

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

Band: 9 (1929)

Heft: 1

Artikel: Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner
Kulmination

Autor: Bossard, J.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-10743>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 04.10.2024

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

Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination

Von *L. Bossard*

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung	107
Überblick	109
Die Quarzite der untern Trias	114
Die dolomitischen Gesteine der mittlern Trias	115
Die Bündnerschiefer (Triasische und liasische Gesteine über dem Dolomit)	
Allgemeines	117
Quarzite und Quarz-Muscovitschiefer S. 126 — Phyllite S. 129 — Zweiglimmerschiefer S. 129 — Glimmer-Plagioklasgneise S. 134 — Granatphyllite S. 135 — Granat-Glimmer-Plagioklasgneise S. 137 — Granat-Staurolithphyllite und Glimmerschiefer S. 137 — Granat- Chloritoidphyllite S. 140 — Granat-Disthen-Biotitschiefer S. 140 — Granat-Staurolith-Glimmerschiefer S. 141 — Staurolith-Glimmer- schiefer S. 143 — Epidot-Granat-Glimmerschiefer S. 143 — Epidot- Glimmerschiefer S. 144 — Epidot-Biotitschiefer S. 145 — Epidot- Karbonat-Glimmerschiefer S. 146 — Epidot-Strahlsteinschiefer S. 146. Disthen-Biotitschiefer S. 147 — Disthen-Zweiglimmerschiefer S. 147 — Disthen-Staurolith-Biotitschiefer S. 148 — Disthen-Staurolith- phyllit bis Plagioklas-Serizitgneis S. 149 — Disthen-Staurolith-Granat- Glimmerschiefer bis Plagioklasgneis S. 149 — Disthen-Epidot-Biotit- schiefer S. 150 — Disthen-Epidot-Zweiglimmerschiefer (Plagioklas- gneis) S. 150 — Chloritoid-Staurolith-Biotitschiefer S. 151. Hornblendegesteine S. 152 — Strahlsteinschiefer S. 152 — Horn- blende-Biotitschiefer S. 153 — Hornblende-Biotit-Epidotschiefer bis Plagioklasgneis S. 153. Dolomit-Biotitschiefer (des untern Quartenschiefers) S. 154 — Dolomit-Zweiglimmerschiefer S. 155 — Dolomit-Strahlsteinschiefer S. 155 — Karbonat-Epidot-Biotitschiefer S. 156 — Karbonat-Biotit- schiefer S. 157 — Karbonat-Glimmerschiefer bis Plagioklasgneis S. 157 — Bündnerschiefermarmor S. 158.	
Literaturverzeichnis	158

Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein Teil einer grösseren geologisch-petrographischen Bearbeitung des kristallinen Schiefergebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio im nördlichen Tessin.¹⁾

¹⁾ Vergl. L. Bossard, Der Bau der Tessiner Kulmination. *Eclogae* Vol. XIX, No. 2, 1925.

Die Metamorphose dieses Gebietes hat einen ausserordentlich vielseitigen Charakter. Es tritt eine überraschend grosse Anzahl mikroskopisch verschiedener Gesteine auf, so dass mitunter im gleichen Handstück zwei verschiedene petrographische Typen erkannt werden können. Die Strukturen sind dabei durchaus inhomogen; meist zeigen sich verschiedene Struktureigenschaften in einem Gesteinstyp vereinigt. Desgleichen zeigen die textuellen Verhältnisse ihre Abhängigkeit von den metamorphen Bedingungen durch das häufige Auftreten von schiefbrig-helizitischen Texturen.

Das Hauptaugenmerk wurde nicht nur auf die Beschreibung der einzelnen Mineralien und Gesteine gerichtet, sondern vielmehr auf ihre Beziehungen zueinander und zu den vorherrschenden textuellen Verhältnissen.

Die metamorphen Gesteine des innersten Teiles des Alpenbogens, die in dieser Arbeit behandelt werden, sind für das Studium der mineralogisch-petrographischen sowie auch der textuellen Verhältnisse ausserordentlich geeignet. Es wird dies klar, wenn man sich vergegenwärtigt, dass hier das Auftreten von Differentialbewegungen durch die Drehung der tektonischen Leitlinien vorgezeichnet war.

Um in dieser Hinsicht zu brauchbaren Resultaten gelangen zu können, wurde auf eine genaue makroskopische Betrachtung des Gesteines im Felde in Bezug auf Textur, Faltung, Mineral- und Gesteinsverband Wert gelegt. Die daraus gewonnenen Schlüsse wurden dann mit den aus der mikroskopischen Betrachtung derselben Gesteine gewonnenen Resultaten verglichen.

Zur petrographisch-mineralogischen Untersuchung standen ausser 500 aus dem Felde mitgebrachten Handstücken 250 (orientierte) Dünnschliffe aus diesen Gesteinen zur Verfügung. Dadurch wurde die Basis zur Beurteilung der Beziehung der Metamorphose zur Textur des Gesteines gewonnen.

Bei der Beschreibung der Gesteinsarten wurde die Reihenfolge der Tabelle auf Seite 158 beibehalten, die über Mineralbestand, Struktur und Textur der Gesteine Auskunft gibt. Bei der Verwertung der mikroskopischen Befunde wurde eine Gliederung in Haupt-, Neben- und Übergemengteile durchgeführt. Diese Gliederung konnte nicht immer deutlich auseinandergehalten werden, weil die Zuordnung einzelner Mineralien in die zugehörigen Rubriken auf mannigfache Schwierigkeiten stösst. Im allgemeinen sind die Hauptkomponenten diejenigen Mineralien, die für die Klassifizierung des Gesteines bestimmend sind. Das Auftreten

der Übergemengteile im Gestein ist ausserordentlich schwankend, mitunter fehlen sie oder sie kommen an Gehalt den Hauptkomponenten nahe, ohne dabei jedoch eine bestimmende Rolle zu spielen. Die Nebengemengteile fehlen fast in keinem Schliffe. Jedoch übersteigt ihr Gehalt kaum 1 %.

Bei der Gesteinsbeschreibung wurde im allgemeinen darauf verzichtet, den Mineralbestand der einzelnen Gesteine zu erläutern. Vielmehr wurden nur die Eigenschaften des Gesteines und der darin vorkommenden Mineralien erwähnt, die für das betreffende Gestein typisch sind.

Überblick

Im folgenden ist ein kurzer Überblick der in vorliegender Arbeit enthaltenen Resultate gegeben, wobei auch die tektonischen Befunde kurz gestreift werden.

Die mesozoischen Gesteine sind die höchsten erkennbaren Glieder im Bauplan der Tessinerkulmination. Sie sind insbesondere im Norden, in der Gegend der Val Sta. Maria, angehäuft. Soweit festzustellen ist, sind es nur Gesteine triasischen und liasischen Alters. Fossilien, die auf jüngere Ablagerungen als Lias schliessen lassen, wurden nirgends gefunden. Abgesehen von den Quarziten der unteren Trias und den Dolomiten der mittleren Trias, werden sie den Bündnerschiefern zugezählt.

Folgende Charakteristik mag über die Mannigfaltigkeit der auftretenden mesozoischen Gesteine Auskunft geben.

Die nur spärlich entwickelte *untere Trias* zeigt quarzitisches Charakter. Ein Gehalt an farblosem Glimmer ist dort am grössten, wo stärkere tektonische Beanspruchungen stattfanden. Mitunter sind auch kleinere Schmitzen von metamorphen Derivaten dolomitischen Materials wie Strahlstein, Grammatit und Phlogopit etc. anzutreffen. Der Übergang zu den praetriasischen Gesteinen der Lucomagnodecke wird durch Granat- und Hornblendequarzite vermittelt.

Der *Dolomit* ist in vorwiegend kavernöser Ausbildung vorhanden. In den mehr kompakten schieferigen oberen Dolomithorizonten sind biotitreiche Züge eingeschaltet, die den Übergang zu den Quartenschiefern andeuten.

In den *obertriasischen und liasischen Sedimenten*, den *Bündnerschiefern*, sind mannigfache Mineralassoziationen anzutreffen. Die porphyroblastisch auftretenden Mineralien Granat, Staurolith,

Disthen, Biotit, Muscovit, Epidot, Zoisit, Hornblende und Strahlstein sind mit Quarz, Plagioklas und Calcit Hauptgemengteile.

