossen braunen Staurolithidioblasten deutlich zu erkennen.

Der Nebentypus, der statt Staurolith Disthen führt, lässt bei sonst gleichem Mineralbestand mikroskopisch noch folgendes erkennen:

Der Granat kommt porphyroblastisch, z. T. in Zügen angeordnet, vor. Häufig ist er auch idioblastisch mit (110), z. T. aber in vollständig aufgelösten Formen anzutreffen. Die besser entwickelten Granate sind, der Form der Einschlüsse nach zu schliessen, gedreht, wobei die Einschlüsse noch Relikte einer früheren Faltung zeigen. Die Einschlussminerale sind meist Quarz, Turmalin, Staurolith und Rutil. Zoisit als Umwandlungsprodukt ist oft zu beobachten. Gegen den Rand des Granates hin nehmen die Einschlüsse ab, was vermutlich auf Ablösung der wachsenden Porphyroblasten vom Grundgewebe zurückzuführen ist. Die idioblastischen Granate trifft man häufig zwischen die einzelnen Faltenschenkel eingeklemmt; ihre Grösse ist dabei von der Breite der betreffenden Falte abhängig. Als weiteres Moment tritt eine Gleitflächenschar in Erscheinung, welche die während der Faltung entstandenen Granate durchzieht und sich in die äusseren Teile des idioblastischen Granates selbst fortsetzt. Wir haben also eine neue S-Bildung, bevor der Granat fertig gebildet war. Dabei ist deutlich zu sehen, dass die an die Durchdringungsfläche grenzenden Zonen des schon fertig gebildeten Granates zusammengedrückt und verschleppt erscheinen, während die äusseren, später gebildeten Anwachsflächen des Granates diese Erscheinung nicht zeigen. Die Einschlüsse treten in diesem Falle bis an den Rand des Granates. Drei Entstehungsphasen des Granates sind also zu rekonstruieren: 1. der aufgelöste Granat in dem gefalteten Grundgewebe; 2. der gedrehte und später gefaltete Granat, wobei Faltenschenkel der ersten Faltung als neue

S-Lage benutzt wurde; 3. S-Lagen quer zu 2., wobei bei der Faltung dieser S-Lagen Anwachszone an die verschleppten und verworfenen Teile der Granate von 2. gebildet wurden. Auch diese letzte, nur unvollkommen zum Ausdruck kommende S-Lage benutzt die früheren Faltenschenkel zu ihrer Bildung.

Der Disthen kommt meist in aufgelösten Individuen in dem helizitischen Grundgefüge vor; vereinzelt tritt er auch porphyroblastisch als Neubildung auf. Er bevorzugt dabei die zweite S-Lage und ist als gleichzeitige Bildung mit den gedrehten Granaten anzusprechen. Die Glimmer erscheinen an der Steilseite einer Falte angehäuft. Quarz ist häufig in dünnen Lagen zwischen die Glimmer eingeschaltet. Turmalin ist auch hier der häufigste Übergemengteil. In den Granaten konnten vereinzelt auch kleine Goethitschüppchen erkannt werden.

Versucht man die drei erkennbaren S-Lagen zu deuten, so zeigen sich überraschende Analogien mit der Grosstektonik. Diese Deutung lässt sich nur durch eine Berücksichtigung der Orientierung der Gesteine im Felde verbunden mit einer solchen der Dünnschliffe bewerkstelligen. Das Resultat ist folgendes:

1. Erstes S ist S—N orientiert, deutet also Beanspruchung von Süden an.
2. Zweites S ist SE—NW orientiert, Beanspruchung von Südosten.
3. Drittes S ist SW—NE orientiert, Beanspruchung von Südwesten.

Es wird also die Tektonik im Grossen durch die mikrotektonischen Betrachtungen bestätigt.

Dieser Granatdisthenglimmerschiefer ist wohl eines der schönsten metamorphen Gesteine aus der penninischen Zone des Tessins. Seine Hauptverbreitung hat er am P. 2505 nördlich von Pizzo Molare. Es ist ein massiges, schwer verarbeitbares Gestein, aus dem makroskopisch ausser den Quarzknuern nur der leuchtendblaue Disthen in bis 2 cm grossen Individuen und der rotbraune kleine Aggregate bildende Granat hervortritt. Dieser Typus ist überall zwischen den Granatstaurolithglimmerschiefern vertreten. Eine bestimmte Zuordnung zu einem eindeutigen stratigraphischen Horizont ist dabei nicht möglich.

Turmalin-Granatglimmerschiefer

Dieses Gestein tritt in der Casannaschieferserie vereinzelt in kleinen Schmitzen auf. Es stellt die Stellen intensiver Turmalin-

imprägnation dar. Die einzelnen Individuen von Turmalin sind idioblastisch und bis 2 cm gross. Eine Anreicherung in Zügen ist nicht zu verkennen. Grössere Individuen sind gestreckt und zerissen; ihre Eigengestalt wird dann undeutlich. Das Grundgewebe ist meist quarzreich oder phyllitisch.

Der Turmalin zeigt sich im Mikroskop als Porphyroblast. Streckungserscheinungen, die meist W—E-Richtung zeigen, sind daran nicht selten zu erkennen. Der Turmalin bevorzugt gewisse Zonen, in denen er aber unorientiert erscheint. Im Dünnschliff ist er bräunlich bis schmutzigblaugrün. Häufig trifft man in dem mehr bläulichen Turmalin braune Flecken. Dunklere Zonen, in ungefähr $\frac{1}{4}$ Durchmesser von aussen gemessen, sind an den Basischnitten hie und da zu erkennen. Die Turmalinisierung ist zweifellos jünger als die Gesteinsbildung. Als Einschluss kommt im Turmalin nur Rutil und Magnetit vor. Quer durchsetzende Sprünge und Klüfte sind eine häufige Erscheinung. Auch vorhandener Granat zeigt die gleichen Streckungserscheinungen. Auch hier haben wir es mit einem typischen Gestein der Casannaschieferserie zu tun; die Turmalinimprägnierung dürfte mit der herzynischen Intrusion zusammenhängen.

Granat-Disthen-Staurolith-Turmalinglimmerschiefer

Dieses Gestein enthält alle Komponenten, die der Casannaschieferserie ihr Gepräge geben. Makroskopisch weicht es von den Granatstaurolithglimmerschiefern nur insofern ab, als noch vereinzelt blaue Disthene und kleine Turmalinidioblasten hervortreten.

Mikroskopisch bemerkenswert sind haufenförmige Anreicherungen des Granats. Rissysteme, meist mit Chlorit ausgefüllt, die darin zu beobachten sind, scheinen die Tendenz zur isometrischen Kornausbildung anzudeuten. Disthen ist meist porphyroblastisch, z. T. in aufgelösten Formen vorhanden. Kleine Quarze und Granate sind hin und wieder darin zu erkennen, ebenso Relikte von Biotit. Die Biotitlagen weichen im allgemeinen dem Disthen aus, also sind die Biotitrelikte im Disthen Träger früherer Anordnungen. Die Richtung derselben ist nicht mehr zu erkennen, da diese Biotite viel zu klein und zu wenig häufig sind, um eine eindeutige S-Lage rekonstruieren zu lassen. Da Granat auch ausserhalb des Disthens vorkommt, so lässt dies auf eine gleichzeitige Bildung schliessen. Ein verhältnismässig reichlicher Magnetitgehalt (bis zu 6 %) ist in Zügen an Granat und Disthen gebunden.

Die Basis der Casannaschieferserie bildet ein

Disthen-Biotitgneis

Es ist ein braunes schiefriges Gestein, das auf den Schichtflächen häufig bläulichweissen, bis zu 3 cm grossen Disthen führt. Diese Disthene sind deutlich an Gleitflächen gebunden.

Bemerkenswert ist, dass die Disthene in der Casannaschieferserie zum Unterschied der anderen prae- und posttriasischen metamorphen Schiefer in blauen Farbentönen vorkommen, trotzdem sie nicht als Drusenminerale auftreten.

Die praecarbonischen Paragesteine

Diese Gesteine ergeben die am mächtigsten entwickelte Zone der Lucomagnodecke. Sie besteht in der Hauptsache aus braunen Gneisen und Glimmerschiefern mit oder ohne Granaten, Amphiboliten usw. Nach oben gehen sie in die Casannaschieferserie über, nach unten in die Mischgesteinsserie, die ihren Paracharakter trotz etwelchen Beimengungen eruptiven Materials erhalten hat. Diese Zone wird gesondert betrachtet werden.

Zweiglimmergneise (Albit-Oligoklasgneise)

Makroskopisch treten sie als braune bis violette, feinkörnige biotitreiche Gneise in Erscheinung. Die lagenartige Anordnung der Gemengteile ist deutlich ausgeprägt. Der gleiche Typus lässt sich nie über weite Strecken hin verfolgen. Einem unvermittelten Anschwellen der Gesteinsserie kann ein plötzliches Auskeilen folgen, oder auch ein allmählicher Übergang in einen anderen petrographischen Horizont. Das Ausgangssediment scheint demnach einen ziemlich uniformen Charakter besessen zu haben; nur die Produkte der Metamorphose sind verschieden. Demgemäss lässt sich auch keine genauere Facieseinteilung vornehmen. An einem Ort kann das gleiche Gestein den Übergang zu den Mischgesteinen andeuten, an anderen Orten denjenigen nach den Casannaschiefern.