Meist treten mehrere der genannten Komponenten in einem Gestein auf. Die Übergänge der Gesteinsvarietäten vollziehen sich dabei häufig innerhalb eines kleinen Raumes. Neben den genannten Mineralien sind vereinzelt auch Chloritoid, Magnetit und Rutil in grösseren Mengen angetroffen worden. Allen Bündnerschiefergesteinen eigen ist der regelmässige Gehalt an Turmalin in meist nur mikroskopisch erkennbaren Individuen. Die Turmalinkristalle dürften Neubildungen aus klastischem Material sein. An eine junge pneumatolytische Durchträngung ist bei der Art ihres Vorkommens nicht zu denken. Die porphyroblastischen dunklen Mineralien, insbesondere der Biotit, sind zuweilen quer zur allgemeinen Schieferung gestellt. Die daraus sich ergebende Querschieferung ist vornehmlich bei Camperio wahrzunehmen. Sie gibt ein Abbild der komplexen tektonischen Beanspruchung. Im allgemeinen lassen die mesozoischen Gesteine drei verschiedene Faltungsphasen erkennen: der allgemeine S—N-Schub ist repräsentiert durch die Hauptschieferung, daneben ist westlich der Tessinerkulmination ein Schub aus SW erkenntlich, östlich der Tessinerkulmination ein Schub aus SE. Es sind diese Differentialschübe auf das durch die Tessinerkulmination bedingte Zurückweichen der Deckenstirnen der unterpenninischen Decken zurückzuführen.

Die porphyroblastischen Granate und Staurolithe erscheinen häufig in der Schieferungsebene gedreht; z. T. sind auch in Lösung vom Grundgewebe prachttvolle idioblastische Individuen auskristallisiert. Bemerkenswert ist, dass die Porphyroblasten in Glimmerzügen idiomorpher und einschlussfreier sind als ausserhalb derselben. Disthen ist das Mineral, das entweder die Schieferungsebene bevorzugt, oder sich in quarzreichen Gesteinsschmitzen anreichert. Epidot und Zoisit treten nur lokal in grösserer Menge auf.

Hornblendereiche Gesteinsvarietäten, die als Ausdruck fortgeschrittenster Metamorphose mesozoischer Gesteine zu gelten haben, sind bei Frodaler südlich Pian Segno aufgeschlossen.

Der *Bündnerschiefer* zeigt zwei Ausbildungsformen: die gottthardmassivische und die penninische Facies. Es mag angezeigt erscheinen, die Hauptunterschiede beider Ausbildungsarten zusammenzustellen.

Der *gottthardmassivische* Bündnerschiefer ist durch folgendes charakterisiert: die obere Trias, die Quartenschiefer, sind überall

ausgebildet. Weisse Quarzitbänke sind darin häufig. Allmählich folgt ein Übergang der tonig-mergeligen in mehr eisen-tonreiche Sedimente, was sich in dem Wechsel von quartenschieferähnlichen, glimmerreichen Schichten mit schwarzgrauen Granatphylliten kundgibt. Mit dem Auftreten der Lias werden Kalktonphyllite dominierend. Sie zeigen einen bemerkenswerten Gehalt an Graphitoid, der ihnen ihr schwärzliches Aussehen gibt. Vereinzelt sind Sandsteinbänke darin eingestreut.

In den *penninischen* Bündnerschiefern ist hingegen folgendes zu erkennen:

Die Quartenschiefer sind weniger mächtig und nicht durchgehend entwickelt. Die Grenze zu den liasischen Gesteinen ist zumeist scharf, ohne dass eine Zone erscheint, die als Übergangsfacies zwischen triasischen und liasischen Gesteinen gedeutet werden kann. Die Granatphyllite sind dabei wenig mächtig und bedeutend heller als jene des Gotthardmassives. Die Lias ist im Gegensatz dazu als kalkreicher Schiefer entwickelt; sein Graphitoidgehalt ist klein; die Gesteine sind heller gefärbt.

Die Bündnerschieferserie ist in intensiver Weise metamorphisiert. Es ist dies begreiflich, wenn man sich die starke Einklemmung zwischen Gotthardmassiv und untere penninische Decken vergegenwärtigt. Hauptsächlich die Quartenschiefer ergaben eine Fülle neuer Gesteinsvarietäten. Die ganze Bündnerschieferserie ist zudem in einen grandiosen Faltenzyklus gelegt. Ein genaueres, mikroskopisches Studium dieser Faltungerscheinungen zeigt überraschende Analogien zur Grosstektonik, indem die Kleinfalten das genaue Abbild der Grossfalten sind.

Gemäss der starken Beanspruchung sind Schichtung und Schieferung (S) parallel, während die Kleinfältelung häufig nicht nur als Ausdruck des allgemeinen S—N-Schubes, sondern auch des SW- bzw. SE-Schubes bemerkbar ist. Das Studium dieser Faltungerscheinungen zeigt, dass in den mesozoischen Gesteinen, die unter der Lucomagnodecke hervortreten (gotthardmassivische Bündnerschiefer), ein steil aufgerichteter Faltenzyklus erkennbar ist, wobei die einzelnen Falten an ihren Schenkeln und Scheiteln viele kleine Sekundärfalten aufweisen. Die mesozoischen Gesteine über der Lucomagnodecke hingegen (penninische Bündnerschiefer) zeigen einen einfacheren Faltenzyklus mit flachem Südschenkel und steilerem Nordschenkel. Die Falten zeigen im allgemeinen weniger sekundäre Faltenercheinungen, hingegen sind die Faltenköpfe häufig gegen Norden abgebogen oder abgeschert.

Nur zwei Lokalitäten, wo Faltungerscheinungen und Varietätenreichtum in instruktivster Form aufgeschlossen sind, mögen hier angeführt werden: die Gegend von Camperio und Pian Segno in der Val Sta. Maria.

Die Lage der gotthardmassivischen Bündnerschiefer lässt deutlich den Bau des eigentlichen Gotthardmassives erkennen. Nördlich der Val Sta. Maria schmiegen sich die Bündnerschiefer eng an die Fächer des Gotthardmassives an. Nach Süden ist die Umbiegung in eine schwach ausgeprägte Antiklinale zu erkennen, in deren Scheitel die Val Sta. Maria eingegraben ist. Die Richtung dieses Scheitels ist durch die Richtung der Val Piora und der Val Sta. Maria und des Grates des Pizzo Lucomagno angedeutet. Bis zu der Linie Dazio Grande—Ponto Valentino ist die Breite des Rückens eine konstante; von hier an schnürt er sich stark ein. Es ist dies das Gebiet der deutlich ausgeprägten Kulmination. Die eigentliche Kulmination geht also erst in der Val Sta. Maria zu Ende; nur erscheint der nördliche Teil gegenüber dem südlichen stark verbreitert. Es ist nicht von ungefähr, dass gerade an diesen Stellen, wo sich natürlicherweise das Nord-Süd-Streichen ändert, die Lucomagnodecke am stärksten gefaltet ist. Der Bau der Kulmination ist deutlich an der Richtung der zwei Hauptflüsse, Tessin und Brenno, zu erkennen. Südlich von Biasca scheint die Tessinerkulmination zu verflachen, um möglicherweise mehreren kleinen Nebenkulminationen Platz zu machen.

Die penninischen Bündnerschiefer streichen von der mehrfach geschuppten Molaremulde nach beiden Seiten in die Haupttäler. Von Ponte Valentino bis Olivone folgen sie dem Brenno, um hier nach beiden Seiten auszugreifen. Das Moränengebiet der Mti. Dotro, die Toira und der Sosto sind eine von oben eingefaltete Mulde penninischer Bündnerschiefer im gotthardmassivischen Bündnerschiefer. Diese Mulde ist allseitig von Trias umgeben. Die Fortsetzung der Molaremulde im Westen der Kulmination ist in den Bündnerschiefern von Prato und nördlich davon zu erkennen.

In grosser Ausbreitung erscheinen die mesozoischen Gesteine am Nordrande der Lucomagnodecke. Sie sind z. T. auch als Teilsynklinale in diese eingepresst. Im allgemeinen jedoch folgen sie dem Stirnrand der Decke. Die Deckennatur des Lucomagnomassivs wird dabei durch die Unterteufung durch diese mesozoischen Gesteine deutlich gekennzeichnet.

Folgende Schichten lassen sich stratigraphisch und petrographisch erkennen:

Untere Trias:

1. Kalktonphyllite, schwarzgrau, schiefrig, z. T. knotig (unter der Lucomagnodecke). Kalkphyllite, grau, stark metamorph (über der Lucomagnodecke).
2. Quarzitische Gesteine, meist sandig. Rötliche und gelbliche Farbtöne vorherrschend, z. T. geschichtet.

Trias:

1. Granatphyllite, schwarzgrau, z. T. hornfelsartig. Derivate eines tonreichen Sedimentes. Einlagerungen von Mergelhorizonten, die dem Quartenschiefer entsprechen, von unten nach oben abnehmend.
2. Quartenschiefer; schiefrige, mannigfaltige Derivate eines tonig-mergeligen Sedimentes. Mergelgehalt, dabei von unten nach oben abnehmend, allmählicher Übergang zu den liasischen Sedimenten durch Anreicherung des Tongehaltes (obere Trias).
3. Dolomit, weiss und gelb, z. T. als Rauhacke oder Gyps, meist feinkörnig und geschichtet, z. T. Triaskonglomerate (mittlere Trias).
4. Weisse feinkörnige Quarzite mit Muscovit/Sericit (untere Trias).

Die Kalkton- und Kalkphyllite des untern Lias stellen den höchsten im Untersuchungsgebiete erkennbaren Horizont dar; zusammen mit den Quartenschiefern und den Quarziten und Granatphylliten der obern Trias repräsentieren sie die Bündnerschiefer.

Der Unterschied zwischen gotthardmassivischen und penninischen Bündnerschiefern geht aus folgender Gegenüberstellung hervor:

	Gotthardmassivisch:	Penninisch:
Oberer Bündnerschiefer	Tonreiche Kalkphyllite, dunkle Farbe von reichlichem Kohlegehalt herrührend, Knotenschiefer. Metamorphose äussert sich in Mineralneubildung (Granat, Staurolith, Zoisit und Plagioklas).	Kalkglimmerschiefer und Phyllite, grau, keine Kohle. Mehr Kataklyse. Metamorphose äussert sich in Kornvergrösserung (Bündnerschiefermarmore). Mineralneubildung nur an einzelnen Stellen und wenig mannigfaltig.
Quartenschiefer Unterer Bündnerschiefer	Überall ausgebildet, führt viele Quarzitbänke, nach oben hin als schwarzgrauer Granatphyllit entwickelt.	Wenig mächtig, z. T. fehlend. Grössere Variabilität der Gesteine, Quarzitbänke fast ganz fehlend. Granatphyllite heller und weniger mächtig entwickelt.

	Gotthardmassivisch:	Penninisch:
Dolomit	Sehr mächtig (vorwiegend kavernös).	Wenig mächtig, z. T. fehlend, Rauhwanke nur an vereinzelten Stellen.
Triasquarzit	Vereinzelt ausgebildet.	Fehlt fast ganz.

Daraus ist ersichtlich, dass die Unterschiede in der Trias und z. T. im untern Bündnerschiefer mehr sekundärer Natur, d. h. tektonisch bedingt sind, während die oberen Bündnerschiefer zweifellos ursprüngliche Sedimentationsunterschiede zeigen. Die Differenzierung setzt schon im oberen Teil des untern Bündnerschiefer mit dem überwiegenden Auftreten der Tonsedimente ein. Die unteren Bündnerschiefer des Gotthardmassivs zeigen einen allmählichen Übergang, indem sich Derivate von Mergelhorizonten alternierend mit solchen von tonreichen Sedimenten überall erkennen lassen. Die unteren Bündnerschiefer des Penninikums haben hingegen einen Übergang von Mergel in die Tonsedimente, ohne dass sich wesentliche Einschaltungen von Mergelhorizonten in den Tonsedimenten vorfinden. Der facielle Unterschied im oberen Bündnerschiefer ist überaus prägnant; er äussert sich insbesondere in dem überwiegenden Kalkgehalt der penninischen Bündnerschiefer. Demzufolge zeigt hier die Metamorphose mehr Kataklyse und Kornvergrösserung, während die Metamorphose unter Neubildungen gegenüber den tonreichen Kalksedimenten des Gotthardmassivs stark zurücktritt.

Bei der petrographischen Beschreibung habe ich mich eng an das eingangs erwähnte Schema gehalten. Nur musste, um zahlreichen unnötigen Wiederholungen aus dem Wege zu gehen, darauf verzichtet werden, eine scharfe Trennung zwischen unterem und oberem Bündnerschiefer einerseits und in gotthardmassivischen und penninischen Bündnerschiefer andererseits durchzuführen.

Die Quarzite der unteren Trias

Nur vereinzelt ist die untere Trias im untersuchten Gebiete anzutreffen. Sie erscheint in Form von wenige Meter mächtigen Linsen und Bänken am Nordrand der Lucomagnodecke, am Rial Bianco und am Grat südlich des P. Molare. Weiterhin ist sie in den südlichen und mittlern Teilen der Mulde über der Leventina-decke und zwischen dem Narolappen der Lucomagno- und der Simanodecke als typische Gesteinsgruppe der Deckengrenzen vorhanden. Das Auskeilen mag z. T. tektonisch bedingt sein, z. T. fehlen die Sandsteinbänke wohl auch primär. Während die untere Trias zwischen den Decken als reiner weisser Quarzit mit geringem Sericit-

gehalt auftritt, zeigen die Triasquarzite der nördlich vorgelagerten Sedimente einen grossen Muscovitgehalt. Mitunter wechsellagern Gesteine, die Quarz als Hauptgemengteil führen, mit solchen, bei denen Muscovit-Sericit vorherrscht. An der Basis trifft man zuweilen ein grobklastisches quarzitisches Konglomerat. Es ist diese Ausbildung besonders an den Triasquarziten, die an die permischen quarzreichen Gneise der Lucomagnodecke grenzen, zu finden. Zuweilen sind die Quarzite gut geschichtet und gefältelt, wobei gröbere Quarzlagen mit feineren alternieren.

Die hier im Norden auftretenden starken Differentialdrucke bewirkten eine intensive Faltung nicht nur der geschmeidigen, sich leicht in Falten zwingenden Bündnerschiefer; auch die untere Trias ist ausserordentlich intensiv verfaltet. Dies äussert sich nicht nur in den bei der Verfaltung von Quarziten allgemein üblichen Rundfalten, sondern die Quarzschichten sind häufig in steile Spitzfalten zusammengequetscht. Dabei ist die steilere Seite immer der Richtung zugewandt, aus welcher der Druck kam, d. h. westlich von Pian Segno gegen Südwesten, östlich davon gegen Südosten. Es ist verständlich, dass in den tektonisch stark beanspruchten Stellen die Sericitanreicherung intensiv ist, so dass mitunter ein Sericitschiefer resultiert, zwischen dem sich die Quarzzüge nur noch als feines Reibmehl befinden. Im allgemeinen ist das Korn der Triasquarzite äusserst fein, so dass, wenn man die ganze Permserie der Lucomagnodecke bis zu den Triasquarziten durchschreitet, eine beständige Abnahme des Kornes konstatiert werden kann.

Die dolomitischen Gesteine der mittleren Trias

Gegenüber den Triasquarziten erscheinen die dolomitischen Gesteine der mittleren Trias ausserordentlich mächtig. Sie markieren im Norden die Deckengrenzen und auch die Grenze zwischen dem gotthardmassivischen und penninischen Bündnerschiefer. Das reichliche Auftreten von Dolomit ist nicht nur der stärkeren Sedimentation zuzuschreiben, sondern die Dolomite sind hier im nördlichsten Stirnbogen der penninischen Decken ebenso wie die Bündnerschiefer tektonisch angehäuft. Es sind meist gelbliche feinkörnige massige und schiefrige Dolomite mit wechselndem Glimmergehalt. Dieser Glimmer ist im Dünnschliff häufig schwach pleochroitisch und relativ hell. In den meisten Fällen handelt es sich um Phlogopit. Eine Anreicherung in Zügen ist dabei deutlich. Diese Zonen werden um so ausgeprägter, je mehr man gegen die obere Trias kommt. Rauhwaacke tritt ausserordentlich häufig auf,

insbesondere in der gotthardmassivischen Trias. Sie verdankt ohne Zweifel ihre Entstehung der Auslaugung des reichlich vorhandenen Sulfates, wie dies schon VAN HOLST und KRIGE konstatiert haben. Auch der vorhandene Gyps lässt auf diese Entstehungsart der Rauh-
wacke schliessen. Gyps ist hauptsächlich bei Camperio und bei Ponto Valentino an der Strasse gut aufgeschlossen. Er deutet den primär vorhandenen Anhydrit an.

Zuckerkörniger Dolomit ist nur vereinzelt angetroffen worden. Er ist hauptsächlich den Muldenenden eigen. Sein Vorkommen bei Aldescio, am Ende der Molaremulde, zeigt dies deutlich. Er dürfte somit sekundärer Natur sein. Stellen bevorzugter Metamorphose ist auch die Umwandlung des quarzhaltigen Dolomites in Strahlstein und Grammatit eigen. Die Strahlsteine und Grammatitprismen liegen unorientiert in dolomitischer Grundmasse. Grammatitbildung ist deutlich am Passo Colombe zu erkennen. Strahlsteinbildung in der oberen Schicht des Rial Bianco bei P. 2160, am Brenno bei Olivone, bei Aldescio am westlichen und bei Salvascio am östlichen Molaremuldenende und bei P. 2389 östlich von P. 2505. Am letzteren Orte ist Strahlstein in grossen rosettenförmigen Aggregaten häufig. Ob Strahlstein gebildet werden konnte, hängt wohl mit dem Sand- und Tongehalt des Dolomites zusammen, der in der penninischen Facies stärker angereichert erscheint. Weiterhin ist dem penninischen Dolomit ein Eisengehalt eigen, der sich meistens in einem Gehalt an Epidot ausdrückt. Vereinzelt imprägniert das Eisen das Gestein in einer Weise, dass ein ziegelroter Dolomit resultiert. Im allgemeinen sind die penninischen Dolomite schief-riger, aber weniger kavernös; insbesondere aber weniger mächtig (ca. 20—30 m) gegen die hunderte von Metern mächtigen Dolomite des Gotthardmassivs. An Stellen ausgezeichneter Faltung zeigt auch der Dolomit scharf ausgeprägte Mikrofalten. In prachtvoller Weise sind solche bei Marolta am nördlichen Seitenbach bei ca. 900 m aufgeschlossen. Wie bei den Orthogneisen der Dazio Grande an äquivalenter Stelle zeigen auch hier die Mikrofalten den Zusammenhang mit der Grosstektonik. Jede nächst höhere Falte erscheint nach Norden vorgeschoben, wobei der verbindende Mittelschenkel stark ausgezogen oder zerrissen ist.