Das Mikroskop zeigt den Glimmer meist in „S“ angeordnet. Knickungen und Schleppungen an Quarzwülsten, die von Glimmer umschmiegt werden, sind häufig. Die Faltenschenkel wurden z. T. von einem neuen Scherflächensystem benutzt. Dies bewirkte oft eine Verschleppung der Falten. Die neue S-Fläche wird durch kleine Biotite charakterisiert; sie ist jedoch meist nur schwach angedeutet. Häufig trifft man Querbiotite zu dieser ersten Schieferungsebene. Dass sie gleichzeitig mit dieser S-Lage gebildet wurden, ist daraus ersichtlich, dass die Querbiotite z. T. in ihrer ganzen Breite von den S-Lagen durchdrungen werden. Einige wenige

Querbiotite dürften auch kurz nach der ersten S-Bildung entstanden sein; denn diese ist dann am Prophyroblasten abgebrochen. Die drei früher angedeuteten Faltungsphasen lassen sich also, wenn auch in geschwächter Masse, bis in die älteren Paragesteine verfolgen; in den Bündnerschiefern finden wir Faltungsphasen, die uns ein beredtes Zeugnis geben von der Zunahme der Metamorphose alpenwärts. Die Anwesenheit von Rudimenten von Granat, Disthen, Staurolith, Epidot, Hämatit usw. lassen deutlich erkennen, dass intensive Umsetzungen stattgefunden haben. Das vorliegende Gestein repräsentiert also einen fortgeschrittenen Grad der Metamorphose. Auf dies weist auch die unverkennbare Tendenz nach Kornverkleinerung und isometrischer Ausbildung der Körner hin.

Als Nebentyp trifft man zuweilen im oben beschriebenen Gestein einen grobflaserigen *Biotitgneis*.

Der Muscovit-Sericit hat stark abgenommen, demgegenüber kann eine starke Anreicherung an Biotit und Epidot konstatiert werden. Makroskopisch und mikroskopisch zeigt das Gestein nicht den feinkörnigen Habitus; dementsprechend ist auch das Korn viel ungleicher. Es mag dies damit zusammenhängen, dass keine so ausgesprochene Gleitflächenbildung in Erscheinung tritt wie dort, wo noch Muscovit-Sericit als Gleitflächenmineral vorkommt. Der Grund muss also letzten Endes im Chemismus liegen, d. h. in einer ursprünglichen Anreicherung der Praecipitate.

Granatgneise und Granatglimmerschiefer

Diese Gesteine sind am verbreitetsten in der ganzen prä-carbonischen Paraschieferserie. Von den Albit-Oligoklasgneisen zeichnet sie ein wesentlich grösserer Gehalt an Granat und ein vereinzelt Zurücktreten von Plagioklas aus. Im Felde sind sie mit den übrigen Zweiglimmergneisen untrennbar verbunden. Deshalb konnten auf der Karte nur die Zonen besonderer Granatanreicherung ausgeschieden werden.

Granat ist z. T. in vielen kleinen Idioblasten mit (110) haufenförmig im Gestein verteilt; er ist dann einschlussarm. Als grösseres Individuum zeigt er nicht die gleichen selbständigen Formen; auch sind parallel S orientierte Einschlüsse häufig, und zwar in dem Sinne, dass diese gegen den Rand des Granates hin zunehmen. Diese Einschlüsse bestehen aus Magnetit, Quarz und Rutil. Häufig trifft man daran die gleichen Verschleppungserscheinungen und Durchdringungen von neuen Gleitflächen wie bei den Granaten der Casannaschieferserie. Diese grösseren Granate sind z. T. nur

in unregelmässigen Formen erhalten geblieben. Sie alternieren dann mit Quarzlagen und machen die Faltung in vermindertem Masse mit. Die kleineren Porphyroblasten zeigen häufig eine Bestäubung der inneren Partien, durch die die Kristallform des Granates angedeutet wird. Die Glimmerzüge der späteren S-Lage sind von diesen Granaten aus auf die Seite gedrängt worden. Die Granaten dürften also am Schlusse der Faltung entstanden sein, worauf auch die Zunahme der Einschlüsse gegen aussen hinweist. Vereinzelt trifft man noch im Kern eines solchen Granates ein Biotitrelikt. Chloritisierung am Rande und in Rissen des Granates ist häufig, zuweilen auch eine Zoisitisierung, die aber meist auf die einschlussreicheren Partien beschränkt bleibt. Relikte früherer Faltung sind auch hier mikroskopisch zu erkennen, wenn man z. B. die Biotitrelikte ausserhalb den ausgesprochenen S-Lagen der Lage nach miteinander verbindet. Daneben trifft man vereinzelt porphyroblastische Querbiotite. Diese Biotite zeigen häufig auch einen grösseren Kohlegehalt.

Es scheint, dass diese Granatgneise gegen die Casannaschieferserie hin zunehmen und allmählich in diese übergehen. Die Granatverteilung wird dabei differenzierter, schlierige Aggregate von grobblättrigem Glimmer wechseln ab mit granatreichen Zügen von glimmerarmen Varietäten. Drusen mit langen blauen Disthenen erfüllt sind in der glimmerreichen Varietät des Granatgneises keine Seltenheit.

Hornblende führender Granat-Biotitgneis

Dieses Gestein zeigt sich meist an der Grenze gegen die Amphibolite. Ausser schwarzem grobblättrigem Biotit ist makroskopisch noch Granat und Hornblende zu erkennen. Der Granatgehalt nimmt dabei gegen die Grenze zum Amphibolit zu. Die Hornblende ist spärlich, aber in gut entwickelten Formen vertreten. Der Typus stellt einen Übergang von den umgebenden Paragesteinen zum Amphibolit dar.

Granat-Epidotgneis

Dieser Nebentypus zeigt bei Abnahme des Plagioklasgehaltes eine Anreicherung an Epidot und Muscovit. Er repräsentiert meist den Übergang der Granatgneise gegen die Granatbiotitgneise und Amphibolite. Es handelt sich dabei, wie bei den übrigen Gesteinstypen der praecarbonischen Serie, um keine durchgehenden Horizonte, vielmehr ist das Gestein das Resultat einer lokalen und der darauf folgenden allgemeinen Metamorphose.

Das Mikroskop zeigt den Quarz als Füllmasse zwischen den übrigen Gemengteilen; z. T. ist er in linsenförmigen Aggregaten vorhanden. Der körnige oder stengelige Epidot markiert in hintereinander gelagerten Individuen die S-Lage. Er ist z. T. stark verunreinigt und zeigt häufig konzentrisch schalige Anwachsflächen von Klinozoisit. Der porphyroblastische Granat ist häufig parallel S ausgewalzt. Vereinzelt ist er zwischen zwei ausgeprägten Falten zu Kumuliten angehäuft. Porphyroblastischer Granat mit Querabsonderungen ist an die flachen Faltenschenkel gebunden. Im allgemeinen trifft man den Granat in den Muscovit-reichen Zügen. Der hellbraune fetzige Biotit weicht z. T. Granat aus, z. T. durchzieht er ihn ungestört. Es ist also gleichzeitige Bildung von Biotit und Granat anzunehmen. Reliktische Querbiotite koinzidieren mit einer quer zur allgemeinen Schieferung orientierten Muscovitlage.

Granat-Chloritgneis

An Stelle dieser obigen Typen trifft man zuweilen einen Granat-chloritgneis, der als Umwandlungsprodukt aus dem Granatbiotitgneis gelten muss. Der Chlorit tritt makroskopisch deutlich hervor. — Einen weiteren Nebentypus stellt ein

Fuchsitphyllit

dar. Es ist dies ein feinschiefriges, meist leuchtendgrünes Gestein. Die Schieferung wird durch die grossen grünen Fuchsitblätter angedeutet, in denen unorientierte Hornblendegarben eingestreut vorkommen; auch Strahlstein ist hin und wieder makroskopisch zu erkennen. Fuchsit ist durch den Nachweis von Chrom deutlich als solcher zu bestimmen. Genetisch ist das Gestein mit der Grenzzone gegen den eruptiven Amphibolit des Passo Berretta und von Grumarone zu verbinden, so dass es unzweifelhaft erscheint, dass er der daran grenzenden, praecarbonischen Sedimentserie entspricht. Das Gestein dürfte also einer mergeligen Zwischenlage dieser Zone gleichkommen, die zudem noch etwelche Beimengung von eruptivem (basischem) Material aufweist.

Das Mikroskop zeigt den porphyroblastischen Fuchsit mit Biotit zusammen entstanden, mit dem er zuweilen auch verwachsen ist. Strahlstein ist langstenglig und polysynthetisch verzwilligt. Diese Fuchsitgesteine sind prachtvoll, südlich der Alpe Laveggia aufgeschlossen.