Charakteristisch für die obere Grenze des Dolomites, insbesondere im Gotthardmassiv, ist eine Dislokationsbreccie, die im dolomitischen Bindemittel Stücke des darüberliegenden Quartenschiefers enthält. Die Quartenschieferbrocken sind von einer Glimmerhaut überzogen, wobei eine Tendenz der Brocken, sich in Lagen

anzuordnen, nicht übersehen werden kann. Diese Erscheinung ist deutlich nördlich ob dem oberen Rial Bianco, ob Mti. Anvedua und auch an anderen Orten, wo Überschiebungen ausgeprägt sind.

Ebenso wie der Quartenschiefer des Gotthardmassives nur allmählich in die tonreichen Bündnerschiefer übergeht, so wechselt auch an der Grenze Dolomit-Quartenschiefer nur allmählich der Sedimentationscharakter. In der Folge ist der Übergang von Dolomit zu Quartenschiefer in dem kontinuierlichen Mächtigerwerden der mergelreichen Zwischenlagen ersichtlich, bis zuletzt die Mergelhorizonte dominieren. Diese Mergelhorizonte sind meist durch Glimmer gekennzeichnet, die in feinen Lagen mit Dolomit alternieren. Vereinzelt kommen auch andere Mineralien vor, wie Hornblende, Zoisit, Epidot, Disthen. Der Dolomit tritt dabei häufig in Folge seiner schnelleren Verwitterung zurück, so dass die Lagen der neugebildeten Mineralien in mitunter prachtvollen Falten hervortreten. Gesteine, die dies aufweisen, sind hauptsächlich bei Camperio zu erkennen; die innige Verfaltung ist insbesondere unter der Brücke daselbst aufgeschlossen. Innerhalb der Lagen zeigen die Mineralien im allgemeinen variable Orientierung, hauptsächlich sind die „Querbiotite“ nicht direkt quer zur Schieferung gestellt, vielmehr nehmen sie alle möglichen Orientierungen an.

Die Bündnerschiefer

Allgemeines

Unter Bündnerschiefer ist die Gesamtheit der triasischen und liasischen Gesteine verstanden, die stratigraphisch über dem Dolomit liegen.

Da in jeder dieser Serien Gesteine gleicher mineralogischer Zusammensetzung vorkommen, so wurde bei der petrographischen Betrachtung, wie früher angedeutet, keine Trennung nach ihrer Zugehörigkeit durchgeführt, da dies zu zahlreichen unnötigen Wiederholungen geführt hätte. Die Gleichheit der Gesteine in verschiedenen Horizonten ist jedoch nicht immer makroskopisch festzustellen; nur mit Hilfe des Mikroskopes lassen sich die vielen Analogien aufdecken.

Die Metamorphose der Bündnerschiefer in dem in Betracht kommenden Gebiet entspricht ungefähr derjenigen an der Grenze zwischen Meso- und Epizone. Demzufolge lassen sich fast alle Mineralien, die diesem Bereich eigen sind, erkennen. Die Asso-

ziationen dieser Mineralien laufen alle nach einer bestimmten Richtung hin, nämlich diejenigen Verbindungen zu schaffen, die bei den gegebenen Verhältnissen die stabilsten sind.

Es zeigt sich, dass trotz mannigfaltiger Variationsmöglichkeit die Anzahl der vorgefundenen Assoziationen beschränkt bleibt. Ich konnte ungefähr 30 Mineralien feststellen, aus denen annähernd 50 Gesteinsvariationen resultieren.

Dass diese Einteilung nur aus den mikroskopischen Befunden aufgebaut werden kann, ist klar, da makroskopisch nicht alle Hauptgemengteile festgestellt werden können. Mindestens 40 der vorgefundenen Gesteinsvarietäten konnten im Quartenschiefer erkannt werden, was ein deutliches Bild von der ungeheuren Mannigfaltigkeit dieser Gesteinszone ergibt. Die Variationen liessen sich bei einer noch grösseren Anzahl von Dünnschliffen beliebig vermehren.

Da eine Untersuchung der allgemeinen petrographischen Verhältnisse im Gesteinsverband das Verständnis über das Vorkommen der einzelnen Varietäten und über ihren Bildungsbereich erleichtern kann, schien es angezeigt, kurz darauf einzugehen.

Die Gesteine des unteren Bündnerschiefers, insbesondere seines untersten Teils, des Quartenschiefers, zeigen ausserordentlich starken Wechsel der petrographisch gleichwertigen Horizonte. Die Schichten alternieren nicht nur in Metern und Dezimetern, sondern auch in wenigen Zentimetern, z. T. repetiert sich die gleiche Schicht mehrere Male. Auch im Streichen gehen sie ineinander über. Die wechselnde Schichtung ist bis ins Mikroskopische zu verfolgen, sodass sich häufig eine auffällige Diskrepanz zwischen makroskopischem und mikroskopischem Befund einstellt. Die Differenzierung ist teils mechanisch, teils chemisch und immer durch die durch differenzielle Drucke verursachten Teilbewegungen bestimmt. Es taucht hier die Frage auf, ob sich eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Reihenfolge der aneinandergrenzenden Schichten einstellt und wie weit eine Schicht eine gewisse Auslese in der Begrenzung durch andere Schichten trifft, oder ob eine gewisse Willkürlichkeit in der Begrenzung herrscht. Es ist dies gewissermassen eine statistische Aufgabe, die sich nur durch das Aufstellen einer Anzahl genauer petrographischer Profile lösen lässt.

Es mögen hier einige aufgeführt werden, die zugleich ein überzeugendes Bild von der Mannigfaltigkeit der Gesteinsvarietäten geben:

P. 1900 am Bach, der v. P. Eira herkommt	Profil P. 1975 am Weg nach P. Colombe
S Quarzite 50 cm Phyllit 50 cm Disthenquarzit 30 cm Biotitphyllit 20 cm Quarzit 1,2 m Dolomitbrockenzone 80 cm Hornblende-Staurolithschiefer 20 cm Granat-2 Gl.-Schiefer mit Zoisit 40 cm Kalkschiefer 50 cm N Phyllite 1,5 m Str. E 20° N — Fallen 80—90° NNW	N Dolomit Quarzit 1,5 m Zweiglimmerschiefer 40 cm Quarzit 1 m Phyllit 45 cm Sericitquarzit 1,5 m Quarzit 1 m Dolomitband 50 cm S Phyllit 1 m Str. E 10° — Fallen 72° N

Es handelt sich hier um zwei Profile aus dem unteren Quartenschiefer des Gotthardmassivs. Das reichliche Auftreten von dolomitischen Zwischenlagen und Quarziten ist dafür typisch. Auffallend ist das häufige Auftreten von Quarzitbänken, die im untern Quartenschiefer eine dominierende Rolle spielen. Sie sind meist als reine weisse Quarzite ausgebildet. Wechselwirkungen mit den phyllitischen Zwischenlagen ist das Auftreten von Disthenquarziten zuzuschreiben. An die dolomitischen Zwischenlagen grenzt mitunter eine hornblendeführende Zone, die ausserdem noch Staurolith und einen merkwürdigen, etwas blauen Zoisit führt. Die Grenze zweier aneinander stossender Schichten ist meist eine scharfe, wobei jedoch kleine undeutliche Schmitzen einer Gesteinsvarietät in der benachbarten zuweilen vorkommen. Die Glimmer sind dabei an den quarzreichen Zwischenlagen häufig verbogen und zwar ist eine Nordbewegung an den einzelnen nach Norden abgebogenen Blättchen bemerkenswert. Das ist insbesondere an den häufig an die Quarzite anstossenden Biotitphylliten erkennbar. — Nicht immer äussert sich der Wechsel in der Sedimentation durch unverändert gebliebene Dolomitschichten zwischen den phyllitischen Horizonten. Der noch stark dolomitische Mergel der untersten Quartenschieferserie wird durch die Metamorphose zu einem meist hornblende-reichen Gestein umgewandelt. Dies ist insbesondere bei der Gesteinsserie zu erkennen, die direkt unterhalb dem Hüttengestein von Frodalera aufgeschlossen ist.

Folgende Gesteine wurden hier makroskopisch beobachtet:

- Hornblendefelse
- Hornblendegneis
- Hornblendebiotitschiefer
- Granathornblendebiotitschiefer

Granathornblendebiotitdisthenschiefer
 Granathornblendegneis
 Granatbiotitschiefer
 Biotitschiefer.

Die einzelnen Varietäten gehen dabei willkürlich ineinander über, wobei der Bereich des einzelnen Gesteins zwischen vielen Metern und einigen Dezimetern schwankt. Es ist somit keine Gesetzmässigkeit in der Aufeinanderfolge zu erkennen. Diese interessanten prachtvollen Gesteine liessen es angezeigt erscheinen, ihre Beschreibung gesondert vorzunehmen.

Die massigen, nur aus grossen unorientierten Hornblenden bestehenden Hornblendefelse gehen allmählich in Hornblendegneis über. Die Hornblende ist meist prismatisch und nimmt besonders grosse Dimensionen an (bis 7 cm). Vereinzelt ist ein geteiltes Ende zu beobachten, während büschelige feinfaserige Formen relativ selten sind. Je mehr sich Biotit und Granat anreichern, umso spärlicher zeigt sich die Hornblende. Es lässt dies schon darauf schliessen, dass eine äusserst intensive Durchbearbeitung des Gesteins stattgefunden hat. Als helle Komponente tritt dann häufig nur schwach bläulicher Disthen auf. Granat und Biotit werden umso grösser, je mehr die Hornblende verschwindet, bis im extremen Falle Granat und Biotit allein assoziiert sind. Es ist die letztere Kombination wohl eines der schönsten Gesteine der Bündnerschieferserie: aus schwarzen unorientierten, bis 2 cm grossen Biotiten, die das Grundgefüge bilden, leuchten rote, bis 3 cm grosse, vollkommen idioblastische {110} der Granate heraus. Diese Granate sind zuweilen deutlich gedreht und zeigen ihrerseits wieder unorientierte Biotiteinschlüsse. Die intensive Durchbearbeitung lässt sich auch daran erkennen, dass meist das Gestein eine annähernd gleiche Korngrösse aufweist. Das Resultat ist ein äusserst zähes, massiges Gestein, das sich schwer bearbeiten lässt. Im extremen Fall zeigt sich nur ein grobblättriger Biotit als einziger Hauptgemengteil; doch tritt diese Varietät zurück. Auch an anderen Stellen lassen sich Anklänge an die Gesteinsserie von Frodalera beobachten, so bei Campra; doch ist es in keinem Falle zu einer in solchem Masse vollendeten Gesteinsassoziation gekommen. Merkwürdig erscheint es, dass die Frodaleragesteine, die direkt an den Dolomit anstossen, diesen Grad der Umwandlung zeigen, während die weiter vom Kontakt befindlichen zahlreichen dolomitischen Lagen und Schmitzen im Quartenschiefer des Hügels zwischen Bronico und Pian Segno nur spärliche Hornblende und Strahlstein-

bildung aufweisen. Es ist dies wohl darauf zurückzuführen, dass die Imprägnation des dolomitischen Materials näher am Dolomit eine viel gleichmässiger war als in grösserer Ferne, wo dolomitische Lagen mit solchen tonig-mergeliger Natur strenge wechselten. In diesem Falle konnte die Durchbewegung, die ja ohnehin hier schwächer war, nicht die gleichen Resultate zeitigen.

Die obere Quartenschieferserie zeigt eine grosse Mannigfaltigkeit; konform dem Zurücktreten des dolomitischen Materials treten auch dessen Derivate in den Hintergrund. Produkte tonig-mergeligen Materials sind vorwiegend, wobei im allgemeinen gegen die Granatphyllite hin die Zunahme der Eisenkomponente zu konstatieren ist.

Zwei der schönsten vollständigen Profile über die ganze Quartenschieferserie sollen hier Erwähnung finden:

N	Sandsteinquarzite Phyllite Quarzreicher Chloritschiefer Dolomitmarmor mit Granat und Strahlstein Biotitschiefer Staurolithschiefer Quarzreiche Phyllite Quarzreicher Biotitschiefer Sericitschiefer Dolomitmarmor Hornblendegesteine Quarzite Dolomit z. T. mit Strahlstein Chloritschiefer Dolomite Phyllite Quarzite Dolomit Triasquarzitschiefer Granathornblendegarbengneis (Lucomagnodecke)	N	Staurolithglimmerschiefer Quarzreicher Staurolithchloritoid- phyllit Hornblendephyllit Kalkphyllit Phyllit Granatphyllit Sandsteinquarzit Chloritoidphyllit Epidotphyllit Granatplagioklasgneis Granatglimmerschiefer Hornblendebiotitphyllit Epidotglimmerschiefer Granatmuscovitschiefer Granatglimmerschiefer Muscovitschiefer Kalktonphyllit Phyllit Granatphyllit
	30 m		15 m
S. E.		S	
	Str. E 5° N Fallen: 66° N		Str. E 35° N Fallen: 65° NNW

Aus Profil I ist ersichtlich: die dolomitischen und quarzischen Zwischenlagerungen nehmen gegen oben an Häufigkeit ab; der Dolomit wird z. T. zu Marmor, teils treten neue Mineralien auf. Vorwiegend grenzen biotit- und chloritreiche Gesteine an den Dolomit. Die Übergänge der einzelnen Gesteine sind ziemlich unvermittelt. Die ganze Quartenschieferserie besteht hier nur aus einem kontinuierlichen Wechsel von dolomitischen quarzreichen

und phyllitischen Zwischenlagen, während Derivate von Eisen-Tonsedimenten nur spärlich vertreten sind; sie dürften tektonisch ausgequetscht sein.

Profil II hingegen gibt einen guten Überblick über diese Stufe. Es treten Granat, Staurolith, Chloritoid und Epidot als bestimmende Gemengteile auf. Staurolith- und Chloritoidgesteine sind zumeist aneinander gebunden. Granat stellt die Eisen-Ton-Komponente in den glimmerreichen Zonen dar. Alle Varietäten gehen allmählich ineinander über. Dolomitische und reine quarzitisches Zwischenlagerungen sind verschwunden, hingegen deutet sich schon die Annäherung an die kalkig-tonigen Phyllite des oberen Bündnerschiefers an. Die glimmerreichen Schiefer zeigen wie anderwärts häufig Querbiotite, doch weisen diese meist keine ausgesprochene Orientierung auf.

Die Quartenschiefer sind die Gesteine, welche intensive Fältelung aufweisen. Dies ist erklärlich, wenn man sich ihren tonig-mergeligen Charakter vergegenwärtigt. Im Gebiete der Segnofalte, also westlich von der Brücke von Pian Segno, ist allgemein eine Nordost schauende Faltung vorherrschend, wobei jedoch Relikte von Falten anderer Bewegungsrichtungen deutlich sind. Östlich der Brücke ist eine meist nordwärts schauende Faltung prägnant. Es scheint, dass dabei gegen Osten die Anzahl der Typen im Quartenschiefer zunimmt, doch ist diese Erscheinung hauptsächlich auf die penninischen Quartenschiefer beschränkt. Dies zeigt besonders die Quartenschieferserie von Camperio. Leider konnte hier wegen der teilweisen Rasenbedeckung kein zusammenhängendes Profil aufgenommen werden, so dass eine Beurteilung der Gesteine im petrogenetischen Verband nicht möglich war. Folgende Typen wurden beobachtet:

Sericitquarzite
 Granatglimmerschiefer
 Phyllite
 Quarzmoscovitschiefer
 Quarzite
 Chloritschiefer
 Biotitschiefer
 Epidotzweiglimmerschiefer
 Epidotchloritschiefer
 Biotitphyllite
 Granatphyllite
 Disthenbiotitschiefer

Disthenzweiglimmerschiefer
 Staurolithzweiglimmerschiefer
 Granatstaurolithphyllit
 Staurolithchloritphyllit
 Dolomitbrocken führende Phyllite
 Grammatitphyllite
 Muscovitschiefer
 Zoisitphyllite
 Zweiglimmerschiefer
 Strahlsteinschiefer
 Epidotstrahlsteinschiefer
 Disthenplagioklasgneis
 Granatbiotitschiefer
 Biotitstrahlsteinschiefer
 Sericitschiefer.