An Stelle des Amphibolites trifft man zuweilen einen *Biotit-schiefer*, der in linsenförmigen Fetzen in der Grenzzone vorkommt, wo der Amphibolit durch tektonische Ausquetschung fehlt. Nur

kleinere Biotitschlieren treten um Amphibolitvorkommen auf, wobei der allmähliche Übergang von dem Amphibolit zu den umgebenden praecarbonischen Paragneisen deutlich erkennbar ist. Nirgends sind diese Biotitschiefer in unmittelbarem Kontakt mit den eruptiven Amphiboliten des Passo Berretta und Grumarone zu finden, so dass sie, wie die vorstehenden Typen, als Derivat mergeliger Zwischenlagerungen aufzufassen sind.

Der Biotit ist rein, hellbraun und folgt S-Zügen. Mikroskopisch kommt noch als Hauptgemengteil ein langstengeliger Zoisit vor, der bisweilen Verbiegungen zeigt. Das untersuchte Gestein entspricht also eigentlich einem Biotitzoisitgneis, obwohl makroskopisch ausser Biotit und etwas Hornblende keine weiteren Gemengteile festzustellen sind. Vereinzelt lagenartige Quarzzüge sind zuweilen diesem Gestein eigen.

In der Paraschieferserie, die an den Amphibolit grenzt, ist weiterhin ein

quarzreicher Biotitgneis

vorhanden. Dieser Typus ist hauptsächlich an den Amphiboliten des Sobriogrates häufig zu beobachten. Es sind meist grauschwarze, schwachschiefrige, quarzreiche Gesteine mit regelmässig eingestreuten Biotiten, die bis 2 cm gross werden können. Vereinzelt wie am Passo Cavagnago, tritt in dieser Serie ein Gestein auf, das bei gleichem Mineralbestand ein differenziertes Aussehen zeigt. Es sind dies Gneise, die in dunkelgrauer schwachschiefriger Grundmasse helle elliptische Knauern von bis zu 10 cm Grösse zeigen, in denen wiederum wirr eingestreute kleine schwarze Biotite liegen. Die hellen Knauern bestehen vorwiegend aus Quarz und Albit. Ein Vergleich mit dem Typus in der Val Torta im nordwestlichen Tessin, dem typischen Lebendunknauerngneis, zeigt ein überraschend konformes Bild. Auch die umgebenden Gesteine sind durchwegs gleich. Ich zögere deshalb nicht, die Knauerngneise als Äquivalente des Lebendunknauerngneises zu bezeichnen, umsomehr als auch die tektonischen Verhältnisse darauf hindeuten.

Die Hornblendegesteine

Hornblendegesteine treten in der Lucomagnodecke ausserordentlich zahlreich auf. Sie bilden meist Schlieren und Züge innerhalb der praecarbonischen Para- und Mischgesteinsserie. Die Mächtigkeiten sind dabei ausserordentlich schwankend, von feinen Adern von $\frac{1}{2}$ cm Dicke bis zu 20–50 m mächtigen Horizonten.

Zum grössten Teil sind diese Gesteine wohl *sedimentärer Herkunft* und entsprechen, wie früher angedeutet, Mergelhorizonten innerhalb der praecarbonischen Paraschieferserie. Für den sedimentären Charakter sind eine Reihe von Anhaltspunkten typisch:

1. Das Auftreten innerhalb der gleichen Sedimentserie. Wo die Hornblendegesteine an Orthogesteine stossen, ist es meist ein unverkennbarer Kontakt mit herzynischen Eruptivgesteinen. Die Hornblendegesteine sind nur in einer Zone, die von Grumarone über Passo Berretta nach Passo Predelp streicht, als eruptiv zu bezeichnen. Diese Gesteine werden gesondert betrachtet werden.
2. Das Auftreten der Hornblendegesteine innerhalb diesem Horizont: ausser ihrem konkordanten Einschalten parallel den umgebenden Paragesteinen lösen sie sich im Streichen ab, wobei ein Hornblendezug sich selten weiter als 1500 m verfolgen lässt. Hingegen sind taschenförmige Ausfüllungen in den Paragesteinen häufig. Zuweilen trifft man auch ca. 10 m lange und bis 1 m breite Züge quer zum Streichen. Diese sind jedoch immer auf die petrographisch gleiche Schicht beschränkt und dürften deshalb kein Indizium für eine gegenteilige Auffassung geben. Es ist vielmehr anzunehmen, dass sie grössere taschenförmige Ausfüllungen darstellen.
3. Der petrographische Habitus. Durchwegs erkennen wir den feinkörnigen Habitus, in dem ausserordentlich grosse und zahlreiche Karbonatlinsen hervortreten und z. T. schon herausgewittert sind. Dies tut sich im Felde deutlich an den topographischen Verhältnissen kund; die Hornblendegesteine bilden die Depression in Gräten und Kämmen.

Man könnte sich fragen, ob diese Hornblendegesteine nicht als Derivate eines Triasmergelhorizontes anzusehen sind, da dies dann auch das reichlich vorhandene Karbonat erklären würde. Die stratigraphische Lage dieser Gesteine müsste jedoch in diesem Falle eine andere sein. Nirgends zeigen sich an den Amphiboliten die Permgnese, die doch sonst in der Nähe von Dolomiten ausserordentlich mächtig sind. Auch die Metamorphose dieser Hornblendegesteine ist im Vergleich zu derjenigen der Derivate der Triasmergelhorizonte viel stärker. Die Natur des Karbonats, das in den Hornblendegesteinen der Lucomagnodecke vorzufinden ist, hat dabei keineswegs dolomitischen Charakter. All die berührten Punkte lassen es somit unzweifelhaft erscheinen, dass es sich hier um Derivate praecarbonischer Mergelhorizonte handelt. Das reich-

liche repetierte Auftreten lässt sich durch die grossartige Isoklinalschuppung, die hier in der nördlichen Lucomagnodecke auftritt, genügend erklären.

Andererseits lassen Gestalt und petrographischer Habitus der *Amphibolizone*, die von Grumarone nach Passo Predelp streicht, auf einen *eruptiven Charakter* schliessen. Dolomitnester, die oberflächlich an diesen Amphiboliten zu erkennen sind, würden Zweifel daran aufkommen lassen, wenn nicht die Betrachtung der tektonischen Verhältnisse erkennen liesse, dass die Amphibolizone direkt unter der Trias liegt, und dass somit diese Dolomitlinsen als Erosionsrelikte gedeutet werden müssen, wie auch solche triasische Erosionsrelikte auf den übrigen praetriasischen Gesteinen dieser Gegend festzustellen sind. Das Alter dieser Amphibolizone ist also vortriasisch, aber postcarbonisch, da die basischen Gesteine z. T. in schwacher Masse die darunter liegenden Gesteine injiziert haben. Der Amphibolit hat dabei eine deutliche Differenzierung durchgemacht; saure Abspaltungsprodukte innerhalb dieser basischen Gesteine sind häufig anzutreffen (z. B. am Passo Predelp). Es dürfte sich um eine basische Intrusion im Gefolge der herzynischen Intrusionen handeln.

Folgende Typen von *sedimentären* Hornblendegesteinen wurden angetroffen:

Amphibolit

Es ist dies meist ein dunkelgrünes feinkörniges, schwach schiefriges Gestein. Makroskopisch sind dann ausser der feinen schwärzlichgrünen Hornblende ein regelmässig eingestreuter brauner Biotit und bis faustgrosse Karbonatlinsen erkennbar. Das Gestein ist meist stark beansprucht, so dass es zuweilen in der Hand zu einem grobsandigen Grus zerfällt. Vereinzelt zeigen sich auf den Schichtflächen porphyroblastische Hornblenden, die bis 10 cm gross werden können. Sie sind meist unorientiert und ihre Enden sind zuweilen fächerförmig gespreizt. Je mehr man sich dem Nachbargestein nähert, umso zahlreicher und kleiner werden die Hornblendeporphyroblasten im Amphibolit. Die büschelförmigen Enden treten zurück, an ihrer Stelle ist nur noch eine Zweiteilung der Enden erkennbar. Granat tritt dann als Gemengteil auf. Er bildet z. T. Züge oder ist wahllos zwischen die Hornblenden zerstreut. Konform damit ist eine Biotitanreicherung bemerkbar, die zu den bereits erwähnten Biotitschiefeln führt. Wo die hellen Gemengteile die dunklen überwiegen, tritt die Hornblende spärlich und in stumpf-

prismatischen Individuen auf. Die Enden zeigen dabei meist keinerlei Verzweigungen. Auch Granat tritt wieder als einer der Hauptgemengteile zurück.