Diese 27, allein makroskopisch festgestellten Typen sind ein beredtes Zeugnis von der ungeheuren Mannigfaltigkeit dieser Gesteinsserie. Hier sind alle Gesteine anzutreffen, die im Westen nur in der Gesamtheit aller Profile erkennbar sind. Auch hier ist das Anreichern von Eisentonmineralien gegen die oberen Bündnerschiefer deutlich. Dolomitfetzen sind fast überall anzutreffen. Weisser Disthen ist in langen breiten unorientierten Individuen, die z. T. gebogen sind, auf den Schichtflächen zu finden. Die weisse Farbe erscheint dabei mit dem Auftreten von Disthen als Gleitflächenmineral zusammenzuhängen. Querbiotite sind häufig, aber nicht immer mit ausgesprochener Orientierung. Interessanter scheint es, dass der Biotit sehr häufig an Faltenschenkel gebunden ist. Disthen, Epidot und Zoisit scheint in der penninischen Facies der Quartenschiefer angereichert, wobei die beiden letzten Mineralien hauptsächlich den Grenzstufen gegen die kalkreichen penninischen oberen Bündnerschiefer eigen sind. Die häufig auftretenden dolomitischen Zwischenlagerungen erscheinen hier meist tektonisch eingepresst, wobei eine intensive Strahlsteinbildung vor sich ging. Bemerkenswert ist, dass der Plagioklasgehalt bei den Quartenschiefern von Camperio gegenüber anderen Orten stärker in Erscheinung tritt. — Die Gesteine bei Camperio zeigen dabei wohl die grossartigsten Faltungerscheinungen der penninischen Zone der Tessiner Alpen. Die Bündnerschiefer sind in einen wilden Faltenzyklus gelegt, wobei eine Druckrichtung von Südosten als vorherrschende erscheint. Bei der Betrachtung der Faltungerscheinungen wird noch näher darauf eingegangen.

Ein Profil der in der Molaremulde vorkommenden penninischen Bündnerschiefer zeigt eine beschränktere Entwicklung der Typen als im Norden. Es ist dies in der Hauptsache auf die tektonische Auswalzung zurückzuführen, die vereint mit der Zunahme der Metamorphose gegen Norden die Anhäufung der Typen bei Camperio genügend erklärt.

Betrachtet man die einzelnen Profile in der Molaremulde als Ganzes, so kommt man zu folgender Reihenfolge:

Graue Kalkglimmerschiefer mit hellen Quarzitbänken	50—300 m
Granatphyllit, schwarzgrau	5—15 m
Epidot-Zoisit-Plagioklasgneis	} 10—100 m
Epidot-Karbonatphyllit	
Epidot-Glimmerschiefer	
Disthenepidotglimmerschiefer	
Granatdisthenglimmerschiefer	
Granatglimmerschiefer	
Sericit-Grammatitschiefer, z. T. auch Strahlstein	
Sericitschiefer und Dolomitchloritschiefer	} 5—20 m
Dolomit, weiss, gelblich	
Sericitquarzit	0—3 m (Turmalin führend).

Es ist also deutlich wahrzunehmen, wie der Kalkgehalt nach den oberen Bündnerschiefern hin zunimmt. Reine weisse Quarzite fehlen dem penninischen Quartenschiefer fast ganz; hingegen erscheinen sie im oberen Bündnerschiefer, denen wiederum die rötlichen Sandsteinquarzite fehlen. Die Übergangsstufe zwischen oberem und unterem Bündnerschiefer des Penninikums bilden wie im Gotthardmassiv die Granatphyllite, die hier jedoch im allgemeinen heller sind. Die Granate sind ausserordentlich gross und zahlreich in die dünnstriefrigen sericitreichen Lagen eingebettet. Sie stellen die Zone grösster Eisen-Ton-Anreicherung dar. Die darüberfolgenden kalkreichen Schiefer führen immer noch einen bemerkenswerten Gehalt von Ton und Eisen, was sich im Auftreten von Epidot, Zoisit, Biotit etc. kundtut. Charakteristisch für die penninischen Bündnerschiefer erscheint auch ein reichlicher Gehalt an Pyrit. Was gegenüber den Bündnerschiefern des Gotthardmassives auffällt, ist, dass sich ein kontinuierlicher Übergang von dolomitischen zu tonig-mergeligen und weiterhin zu kalkreichem Typus einstellt, ohne die scharf abgegrenzten Zwischenlagen des einen Typus im anderen, wie sie die gotthardmassivischen Bündnerschiefer zeigen.

Verfolgen wir die Quartenschiefer des *Gotthardmassives* gegen die oberen Bündnerschiefer hin, so ist auch hier die gleiche Sedimentationsfolge zu beobachten, nur dass die Kalkkomponente nicht so stark in Erscheinung tritt. Die Grenze Quartenschiefer/Granatphyllit ist fast überall durch einen Staurolith/Granatphyllit angedeutet. Der Staurolith ist in dicken kurzen Individuen mit Zwillingen nach (032) und (232) entwickelt. Granat ist in braunschwarzen Knoten dazwischen angedeutet. Die Übergangsstufe ist insbesondere deutlich am Brenno am Weg nach Mti. Pyi, beim Ospizio di Camperio und am Punkt 1920 nördlich der Lukmanierstrasse. Diese letzterwähnte Lokalität ist noch deshalb interessant, weil hier durch Kohlepigment schwarz gefärbte Disthene in büscheligen Aggregaten bis zu 15 cm langen Stengeln vorkommen. Es handelt sich also um Rhaetizit. Auch der Staurolith nimmt hier grössere Formen an und ist zuweilen auf diesen Rhaetizitaggregaten entwickelt. Er ist also später gebildet. Diese extrem grossen Kristalle sind meist an die Scheitel von Grossfalten gebunden.

Im eigentlichen schwarzgrauen Granatphyllit werden die Granate grösser. Sie sind bis 2 cm gross, treten aber zufolge ihres Pigmentgehaltes nur als dunkelbraunschwarze Knoten aus dem tonreichen Grundgefüge hervor. Weisse glänzende Sericithäute umschmiegen zuweilen den Granat, an welchem vereinzelt Torsionserscheinungen bemerkenswert sind, die deutlich die allgemeine Bewegungsrichtung des Gesteins wiedergeben. Auch grössere Falten sind an diesem Gestein zu beobachten. Zuweilen resultieren auch hornfelsartige Varietäten.

Wie schon bemerkt, findet die eigentliche Quartenschieferzone an den Granatphylliten ihren Abschluss. Diese und die mit ihnen alternierenden, petrographisch dem Quartenschiefer gleichwertigen Gesteine, die meist erst an den die Basis der Kalktonphyllite darstellenden Sandsteinbänken ausklingen, stellen die Übergangsstufe zum oberen Bündnerschiefer dar. Es ist die Stufe, wo sich gleichsam der sedimentäre Charakter der Quartenschiefer und derjenige der die oberen Bündnerschiefer darstellenden Kalktonphyllite vereinigen. Es ist auch die Zone, der die eisen- und tonreichen Mineralien typisch sind. Das zeigen deutlich die Granatphyllite und die Quartenschiefer ähnlichen Schiefer, die zumeist als Granat-, Staurolith-, Epidot- und Choritoid-Glimmerschiefer erscheinen. Auch in dieser Übergangsstufe wechseln die einzelnen Gesteine ausserordentlich häufig, wenn auch nicht mehr so unvermittelt wie im eigentlichen Quartenschiefer.

Die im allgemeinen die Basis der oberen Bündnerschiefer bildenden quarzischen Gesteine sind vorwiegend als graue gelbliche und rotbraune Sandsteinquarzite entwickelt. Sie bilden Bänke, die sich oft auf weite Strecken verfolgen lassen, wie z. B. an der „Costa“ nördlich Olivone. Auch die graue Varietät enthält vorwiegend eisenreiche Mineralien als Einsprenglinge, wie Granat, Staurolith etc. Sie sind aber zumeist schon stark verwittert. Möglicherweise hängt die Bildung dieser Quarzite mit der primären Differenzierung in kalk- und quarzreiche Partien zusammen; denn meist zwischen die Quarzite eingeklemmt zeigen sich graue, stark metamorphe Bündnerschiefermarmore.

Wie im unteren Quartenschiefer die weissen Quarzite, so leiten auch die Sandsteinquarzite eine neue Sedimentserie von bestimmtem Charakter ein. Es sind dies die Kalktonphyllite, die den oberen Bündnerschiefer des Gotthardmassives repräsentieren. Gemeinsam mit den zu ihnen hinüberleitenden Granatphylliten ist ihnen der reichliche Graphitoidgehalt eigen. Dieser wirkt hindernd auf die Kristallisation, und so ist es natürlich, dass nicht die zahlreichen Mineralkombinationen auftreten, die allgemein den untern Bündnerschiefer charakterisieren. Es sind wiederum die Eisen-Ton-Mineralien Granat, Staurolith, Epidot, Zoisit und Chloritoid, die ihm sein Gepräge geben. Nur ist hier ihr Auftreten nicht an bestimmte Zonen gebunden, sondern sie treten lokal an den Stellen auf, wo sich ein Eisen-Ton-Überschuss einstellt. Gegenüber der Übergangszone tritt der Eisengehalt deutlich zurück. Nur unmittelbar über den Sandsteinquarziten und mit ihnen wechsellagernd sind noch Granatphyllitzone zu erkennen, die sich auf weitere Strecken verfolgen lassen; die Granate scheinen dabei an die Schichtflächen gebunden zu sein. Vereinzelt trifft man die Kalktonphyllite in knotenförmiger Ausbildung; im Mikroskop lassen sich diese vorzugsweise als verwitterte Plagioklase erkennen. Der Kohlengehalt ist dabei in den Einsprenglingen grösser als in dem Grundgewebe. Der Kohlegehalt scheint in den höchsten Bündnerschiefern, den schwarzen Schiefen vom Scopi, am stärksten zu sein.

Nach diesen Betrachtungen können wir an die Beschreibung der einzelnen Gesteine herantreten.

Quarzite und Quarz-Muscovitschiefer

Diese makroskopisch in allen Farben hervortretenden, quarzischen Gesteine sind im unteren und oberen Bündnerschiefer anzutreffen. Im allgemeinen herrschen im unteren Bündnerschiefer

die weissen und muscovitischen Varietäten vor, während im oberen Bündnerschiefer (konform dem stärkeren Hervortreten der Fe-Komponente) die farbigen Typen vorkommen. Die Metamorphose gibt sich dabei nicht nur in Faltungserscheinungen, sondern auch in stärkerer kataklastischer Beanspruchung kund. In extremen Fällen treffen wir ein in der Hand zerfallendes Gestein an. Die Quarzite der untern Bündnerschiefer sind z. T. stark gefaltet, und zwar treten nicht nur die in Quarziten üblichen Rundfalten auf, sondern die Faltung äussert sich auch in der Bildung von grösseren Spitzfalten. Die Schenkel der Spitzfalten zeigen dabei wiederum die üblichen Rundfalten. Mitunter ist eine Anreicherung des Albites zu konstatieren, die zu typischen Gneisquarziten führt. Diese Erscheinung ist jedoch relativ spärlich und auf diejenigen Typen beschränkt, bei denen der Glimmergehalt zurücktritt. Die Glimmer sind dort am intensivsten angereichert, wo die Faltung am deutlichsten erscheint. Es ist also offensichtlich, dass tonige Lagen, die auch die Glimmerbildung ermöglichen, die Voraussetzung für das Auftreten von gut ausgeprägten Falten sind. Zuweilen ist eine strenge Differenzierung der einzelnen Quarzlagen zu erkennen, indem zwischen den normalen mittelkörnigen Typen Lagen feinkörnigen Quarzes, die viel Sericit führen, auftreten. Zwischen diesen feinkörnigen Zügen zeigen sich wiederum grobkörnige Quarzlagen.

Quarz ist mikroskopisch in allen Grössen erkennbar. Er ist dabei in isometrischen, z. T. kataklastischen Individuen in Lagen entwickelt. Undulöse Auslöschung einzelner Exemplare ist angedeutet. Vereinzelt ist Quarz parallel der Schieferung gestreckt. Muscovit-Sericit bildet Lagen alternierend mit Quarz. Grössere Blättchen trifft man dabei unorientiert eingestreut. Kohlige Substanz ist häufig, insbesondere in den Quarziten des oberen Bündnerschiefers. Die kohlige Substanz ist dabei hauptsächlich in Lagen parallel den S-Flächen anzutreffen, die zwischen zwei ausgesprochenen Quarzlagen liegen. In Scheiteln von glimmerreichen Falten sind die einzelnen Glimmerblättchen dachziegelartig oder wirr übereinander geschuppt. Zwischen den Glimmerlagen sind in den Faltenbögen innig verzahnte Quarzmosaike vorhanden. Vereinzelt treten auch olivgrüner Biotit und kleinere Individuen von Epidot bestimmend in den Mineralbestand ein. — In den Quartenschiefern trifft man zuweilen auch prachtvolle Disthenquarzite. Der Disthen erscheint dabei meist in bläulichen Stengeln von bis 15 cm Länge und bis 3 cm Breite. Z. T. liegen sie unorientiert im

Gestein, z. T. sind sie in Büscheln angeordnet. Disthenquarzite sind am Hügel westlich von Camperio und bei P. 1900 des Baches vom P. Era und bei Pian Segno aufgeschlossen. Sie sind immer dort zu erkennen, wo eine Wechsellagerung von Quarziten mit tonreichen Sedimenten deutlich ist. Vereinzelt trifft man Disthen auch in garbenförmigen Aggregaten. Verbogene Disthene sind häufig, wobei der Bogenscheitel nach Nordosten zeigt. Die Grundmasse dieser Disthenquarzite ist ein milchig weisser Quarz, der gegen den Disthen zu immer klarer wird. Vereinzelt sind grössere Glimmerblättchen unorientiert in die Quarzgrundmasse eingestreut.

Im Gegensatz zu den Quarziten der unteren Trias, die eine z. T. intensive, gangartige Turmalinimprägnierung zeigen, die sich insbesondere im Auftreten von Turmalinsonnen kundgibt, zeigen die Quarzite der oberen Trias sowie der untere Bündnerschiefer im allgemeinen einen Turmalin Gehalt, der sich nur im Mikroskop zu erkennen gibt. Die Turmaline sind hier in kleinen idiomorphen, fraglos neugebildeten Individuen regelmässig im Gestein eingestreut. Nirgends ist makroskopisch oder mikroskopisch eine Anreicherung der Turmaline an bestimmten Stellen erkennbar. Es erscheint deshalb nicht gerechtfertigt, an eine tertiäre pneumatolytische Durchtränkung der Bündnerschiefer zu denken. Es ist anzunehmen, dass nach einem relativ kurzen Schuttransporte turmalinhaltiges Material bei der nachherigen alpinen Metamorphose rekristallisierte. Pneumatolytische Turmalinbildung ist nur bis in das oberste Perm bzw. bis in die unterste Trias zu erkennen, und auch hier nur vereinzelt. Es sind mir aus der ganzen Zone von Airolo bis Olivone nur zwei Stellen bekannt, wo Pneumatolyse in den quarzitischen Gesteinen unmittelbar unter dem Dolomit zu erkennen ist. Bei Olivone direkt südlich des Dolomites am Brenno und westlich des Lago Ritom. Bei beiden Fundorten handelt es sich um deutlich erkennbare pegmatitische Nachschübe herzynischer Intrusion. Überdies ist an beiden Orten ein eindeutiges triasisches Alter des Gesteines nicht festzustellen. Nach den Gesteinen der Lucomagnodecke zu schliessen, ist vielmehr an ein ober-permisches Alter der Nachschübe zu denken. Mit dem Einsetzen der Trias sind solche nicht mehr sicher nachzuweisen. Auch die regelmässig eingestreuten, nur im Mikroskop erkennbaren Turmaline des oberen Perms der Lucomagnodecke halte ich für Neubildungen aus klastischem Material. Die wenigen Nachschübe, die pneumatolytisch gebildeten Turmalin führen, sind kein Indizium gegen diese Annahme.

Der Turmalingehalt in den Bündnerschiefern ist sowohl in den gotthardmassivischen als penninischen Bündnerschiefern deutlich. Im Quartenschiefer sind die Turmaline am zahlreichsten. Mit der Änderung der Sedimentation nach der kalkreichen Facies hin nimmt der Turmalingehalt im allgemeinen ab. Nirgends tritt er in makroskopisch erkennbaren Formen, wie sie in der Lucomagnodecke üblich sind, auf. Niemals ist auch Zonarstruktur und Kataklyse dieser Turmaline zu erkennen, die im allgemeinen den von der Pneumatolyse bevorzugten Zonen folgen und ausserhalb derselben vollständig fehlen. Alle die genannten augenfälligen Unterschiede lassen nicht auf die gleiche Entstehungsweise beider Turmalintypen schliessen. Damit fällt auch die Berechtigung der Annahme einer tertiären Injektion, als deren Resultat die Turmaline anzusehen wären, dahin.

Die Phyllite

Diese insbesondere im gotthardmassivischen obern Bündnerschiefer als schmale Zwischenlagerungen in den Kalktonphylliten vorkommenden Gesteine zeichnen sich durch einen, die übrigen Gemengteile weitaus überwiegenden Sericitgehalt aus. Im Felde treten sie zumeist als schwarze, stark gefältelte Schiefer hervor, die mitunter verrostete Granate führen, welche besonders die Nordseite von Faltenschenkeln bevorzugen. Biotite und Zoisite folgen im allgemeinen den Faltenzügen. Die Falten erscheinen nicht nur als Spitzfalten, sondern auch in gerundeten Formen. Zuweilen ist Kreuzfältelung erkennbar. Auch an der Grenze Quartenschiefer zu Kalk-Granattonschiefer sind phyllitische Zwischenlagerungen angereichert. Sie sind hier z. T. das Muttergestein von prachtvollen Staurolith-Rhaetizitmineralien.