Während der beschriebene Typus den normalen, meist sedimentären Amphibolit charakterisiert, trifft man in der Nähe der herzynischen Granitgneise häufig Amphibolite, die z. T. Zufuhr von Eruptiva oder ihre eruptive Herkunft anzeigen. Diese Amphibolite erscheinen gesprenkelt, durchadert und gebändert mit sauren Partien sedimentärer und eruptiver Herkunft. Die Lagen sind im ersten Falle quarzreich mit Granat; im letzteren Falle sind es typische Injektionsadern mit Turmalin oder einer schneeweissen Plagioklasmasse. In diesem Falle dürfte es sich um die Differentiation eines eruptiven Amphiboliten handeln, auf die bei der Behandlung der Orthogesteine näher eingegangen wird. Vereinzelt schwimmen Amphibolitschollen in diesen sauren Partien, die im allgemeinen wenig mächtig sind. Die mächtigsten Züge zeigen ungefähr einen Durchmesser von 30 cm. Im allgemeinen jedoch sind die Adern kaum 5—10 cm mächtig. Resorptionserscheinungen am Amphibolit sind dabei häufig zu beobachten. Ein intensiv roter Granat ist für die Grenze zwischen Amphibolit und saurer Partie charakteristisch. Diese Granatzone ist überall längs dieser Grenze zu beobachten. Die Granate sind dabei grösser als in dem Nebengestein. Vereinzelt zeigen sich einzelne langsäulige unorientierte Hornblenden in der Grenzzone zwischen den Granaten, die grösser als die des Amphibolites sind. Die typische Injektion stellt sich dort ein, wo eine reichliche Turmalinimprägnierung erkennbar ist. Sie ist auch häufig dort im Amphibolit deutlich, wo in Nestern prachtvolle Turmalinsonnen auftreten. Diese Turmalininjektion hängt ohne Zweifel mit den kleinen sauren Lakkolithen zusammen, die sich unweit davon befinden.

Dieser porphyroblastische Turmalin zeigt mikroskopisch wenig eigene Formentwicklung. Die Turmaline liegen dabei wirt durch einander; mitunter trifft man auch kleine Turmaline in grosse eingebettet. Vereinzelt ist gegen das Zentrum ein fleckiges Wechseln der Farbe gegen blaue Farbtöne hin zu konstatieren. Starke Siebstruktur ist häufig. Die hellen Gemengteile, die das meist isometrische Grundgefüge aufbauen, bilden auch die Einschlüsse.

Zuweilen tritt an Stelle des Amphibolites ein mesokrater, schwachschiefriger

Hornblendegneis

Gegenüber dem Amphibolit ist das stärkere Hervortreten der hellen

Gemengteile markant. Die Hornblenden sind dabei meist in feine und breitere kurze Stengel aufgelöst, zwischen denen brauner, grobblättriger Biotit hervortritt. An einzelnen Stellen zeigt sich auch Granat. Wo die Hornblende angereichert ist, tritt auch Biotit stärker hervor.

Das Mikroskop zeigt, dass die meist porphyroblastische Hornblende zwei bevorzugte Richtungen hat. Die eine ist parallel der Schieferung, die zweite ältere im Winkel von 55° dazu. Die Druckrichtungen sind hier nicht festzustellen. Die Form der Hornblende ist meist breitstengelig, mitunter sind garbenförmige Aggregate anzutreffen. Diese letzteren bestehen dann meist aus kurzstengeligen Hornblenden. Siebstruktur ist häufig zu beobachten.

Bemerkenswert erscheint in diesem Gesteine, sowie auch in den sedimentär gebildeten Amphiboliten, der Gehalt an Quarz. Dieser folgt jedoch meist Zügen; ausserhalb derselben tritt er spärlich in den Mineralbestand ein. Diese Quarzzüge müssen als primäre Sedimentationszonen angesehen werden.

Nebentypen dieses Hornblendegneises sind:

Granat-Biotit-Hornblendegneis

Hier ist vor allem eine intensive Anreicherung von Granat und Biotit festzustellen. Die Anreicherung ist jedoch nicht eine nach Zonen, sondern das ganze Gestein erscheint regelmässig davon imprägniert. Betrachtet man die Lage dieses Typus im faciiellen Verband, so ist immer zu erkennen, dass dieses Gestein direkt die Casannaschieferserie fortsetzt. Es handelt sich demnach um einen Übergangstypus, der stratigraphisch an das untere Carbon anschliesst. Wir müssen aber erwähnen, dass die Mergelhorizonte im verminderten Masse sich bis ins unterste Carbon verfolgen lassen. Das Grundgefüge ist ein Granatgneis, also ein tonreiches Sediment, das in untergeordnetem Masse mergelreiche Zonen einschliesst, die der Hornblendebildung Vorschub leisteten.

Biotit-Disthen-Hornblendgneis

Wie der vorige, so ist auch dieser Typus für die Übergangsfacies zu den Casannaschiefern charakteristisch. Die Hornblende zeigt dabei eine deutliche Tendenz zu garbenförmiger Ausbildung. Bis 10 cm lange Hornblendep Prismen durchdringen einander, wobei hin und wieder einzelne Hornblenden gebogen erscheinen. Sammelkristallisation und Faltung gingen also parallel.

Die unorientierte Hornblende zeigt im Mikroskop ausserordentlich viele Einschlüsse von Quarz, Biotit, Rutil und Ilmenit. Disthen

kommt in langen aufgelösten Individuen vor. Er zeigt im allgemeinen die gleiche Orientierung; hingegen sind die Einschlüsse im Winkel von ca. 50° dazu. Ohne Zweifel deuten diese Einschlüsse eine frühere Texturebene an. Olivbrauner Biotit ist porphyroblastisch und dann unorientiert oder in schwach angedeuteten Zügen parallel Disthen erkennbar. Die Farbe des Biotites scheint im allgemeinen durchaus nicht für das betreffende Gestein typisch zu sein, wie vielfach angenommen wurde; vielmehr wurden olivbrauner und brauner Biotit in eindeutiger Weise in Para- und Orthogesteinen gefunden.

Als Randfacies dieses Typus zeigt sich häufig ein

Hornblende-Epidot-Biotitgneis

Die Hornblende wird hier breiter, aber seltener, der Biotit kleiner. Dagegen tritt Epidot als einer der Hauptgemengteile auf.

Hornblende tritt porphyroblastisch in Form dicksäuliger Individuen auf. Sie ist meist unorientiert und ohne Einschlüsse.

Die Quarzite

Zahlreich sind Einlagerungen von Quarziten in der Para- und Mischgesteinsserie. Sie bilden meist bis 20 m lange und 3 bis 4 m mächtige Bänke und Linsen, die konkordant den übrigen Gesteinen eingelagert sind. Es sind feinkörnige, grauweisse, schiefrige und massige Gesteine, die ausser Quarz meist nur noch Muscovit-Sericit führen. Vereinzelt trifft man in Drusen Disthen. Gegenüber dem Nebengestein treten diese Quarzite als steile Absätze hervor. Dabei ist im Gegensatz zu den aplitischen und pegmatitischen Einlagerungen die Grenze gegen das Nebengestein nicht scharf, sondern allmählich. Demzufolge ist es wahrscheinlich, dass die Quarzite primären Verschiedenheiten der Sedimentation entsprechen. Ein Sericitquarzit der Stalvedro, der diesem Typus entspricht, zeigt ausgewertet nach Niggli, folgendes:

si 772; al 42; fm 34; c 6; alk 18; k 0.81; mg 0.31.

Die Anreicherung des Quarzes ist also deutlich zu erkennen; nebenbei zeigt sich, dass die Summe von alk und c nicht genügt, um al zu sättigen, deshalb ist die Bildung von Disthen zu verstehen. Der Alkaligehalt ist durch den Sericit bedingt, der fm-Gehalt im reichlich vorhandenen Magnetit zu suchen.

Die Mischgesteine

Diese Gesteine repräsentieren eine praecarbonische Paraschieferserie, die vielleicht durch eine mehr oder weniger intensive

Beimengung von eruptivem Material verändert ist. Sie mag als die Serie relativ *feldspatreicher Gesteine* bezeichnet werden. Naturgemäss zeigt sich diese Anreicherung eruptiven Materials in der Nähe von typischen Orthogesteinen am stärksten. Die Gesteine zeigen dann mitunter Injektionscharakter, ohne dass jedoch der vorwiegend sedimentäre Habitus ganz verwischt würde. Je weiter vom Orthogestein entfernt, umso weniger tritt die Feldspatanreicherung in Erscheinung. Der schlierige Habitus der Gesteine mit eruptivem Material tritt zurück, so dass meist nur noch mikroskopisch der reichliche Feldspatgehalt erkennbar ist. Plötzliche Übergänge von dem einen zum anderen Habitus sind nirgends anzutreffen, vielmehr gehen die verschiedenen Typen allmählich ineinander über. Es ist anzunehmen, dass es sich hier um einen eingesunkenen Sedimentkomplex handelt, der von kleinen herzynischen Lakkolithen schwach durchtränkt wurde. Die Turmalinimprägung bis in die obercarbonischen Paragesteine lässt dies als wahrscheinlich annehmen. Folgende Typen konnten in der Mischgesteinsserie, also in der Zone feldspatreicher Gesteine, festgestellt werden:

1. Zweiglimmergneise, z. T. mit elliptischen Injektionswülsten, die vereinzelt Granat aufweisen. Nebentypus: glimmerarmer psammitischer Gneis (Biotit und Wülste treten zurück).
2. Glimmerarmer Granatgneis.
3. Granatchloritgneis.
4. Granatbiotitgneis, z. T. mit Hornblende auf Schichtfläche.
5. Biotitgneise (Biotite in heller Grundmasse wirr eingesprengt).

Wie bei den Paragesteinen so lassen sich auch hier die einzelnen Typen nicht mehr auf weite Strecken in ihrem Streichen verfolgen. Vielmehr ist ein kontinuierlicher allmählicher Wechsel der einzelnen Gesteine zu konstatieren. Eine Ausnahme machen nur die Gneise, die Hornblende auf den Schichtflächen führen, die gegenüber den anderen Gesteinen eine bemerkenswerte Konstanz aufweisen.

Zweiglimmergneis

Die Gneise mit den elliptischen Wülsten sind diejenigen, die meist direkt den Orthogneisen aufliegen. Demzufolge zeigen sie die ausgeprägteste Feldspatanreicherung. Die elliptischen Wülste sind z. T. faustgross und bestehen meist aus einem Gemenge von Quarz und Feldspat. Eine gewisse Hintereinanderlagerung dieser Knollen ist dabei nicht zu verkennen. Wahrscheinlich handelt es sich um Züge, die während der Dislokation in einzelne Fetzen zerissen wurden, so dass die hellen Gemengteile in schlierig-knollen-

förmigen Wülsten erscheinen. Für das Gestein ist noch ein reicher Erzgehalt, der wiederum die sauren Züge und Knollen bevorzugt, charakteristisch. Die Grundmasse zeigt sich im Felde als graues biotitreiches feinkörniges Gefüge. Durch die Adern und Wülste der hellen Gemengteile wird zuweilen eine Bänderung angedeutet, die sich bei näherem Zusehen als parallel der reliktschen Schieferung im Grundgefüge erweist.

Der Nebentypus, der sich im Gesteinsverband an diesen Typus anschliesst, oder ihn vertritt, ist ein rötlicher massiger feinkörniger glimmerarmer Gneis, wie er etwa als Derivat von Granuliten oder Psammiten sich ergeben würde. An dem vorwiegend sedimentären Charakter des Gesteins ist jedoch nicht zu zweifeln, da der Übergang im Streichen in typische Paragesteine überall festzustellen ist. Vereinzelt zeigt der Typus eine ausserordentlich starke Kataklyse. Die Beimengung eruptiven Materials gibt sich vor allem in einer intensiven Turmalinimprägnierung kund. Vereinzelt zeigen sich auch schmale feldspatreiche Adern, die dann oft eine starke Granatanreicherung aufweisen. Gegenüber dem Haupttypus tritt indessen diese Erscheinung stark zurück. Der Mineralbestand ist der gleiche, wenn auch die Mengenverhältnisse sich geändert haben. Der Unterschied ist jedoch nur durch das Zurücktreten der Glimmer bemerkbar.

Kalifeldspat, Turmalin und Granat müssen zum grossen Teil als Produkt der Injektion angesehen werden.

Der Nebentypus des feinkörnigen glimmerarmen Gneises, ohne die ausgeprägte eruptive Beimengung, zeigt im allgemeinen das gleiche Bild. Nur sind die Unterschiede im Korn nicht so ausgeprägt. Die Glimmer treten dabei stark zurück.

Glimmerarmer Granatgneis

unterscheidet sich vom vorstehenden Typus nur durch die Anreicherung von Granat, wobei dieser knollenförmige Aggregate bildet, die deutlich aus dem Gestein hervortreten. Auch hier ist mikroskopisch eine frühere Texturebene wahrzunehmen, die durch reliktsche Biotite gekennzeichnet ist. Ob es sich dabei um ein Abbild eines Differentialdruckes der alpinen Dislokation handelt, oder um das einer früheren Faltung, ist nicht mehr festzustellen.

Granat-Chloritgneis

zeigt massigen mesokraten Habitus. In weisser Grundmasse erscheinen hier eingesprengte Chlorite, die unter Bildung von Rutil

aus Biotit entstanden sind. Die Hauptmasse der Plagioklase ist in Umwandlung begriffen. Grössere Pyrite und Magnetite sowie Zirkon treten deutlich hervor. Dieser Typus tritt insbesondere bei der Brücke bei Grumarone an der Strasse nach Ponte Valentino auf.

Granat-Biotitgneis

Hier tritt neben Granat noch Biotit deutlich hervor. Die Biotite erscheinen in braun-schwarzen, zerlappten Formen unorientiert im Gestein. Entbleichung unter Rutilbildung ist häufig. Quarz und Feldspat bilden das stark poikiloblastisch durchsetzte Grundgefüge. Makroskopisch ist das Gestein durch einen Hornblendegehalt auf den Schichtflächen gekennzeichnet. Die Hornblende zeigt dabei keinerlei Orientierung, hingegen ist sie meist an Stellen grösserer Anreicherung von Biotit gebunden, mit dem sie genetisch zusammenhängen dürften. Sonst ist dieses Gestein dem Haupttypus mit den knollenförmigen Wülsten durchaus analog; indessen bilden die Glimmer hier Häute um diese Wülste.

Das Gestein, das meist an die Paraschieferserie grenzt, die ausser der Turmalinimprägning im allgemeinen keine weiteren Anzeichen für eruptive Beimengung zeigt, ist ein

Biotitgneis

Dieser Typus trägt in massiger grauer Grundmasse wirr eingesprenkte, schwarze Biotite. Dieser Habitus lässt das Gestein im Felde leicht bestimmen. Vereinzelt tritt noch Granat und Hornblende in den Mineralbestand ein. Der Verbreitungsbereich dieses Typus ist wie bei den übrigen Mischgesteinen beschränkt.

Unverheilte Querrisse im Gestein sind als Folge nachtertiärer Bewegungen zu deuten. Diese Querklüfte sind überall im nördlichsten Teil der Lucomagnodecke zu erkennen. Sie sind nicht nur im Mikroskop, sondern auch im Felde eine charakteristische Erscheinung.

Die Durchtränkung mit eruptivem Material äussert sich in diesem Gestein hauptsächlich in der Turmalinisierung, während eine weitere Imprägnation durch die fortgeschrittene Metamorphose sehr schwer festzustellen ist. Es ist dies auch das Gestein, das der Kartierung als Para- oder Orthogestein infolge seiner Metamorphose am meisten Schwierigkeiten entgegengesetzt. Da aber diese Gesteine häufig im Streichen in die Gneise mit eruptiver Beimengung übergehen, so lässt sich ihre Zuordnung in diese Zone rechtfertigen. Wie schon angedeutet, dürften sie die Übergänge in die typischen Paragneise repräsentieren.

Betrachten wir die Para- und Mischgesteinsserie nach ihrem ursprünglichen Sedimentationscharakter, so lässt sich ein Haupttypus herauschälen. Das ursprüngliche Sediment hatte tonig- bis mergeligen Charakter. Die untergeordneten lokalen Abweichungen im Sedimentcharakter tendieren nach einer Zunahme der kieseligen und mergeligen Komponenten hin.

Die Orthogesteine

Kleinere granitische Lakkolithe sind in der Lucomagnodecke die folgenden: die Orthogesteine des Bosco Maggiore im östlichen Deckenteil bei Olivone und die Orthogesteine in der Gegend des Pizzo Lucomagno und westlich und südlich davon. Ohne Zweifel hat es sich ursprünglich nur um *einen* Lakkolithen gehandelt; die spärlich hervortretenden Verbindungszüge weisen darauf hin. Dass diese Zusammengehörigkeit nicht deutlicher ausgeprägt ist, lässt sich nur durch die Tessinerkulmination erklären. Die Orthogesteine sind in der Kulminationslinie von den Paragesteinen umhüllt. Nur vereinzelt treten die Orthogesteine darunter zu Tage. Basische Eruptivgesteine sind nur in einer schmalen Zone zwischen Grumaron und Passo Predelp angetroffen worden.

Der Haupttypus der sauren Lakkolithen ist ein porphyrischer Granitgneis; eine grobäugige Varietät ist hauptsächlich westlich des Passo Predelp entwickelt. Die äusseren Partien dieses Granitgneises sind ausserordentlich stark metamorph und in einen Lagengneis umgewandelt, der vielleicht bereits sedimentäres Material beigemischt enthält. Doch ist die vorwiegend eruptive Komponente nicht zu verkennen. Der Granitgneis ist westlich und östlich der Tessinerkulmination vollkommen gleichwertig, hingegen ist der Unterschied gegenüber dem Leventinagneis, dem Granitgneis der darunter liegenden Talgehänge, der bisanhin der Lucomagnodecke zugeordnet wurde, markant. Die tektonisch gerechtfertigte Trennung erhält damit auch petrographische Stützpunkte. Von den Lakkolithen aus zeigen sich häufig aplitische Gänge, die metamorphosiert, jetzt als granulitische glimmerarme Gneise und Muscovitgneise in Erscheinung treten. Vereinzelt ist die Metamorphose so stark fortgeschritten, dass ein Sericitschiefer resultiert. Gegenüber den Paragesteinen treten die Orthogneise in der Lucomagnodecke stark zurück. Ihre Lage in der praecarbonischen Schieferhülle liess keinen Zweifel an ihrem herzynischen Alter aufkommen. Überdies ist die starke Turmalinimprägation bis ins oberste Carbon,

die von diesen Orthogesteinen herrührt, ein charakteristischer Hinweis dafür.

Granitgneis

Der Haupttypus ist meist als Augengneis entwickelt. Die Feldspat-Augen sind häufig stark linsig ausgezogen. Im Felde sind diese Augen deutlich an der rauhen Oberfläche des Gesteins zu erkennen, indem sie die hervortretenden Teile derselben bilden. Durch die Metamorphose ist das Gestein häufig druckschiefrig geworden, wobei dünnplattige Varietäten mit gröberen Gesteinszügen wechseln. Turmalin in kleinen Säulchen ist in dem biotitreichen Grundgefüge zu beobachten. Bemerkenswert ist bei den südlichen Gneisen die deutliche Orientierung der Augen, indem ihre Längserstreckung die Richtung SE—NW einhält. Zuweilen sind die Augen so dicht aneinandergereiht, dass ein Konglomerat vorgetäuscht wird. Dies ist insbesondere nördlich Punkt 2447 des Ostgrates des Pizzo Lucomagno zu erkennen. Je grösser die Augen, umso feinkörniger ist im allgemeinen das Grundgefüge und umgekehrt. Die Glimmer sind dabei meist grobblättrig. Die gleichkörnige Varietät kommt meistens im innersten sichtbaren Teil der sauren Lakkolithen vor; gegen aussen tritt der grobe Augengneis in Erscheinung. Die wulstförmige Ausbildungsform der sauren Lakkolithen innerhalb der Paragesteine lässt deutlich auf die nachträgliche Intrusion schliessen.

Im Mikroskop zeigt sich der dunkelbraune Biotit zusammen mit Muscovit in einer Schieferung. Vereinzelt sind noch Querbiotite zu erkennen, die jedoch, da sie sich gegenseitig durchdringen, als gleichzeitige Bildung gedeutet werden müssen. Kataklastische Biotite sind oft chloritisiert. Die Biotitlagen gehen z. T. durch grössere Kalifeldspäte hindurch, z. T. brechen die Lagen an ihnen ab. Kalifeldspat bildet zumeist die Augen, wobei ein Auge aus mehreren zertrümmerten Kalifeldspäten bestehen kann. Quarz und Sericit sind häufig darin vorzufinden. Die kleineren Augen trifft man häufig einander parallel gelagert oder gestreckt. Die ausgeschwänzten Enden haben mitunter stärkere Kataklastik als das Zentrum. Mikroperthit zeigt sich meist in den Gesteinen, die ein gröberes Gefüge aufweisen, also in den inneren Teilen der Lakkolithen. Bei den stärker metamorphen äusseren Teilen ist die Entmischung in Albit und Orthoklas schon vollzogen. Da, wo die Glimmerlagen weiter auseinander treten, erscheinen die hellen Gemengteile stärker kataklastisch und verkleinert. Turmalin kommt in stark korrodierten, grösseren Individuen vor.

Lagengneis,

der die äusserste Umhüllung der beiden nördlichen Lakkolithe bildet, ist ungemein stark metamorph. Das Resultat dieser Metamorphose äussert sich in einem dünnschiefrigen, meist stark gefalteten Zweiglimmergneis. Der stark angereicherte Glimmer bildet die S-Flächen, abwechselnd mit den stark linsig und lagig ausgewalzten hellen Gemengteilen. Der Faltenwurf, den dabei diese Gesteine zeigen, ist ausserordentlich intensiv. Hauptsächlich in der Gegend nördlich von Passo Predelp und bei Mti. Gorda ist die Faltung scharf ausgeprägt. Falten von 1 bis 50 m Grösse sind häufig, wobei vornehmlich die nächst höhere Falte nach Norden vorgerückt erscheint (Passo Predelp), oder der südliche Faltenschenkel ist flacher als der nördliche (Mti. Gorda). Grössere Feldspäte schmiegen sich dabei den Falten an, hingegen zeigen die Glimmer die üblichen Polygonalbögen. Diese Lagengneise grenzen immer an die Mischgesteinsserie, in die sie kontinuierlich übergehen. Demzufolge ist die Trennung im Felde ausserordentlich schwierig und nicht immer mit der wünschenswerten Genauigkeit durchzuführen.

Kalifeldspat tritt im Mikroskop gegen den Normaltyp des eigentlichen Granitgneises zurück. Die vorhandenen Einsprenglinge sind stark zertrümmert, wobei die einzelnen Trümmerstücke in S gestreckt und geschleppt erscheinen. Die Glimmerlagen weichen ihm aus; hingegen treten kleine Biotite ab und zu auf. Biotit und quarzreiche Anreicherungen sind in diesem Gestein häufig. Die Biotitschlieren zeigen eine intensive Turmalinanreicherung. Quarz bildet oft dünne Lagen parallel der Schieferung.

Die basischen Eruptivgesteine sind auf eine Zone beschränkt, die von Grumarone in der Val Blenio über Passo Berretta nach Passo Predelp streicht. Diese Zone ist nicht zusammenhängend, vielmehr ist die Hauptverbreitung dieser Gesteine auf die drei genannten Orte beschränkt. Die vereinzelt Erosionsrelikte dazwischen lassen aber erkennen, dass wahrscheinlich diese einzelnen drei Hauptverbreitungsgebiete dem gleichen basischen Magma angehören. Diese Annahme wird auch durch die petrographischen Befunde gestützt.

Der Amphibolit ist bei Grumarone in einer ca. 20 m mächtigen Bank aufgeschlossen. Er steckt in den perm-carbonischen Paragneisen und wird z. T. direkt von Trias überlagert. Die vielen kleinen Amphibolit- und Hornblendegneiszüge, die sich in die amphibolitischen Gesteine des Passo Berretta verfolgen lassen,

liegen direkt in der Fortsetzung des Vorkommens bei Grumarone. Die Verzahnung dieser amphibolitischen Gesteine mit der praecarbonischen Paraschieferserie ist bei Passo Berretta deutlich zu beobachten. Am Kontakt ist dabei oft Granat zu erkennen. Die gleichen Gesteine treten nördlich des Passo Predelp wieder auf. Ähnlich der am Amphibolit von Loderio beobachteten Differentiation tritt hier eine feldspatreiche Differenzierung auf, die sich darin äussert, dass in dem Amphibolit als saurere Restlösung kleinere Schlieren und Gänge auftreten. Zum Unterschied zu den Apliten und Pegmatiten haben sie aber ihren Ursprung in den amphibolitischen Gesteinen, über die hinaus sie nur spärlich zu beobachten sind. Eine Zuordnung der Pegmatite, die bis in die permischen Gneise festzustellen sind, zu diesen Gesteinen kommt nicht in Frage, da nirgends erkenntlich ist, dass diese Pegmatite von den amphibolitischen Gesteinen ausgehen. Zudem sind sie im Vergleich zu dem sauren Differentiationsprodukt des Amphibolites viel zu quarzreich. Dass diese Pegmatite bis ins obere Perm festzustellen sind, zeigt deutlich, dass an keine grossen Bewegungen vor der Trias gedacht werden kann. Es scheint, dass von Ost nach West in dieser amphibolitischen Zone eine stärkere Differenzierung zu Tage tritt. Der Amphibolit bei Grumarone hat den mehr mesokraten massigen Habitus, während sukzessive gegen Westen ein stärkeres Überwiegen der Hornblende auftritt, die als Differentiationsprodukt dann die sauren Schlieren zeigt. Auch die Schieferigkeit des Gesteins nimmt entsprechend seinem Herantreten an den Stirnteil der Decke von Osten nach Westen zu.

Im Gegensatz zu den in der praecarbonischen Paraschieferserie vorhandenen Amphiboliten, die mitunter in ihrer unmittelbaren Nähe auftreten, ist diesen Amphiboliten keine Turmalinimprägung eigen. Ihr Auftreten in den permocarbonischen Gesteinen des Passo Berretta und ihre direkte Überlagerung durch Trias bei Grumarone lassen darauf schliessen, dass wir es mit einem der kurz vor der Trias eingedrungenen basischen Eruptiva zu tun haben, das möglicherweise als Vorläufer der tertiären Intrusion zu gelten hat. Typische Kontakte sind allerdings infolge des wenig mächtigen Auftretens des Gesteins kaum vorhanden. Aus den Verhältnissen am Passo Berretta ist jedoch klar zu ersehen, dass wir es mit einem jüngeren Gestein als die herzynischen Granitgneise zu tun haben. Die Annahme einer permischen Intrusion ist also zumindest gerechtfertigt, da nur so erklärlich ist, weshalb diese Gesteine direkt von der Trias überlagert werden.

Die porphyroblastische, meist tiefblaugrüne Hornblende ist mikroskopisch unorientiert und in allen Grössen vorhanden. Die Enden der Hornblenden sind dabei meist ausgefranst. Einschlüsse bevorzugen die äusseren Partien. Chloritisierung ist hin und wieder zu beobachten. Weiterhin lässt das Auftreten der Einschlüsse an den Rändern auf das Verlangsamten des Wachstums gegen aussen schliessen.

Ganggesteine

Während Aplite oder deren Derivate relativ häufig in Erscheinung treten, sind Pegmatite und Lamprophyre selten anzutreffen. Dass diese Ganggesteine ihren Ursprung in den herzynischen Eruptiva, also in den erwähnten Granitgneisen haben, ist z. T. direkt zu beobachten; z. T. lässt die Analogie in Bezug auf Metamorphose, Habitus und Mineralbestand keinen anderen Schluss zu. Auch sind sie auf die gleichen Gesteine, d. h. auf die Paraschieferserie bis zum oberen Carbon beschränkt. Im Perm konnten einwandfrei ausser einigen wenigen Pegmatiten keine Ganggesteine mehr beobachtet werden.

Pegmatite wurden an folgenden wenigen Stellen angetroffen: am Nordgrat des Pizzo Lucomagno in der Nähe des Passo Sole. Die kleinen Pegmatitgänge, die das Gestein konkordant durchschwärmen, zeigen schon einen starken Grad der Metamorphose. KRIGE, der sie untersuchte, erkannte in ihnen Plagioklaspegmatite. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist dabei verwischt. Weiter gegen Osten sind im Gegensatz dazu quarzreiche Turmalinpegmatite angetroffen worden. Das Gestein zeigt fast nur Quarz und Turmalin. Dieser ist dabei häufig in Drusen als Sonnen entwickelt. Vereinzelt trifft man ihn an Gleitflächen gebunden. Die Richtung der Orientierung dieser Turmaline ist meist NNW. Die Pegmatite sind hier nicht immer konkordant den Nebengesteinen, vielmehr ist eine deutliche Diskordanz häufig. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist scharf, wobei sich eine Granatanreicherung erkennen lässt. Hin und wieder zeigt sich auch Disthen in länglichen blauen Stengeln; in einem Fall auch Andalusit. In diesen quarzreichen Pegmatiten mag also wohl die hydrothermale Phase schon stark vertreten sein. Sie haben als Letztausscheidungen der herzynischen Intrusion zu gelten; demzufolge reichen sie auch in das höhere Niveau hinauf, und zwar wurden einige bis in das obere Perm festgestellt. Auch die schwach ausgeprägte Diskordanz lässt darauf schliessen, dass diese Pegmatite nach der herzynischen Faltung

intrudiert sind. Quarzreiche Pegmatite sind an folgenden Stellen anzutreffen: bei Olivone am Brenno südlich des Dolomites in den quarzreichen Gneisen des unteren Perm, bei P. 660 westlich von Acquarossa, bei P. 2440 in der Nordwand des Pizzo Campello (hier mit Diskordanzen) und westlich des Lago Cari. Die Turmalinimprägung ist sehr unregelmässig; am deutlichsten zeigt sie sich bei Olivone und am Lago Cari.

Lamprophyre, d. h. ein zugehöriges Derivat, wurde nur an einer Stelle angetroffen, es ist ein Biotitschiefer bei P. 2380 am Grat westlich von P. 2505. Die Art des Vorkommens unmittelbar an aplitischen Gängen lässt hier eher auf das Derivat eines eruptiven amphibolitischen Gesteins schliessen als auf das eines sedimentären.

Im Gegensatz zu den Pegmatiten und Lamprophyren sind die aplitischen Gesteine und deren Derivate häufig. Zum Teil entsprechen sie der aplitischen Randfacies der Lakkolithen, z. T. aplitischen Injektionen ins Nebengestein. Aplitische Randfacies lässt sich insbesondere westlich des Passo Predelp beobachten. Es handelt sich um wulstartige Fetzen von glimmerarmen Gesteinen, die direkt an die Augengneise anstossen und allmählich in diese übergehen. Es ist ein rötlicher bis grauer granulitischer Gneis. In dem gleichkörnigen Gefüge sind vereinzelte Turmaline zu beobachten.

Dieses Gestein ist der Ausgangstypus für die aplitischen Gänge und Schlieren, die sich im Nebengestein konkordant einschalten. Der meist verfaltete Verbindungsstiel zum Muttergestein ist deutlich zu erkennen (Predelppass). Zweifel an der Zusammengehörigkeit mit dem herzynischen Eruptivgestein sind daher nicht möglich. Die aplitischen Gesteine haben meist nur kleine Kontakthöfe gebildet. Granat und Epidot erscheinen als Kontaktmineral. Dabei ist die Tendenz, in Aggregaten vorzukommen, bemerkenswert. Biotit lässt an der Grenze durch die Art seiner Verbiegung die Fliessrichtung des aplitischen Materials erkennen. Die Mächtigkeit der Injektionsgänge ist wechselnd. Sie variiert von Fingerdicke bis zu einem Meter. Grössere Mächtigkeiten sind selten. Die Kontaktwirkung ist selbstverständlich bei grösseren Gängen am intensivsten. Injektion und Kontaktwirkung ist am deutlichsten am Passo Berretta und am Passo Predelp, also in unmittelbarer Nähe der Granitgneise, zu erkennen. Anderswo sind sie selten in solch instruktiver Weise anzutreffen.

Die Injektion bleibt hingegen nicht nur auf die Umgebung der Lakkolithen beschränkt, sondern sie greift viel weiter um sich.

Naturgemäss sind es dann die mächtigsten Gänge, die sich auf grössere Distanzen verfolgen lassen; doch sind auch dann über 10 m mächtige Züge selten. Demzufolge konnten auf der Karte nur die wichtigsten angegeben werden. Wenn auch der Zusammenhang mit den herzynischen Lakkolithen durch die intensive Faltung, die der nördliche Teil der Lucomagnodecke zeigt, verwischt wurde, so lässt der petrographische Charakter, der dem der granulitischen Gesteine in Bezug auf Habitus und Mineralbestand durchaus entspricht, einen solchen vermuten. Der einzige bemerkenswerte Unterschied ist der höhere Muscovit-Sericitgehalt, doch lässt sich dies aus dem Umstand erklären, dass die schmalen Gänge innerhalb der Paragesteine der Metamorphose mehr anheimfielen als linsig angeordnete, mächtigere Intrusiva. Deshalb ist es zu verstehen, dass die Umwandlung der Feldspäte in diesen aplitischen Zügen weiter fortgeschritten ist. Dieser Vorgang ist vereinzelt in dem Masse erfolgt, dass ein Muscovitschiefer resultiert. Doch ist diese Erscheinung auf Stellen intensiverer Metamorphose beschränkt; sie wurde hauptsächlich an Scheiteln von Grossfalten konstatiert. Der Übergang aus den aplitischen Gneisen ist durch die allmähliche Vermehrung der Muscovite gekennzeichnet, so dass diese Muscovitschiefer als Derivate eines Eruptivgesteins gelten müssen. Auch bleibt der regelmässige Gehalt an Turmalin leitend. Solche Gesteine sind am P. 2590 östlich von Passo Predelp aufgeschlossen.

Die Grenze dieser aplitischen Gesteine mit dem Nebengestein ist meist durch Granate charakterisiert. Daneben ist eine Aufblätterung der Grenzgesteine zu konstatieren. Die Temperatur bei der Injektion der Aplite war demnach höher als bei der der Pegmatite. Damit ist ein weiterer Stützpunkt zur Annahme deren späterer Bildung gewonnen. Von den aplitischen Gesteinen ausgehend lässt sich häufig eine Turmalinisierung des Nebengesteins beobachten, wobei eine gangartige Imprägnation bevorzugt wird. Das aplitische Gestein selbst zeigt meist massigen mittelkörnigen Habitus.

Das Auftreten dieser Ganggesteine ist in der Hauptsache auf den nördlichsten Teil der Lucomagnodecke beschränkt. Vereinzelte Vorkommnisse von aplitischen Gesteinen in der südlichen Zone zeigen die gleichen Verhältnisse.

Bemerkenswert erscheint, dass bei allen Eruptivgesteinen keine Gleitflächen auftreten, die als Träger einer früheren Anordnung gelten dürften. Es lässt sich dies wohl nicht allein durch den Umstand erklären, dass Eruptivgesteine der Metamorphose und der Gleitflächenbildung grösseren Widerstand entgegengesetzt hatten.

Der Unterschied gegenüber den umgebenden Paragesteinen ist beachtenswert, so dass es nicht unwahrscheinlich erscheint, dass ein Teil der reliktierten Anordnung in diesen Paraschiefern das Äquivalent einer früheren als tertiären Faltung bedeutet.

Die Simanodecke

Nur ein Gestein bildet den Sobriolappen der Simanodecke. Es ist der *Granitgneis* des unteren Lakkolithen. Er zeigt z. T. an seinem unteren Rande eine stärkere Differenzierung. Meist ist es ein grober Augengneis, mit dem mitunter ein mittelkörniger massiger Orthogneis wechselt. Vereinzelt basische Schmitzen als Hornblendegneis ausgebildet wurden überall angetroffen. Der Normaltypus ist ein porphyrischer Granitgneis, der Ähnlichkeit mit dem der Leventinadecke zeigt. Immerhin lässt eine genauere petrographische Betrachtung mannigfaltige Unterschiede erkennen. Im allgemeinen zeigen die Feldspatporphyroblasten des Simanogneises grössere Dimensionen, haben aber nicht den Grad der Idiomorphie wie die Feldspäte im Leventinagneis. Meist ist das Gestein stark lagig ausgewalzt. Typisch sind die fleckenförmig angeordneten, rundlichen schwarzen Biotite auf den Schichtflächen. In der Randzone sind linsige Augen aus Feldspat bis zu 5 cm Grösse keine Seltenheit. Wie in der Leventinadecke so nimmt auch hier die Metamorphose gegen Norden zu. Das Endresultat sind die intensiv verfalteten Granitgneise, wie sie am Passo di Cavagnago auftreten.

Mikroskopisch zeigt der Plagioklas alle Übergänge von Albit zu Oligoklas, wobei die natronreicheren Glieder überwiegen. Der Biotit zeigt lappige Formen, ist meist dunkelolivbraun und schwach zu Zügen vereinigt. Als Einschluss darin tritt häufig Zirkon auf; eine etwelche Chloritisierung zeigt keine Rutilausscheidung. Muscovit ist meist sekundärer Natur und dort am stärksten vertreten, wo die Kataklase der hellen Gemengteile am weitesten fortgeschritten ist. Der Umstand, dass der Muscovit den Biotitlagen ausweicht, deutet schon auf seine spätere Bildung. Von den Akzessorien ist ein regelmässiger Gehalt an Turmalin in kleinen idiomorphen Säulchen charakteristisch. Er deutet auf eine ausgeprägte pneumatolytische Phase des Lakkolithen hin. Epidot fehlt zum Unterschied von Leventinagneis fast ganz; letzterer zeigt hingegen nicht in dem Masse Turmalinprägung. Es scheint somit, dass beim Leventinagneis die pneumatolytische Phase stark zurücktritt, worauf auch das relativ seltene Vorkommen von sauren Nachschüben hinweist.

Der mittelkörnige Typus des Simanoorthogesteins ist relativ selten; er zeigt bei gleichem Mineralbestand ein relativ stärkeres Hervortreten des Kalifeldspates, der aber nie so porphyroblastisch ist wie beim Normaltypus. An vereinzelt Stellen, wie im oberen Vallone bei Bodio, zeigt sich in diesem mittelkörnigen Typ eine gangartige Erzimprägung. Das Erz ist Magnetit. Seine Verbreitung ist aber beschränkt, und ein Anhaltspunkt für ein ausgedehnteres Vorkommen konnte nirgends gewonnen werden. Dieser mittelkörnige Typus scheint z. T. in der Randzone gegen den Leventinagneis angereichert zu sein.

Basische Schmitzen als Differentiationsprodukte sind durch schwachschiefrige *Hornblendegneise* vertreten.

Das Mikroskop zeigt den Biotit z. T. chloritisiert und gleichzeitig mit der Hornblende entstanden. Diese Bildung der Hornblende mit dem Biotit scheint nicht zufällig zu sein; die Paragenese deutet darauf hin, dass im Magma von den Alkalien neben K auch Na eine bevorzugte Rolle spielte. Schon die relative Anreicherung des Albites im Normaltypus spricht dafür. So ist es erklärlich, dass es bei einer nur schwachen Differenzierung nach der basischen Seite hin zur Bildung von etwas Na-haltiger Hornblende kommen konnte. Mit dieser Feststellung haben wir auch einen weiteren Unterschied zu den etwas kalkreicheren Leventinagneisen namhaft gemacht. Die vorhandenen Analysen scheinen dies zu bestätigen. Zum Vergleich mögen hier zwei ältere Analysen des Leventina- und Simanogneises angegeben werden. Ausgewertet nach Niggli ergeben sich folgende Zahlen:

Gneis von Dazio Grande (Leventinadecke):

si 435; al 49; fm 13; c 11; alk 27; k 0.7.

Gneis von Claro (Simanodecke):

si 365; al 49; fm 6; c 17; alk 28; k 0.15.

Gegenüber dem Simanoorthogneis zeigt also der Leventinagneis bei gleichem al- und alk-Gehalt ein stärkeres Hervortreten von si, fm und k und ein Zurücktreten von c. Daraus ist erklärlich, weshalb im Simanogneis die natronhaltige Hornblende auftritt. Der Epidot dürfte deshalb fehlen, weil alles c in der Hornblende liegt.

Manuskript eingegangen: 1. Mai 1928.

Literaturverzeichnis

1. Argand, E., Zur Tektonik des Val Blenio. *Eclogae* XIV, 1918.
2. Backlund, H., Petrogenetische Studien an Taymirgesteinen. G. F. F. 1918.

3. *Bosshard, L.*, Der Bau der Tessinerkulmination. *Eclogae* XIX, 1925.
4. *Cornelius, H. P.*, Zur Frage von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. *Zentralblatt für Min.*, 1921.
5. *Cloos, Fr.*, Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. *Sammlung Vieweg*, Nr. 57, 1921.
6. *Erdmannsdörfer*, Über Schieferung und Schichtung krist. Schiefer. *Zentralblatt für Min.* 1918, S. 183.
7. — Mechanische Probleme bei der Bildung krist. Schiefer. *Die Naturwissenschaften*, 1920, Heft 18.
8. *Grubenmann, U.*, Granatolivinfels des Val Gorduno und seine Begleitgesteine. *Vierteljahrsschrift Zürcher Naturf. Gesellschaft*, 1914.
9. *Grubenmann, U.*, und *Niggli, P.*, Die Gesteinsmetamorphose. *Bornträger*, 1924.
10. *Gutzwiler, E.*, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. *Eclogae* XII, 1912.
11. *Heim, Alb.*, und *Schmidt, C.*, Bericht über die Exkursion der Schweizer. Geol. Gesellschaft im Gebiet d. Bündnerschiefer (Graubünden und Tessin). *Eclogae* II, 1890.
12. *Heim, Alb.*, Gneisfältelung in alpinem Zentralmassiv, ein Beitrag zur Kenntnis der Stauungsmetamorphose. *Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellschaft, Zürich*, 45, 1900.
13. — Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassivs. *Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellschaft, Zürich*, 1906.
14. *Hezner, L.*, Der Peridotit von Loderio. *Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellschaft, Zürich*, 1909.
15. — Petrographische Untersuchung der krist. Schiefer auf der Südseite des Gotthardmassivs. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, BB.* 27, 1908.
16. *Holst-Pellekaan, W. van*, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. *Dissertation der Universität Zürich*. Amsterdam, 1913.
17. *Jenny, H.*, Geologie der westlichen Adula. In *Beiträge zur Geol. Kte der Schweiz*, 1922.
18. *Klemm, G.*, Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneisen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. *Sitzungsber. k. preuss. Akad. d. Wiss.* 1904, 1905, 1906, 1907.
19. — Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. *Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch.* 63, Monatsber. 8—10.
20. *Königsberger, J.*, Die krist. Schiefer der zentralschweiz. Massive und Versuch einer Einteilung der krist. Schiefer. *C. R. Congrès int. Stockholm*, 1910.
21. — Einige Folgerungen aus geol. Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. *Eclogae* X, 1909.
22. — Über alpine Minerallagerstätten. *Abhandl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl.*, Bd. XXVIII, 10., 11. und 12. Abh.
23. *Krige, L.*, Petrographische Untersuchungen in Val Piora und Umgebung. *Eclogae* XIV, 1918.
24. *Niggli, P.*, Die Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassivs. *Beitr.* XXXVI, 1912.
25. *Preiswerk, H.*, Die Struktur der nördlichen Tessinerlappen. *Eclogae* XII, 1912.

26. — Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. Beitr. XXVI, 1918. Mit Spezialkarte und Profil- tafeln.
27. — Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessinerquer- falte. Eclogae XVI, 1921.
28. — Tessinergneis. Schweiz. Min.-Petrogr. Mitteilungen, Bd. III, Heft 4.
29. *Sander, B.*, Tektonische Gesteinsfacies. Verh. K. K. Geol. Reichsanstalt 1912, S. 249.
30. — Petrographisch-tektonische Gesteinsanalyse. Jahrbuch d. Geolog. Bun- desanstalt Wien. I (1923), II (1925).
31. *Schardt, H.*, Injektionsgneise und die tektonische Bedeutung der aplitischen Injektion. Eclogae XII, 1912.
32. *Schmidt, W.*, Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. Mitteilungen der Geolog. Ges. Wien, Bd. II, 1915, S. 62.
33. — Statistische Methoden beim Gefügestudium kristalliner Schiefer. Sitz- Bericht Wiener Akad. d. Wiss., Bd. 126, 1917.
34. — Gefügestatistik. Tschermaks Mineralog. u. Petrograph. Mitteilungen, Bd. 38, 1925.
35. *Trener, G. B.*, Die Quarzgefügeregel. Jb. Geol. Reichsanstalt, 1906, S. 469.