Die makroskopisch als Phyllite erscheinenden, silberweissen Gesteine des Quartenschiefers zeigen im Mikroskop einen bedeutend grösseren Quarz- und Biotitgehalt. Ich habe sie unter den Zweiglimmerschiefern beschrieben.

Die Zweiglimmerschiefer

Diese sind zumeist in weissen, hell- bis dunkelgrauen, grünlichen und graublauen Varietäten im Quartenschiefer vertreten. Die Schieferung ist dabei überall ausgesprochen. Faltungerscheinungen sind ausserordentlich scharf ausgeprägt. Die Schieferungsfläche besteht fast ausschliesslich aus farblosem Glimmer; die übrigen Gemengteile erscheinen meist nur im Querbruch. Makroskopisch

sind es Biotite, Epidot, Granat, Disthen. Der Biotit charakterisiert dabei häufig eine zweite bevorzugte Richtung, indem er als Querbiotit senkrecht zur allgemeinen Schieferung gestellt ist. Nicht immer ist der Querbiotit jedoch der Repräsentant dieser zweiten Schieferung; vielmehr ist mitunter eine vollkommene variable Lage dieser Biotite festzustellen, sodass ihre Lage als Zeugnis kleinster im Gestein wirksamer Differenzialdrucke gelten muss. Es ist anzunehmen, dass auch die Querbiotite, die eine unter sich gleiche Lage erkennen lassen, als Ausdruck lokaler Druckverhältnisse anzusehen sind. Durch die von der Grosstektonik abhängigen Differenzialdrucke im Gebiete der Tessinerkulmination wurde an bevorzugten Stellen eine annähernd parallele Lage dieser Biotite geschaffen, die eine neuere Schieferung repräsentiert. Auch an anderen, blättrigen und stengeligen Mineralien ist diese Abhängigkeit in der Orientierung von den an Ort und Stelle wirksamen Differentialdrucke deutlich. Die makroskopisch sichtbaren Querbiotite sind meistens porphyroblastisch entwickelt. Die Grösse der einzelnen Querbiotite schwankt dabei von 1 mm bis 10 mm, wobei die Grösse der anderen Gemengteile im allgemeinen proportional der Grösse der Biotite ist. Je feinkörniger also das Gestein, umso undeutlicher sind die Querbiotite ausgeprägt. Es ist klar, dass die Querbiotite nicht nur unter den Zweiglimmerschiefern angetroffen werden, sie sind vielmehr für die ganze Bündnerschieferserie vom Ritomsee bis Olivone charakteristisch, wobei die einseitige Orientierung der Querbiotite, die als Ausdruck einer zweiten Schieferung gelten muss, an den Enden dieser Zone, also beim Lago Ritom und zwischen Camperio und Olivone, am ausgeprägtesten ist. Zwischen diesen beiden Orten lassen sie im allgemeinen keine deutliche Orientierung erkennen. Diese Biotite nehmen dann vielmehr alle möglichen Lagen quer zur allgemeinen Schieferung an, wobei ihre Zuordnung zu einer ausgesprochenen Querschieferung nirgends eindeutig festgelegt werden kann.

Die Untersuchung der beiden Zonen, wo die Querschieferung, die hauptsächlich durch die Querbiotite zum Ausdruck kommt, deutlich ist, in Bezug auf die Orientierung dieser Querschieferung lässt Folgendes konstatieren:

In der Zone zwischen Olivone und Camperio ist diese zweite Schieferung deutlich das Abbild von Südost kommender, tektonischer Beanspruchung. Nicht nur die Orientierung der porphyroblastisch ausgebildeten Mineralien, die NE—SW orientiert sind, lässt diesen Schluss zu, vielmehr spricht auch der ganze nach Nordwest ge-

richtete Faltenzyklus dafür. In der Verfolgung der Bündnerschieferzone nach Westen ist konform der Orientierung der Porphyroblasten auch die Richtung der Falten verschieden. Die Variabilität der vorhandenen Druckverhältnisse war zu gross, als dass sich eine eindeutig gerichtete Faltung herauschälen liesse. In der Gegend des Lago Ritom hingegen ist an äquivalenter Stelle wie Camperio eine weitere Schieferung ausgesprochen, die im allgemeinen von dem ursprünglichen West-Ost-Streichen abweicht. Die Fältelung und Orientierung der quer zur Schieferung stehenden Mineralien lässt auf Beanspruchung von Südwesten schliessen.

Rekapitulieren wir die im Felde an den Gesteinen gemachten Beobachtungen, so können wir abgesehen von dem ursprünglichen nordwärts gerichteten Druck von Ost nach West folgende ausgesprochene Faltungsrichtungen erkennen:

1. Starke Beanspruchung von Südosten
2. Keine ausgezeichnete Faltungsrichtung
3. Starke Beanspruchung von Südwesten.

Zone 1 erstreckt sich von Olivone bis gegen Pian Segno,
Zone 2 von Pian Segno bis gegen Alpe Carroreccio,
Zone 3 von dort nach Westen.

Dieses Dominieren gewisser Druckrichtungen an bestimmten Stellen hängt ohne Zweifel mit der Tektonik der Tessinerkulmination zusammen. Die oberen penninischen Decken zeigen über der Tessinerkulmination eine starke Einbuchtung nach Süden. Demzufolge musste im Westen der Tessinerkulmination ein Südwest-Nordost gerichteter Druck wirksam sein, im Osten davon ein Südost-Nordwest-Druck.

Das Auftreten dieser Differentialschübe mag ungefähr gleichzeitig gewesen sein; wenigstens lässt sich nirgends eine entscheidende Reihenfolge feststellen. Wo man glaubt, eine Phasenfolge deuten zu können, ist oft in unmittelbarer Nähe die entgegengesetzte Folge erkennbar.

Es war anzunehmen, dass der mikroskopische Befund dieser Gesteinsserie die gleichen Resultate in Bezug auf Faltungsphasen zeitigen würde wie die Beobachtung im Felde.

In der Tat war dies überall eindeutig festzustellen. Im Gegensatz zum Befund im Felde zeigte sich hingegen, dass die westlich der Tessinerkulmination NE-Beanspruchung im geschwächten Masse auch in der Domäne des östlich davon wirkenden NW-Druckes zu erkennen war und umgekehrt.

Wie die übrigen Gesteine des Bündnerschiefers an der Stirn der Lucomagnodecke, so zeigen insbesondere auch die Glimmerschiefer diese Erscheinungen in besonders deutlicher Weise, weshalb es angezeigt schien, hier darauf hinzuweisen.

Muscovit-Sericit ist in den Glimmerschiefen der Gemengteil, der die S-Lagen andeutet. In Falten erscheint er in Form von Polygonalbögen. Die Falten lösen einander dabei ab, indem an Stelle einer in Streichen ausklingenden Falte eine neue tritt. Die auf lokalen Druckvariationen basierenden, minimalen Teilbewegungen sind dafür verantwortlich zu machen. Innerhalb der einzelnen S-Lagen erscheinen Muscovitzüge, in denen die einzelnen Blättchen unorientiert durcheinander liegen, so dass ein kettenartiges Gefüge resultiert. Die Form der Falten, die durch die Muscovitzüge charakterisiert werden, zeigen mitunter deutlich den Typus grosser Überschiebungsfalten.

Biotit kommt mikroskopisch als isometrischer Gemengteil mit Muscovit in S-Lagen und als Porphyroblast vor. Wie früher angedeutet, zeigen die porphyroblastischen Querschnitte nicht immer eine Querschieferung an, sondern liegen beliebig zu S-Flächen.

Die mehr oder weniger parallel gestellten Biotit-Porphyroblasten sind meist parallel der Streckungsrichtung des Gesteins, die von NE bis NW wechselt, verlängert, wobei sie ungehindert durch die Schieferungsfläche hindurchgehen. Die Spuren der S-Flächen sind dabei in den Querbiotiten, z. T. noch gefaltet, vorhanden. Die Querbiotite sind unzweifelhaft jünger als die Biotite und Muscovite, welche die Schieferung repräsentieren, d. h. die Kristallisation dieser Querbiotite war später abgeschlossen als diejenige der S-Lagen. Gegenüber den Biotiten in den S-Lagen erscheinen die Querbiotite ungleich grösser. Vereinzelt ist dabei eine von aussen nach innen fortschreitende Chloritisierung zu beobachten. Die jede Lage einnehmenden Querbiotite sind zuweilen von durch Teilbewegungen entstandenen Scherflächen durchzogen, wobei ein Ausgleich zwischen Grundgewebe und Porphyroblast angestrebt wird, der sich meistens in einer Zertrümmerung und Ausbuchtung der porphyroblastischen Biotite äussert. Zeigten diese Scherflächen die gleiche Richtung, so entstanden die porphyroblastischen Querbiotite, die zum Repräsentant einer Querschieferung wurden. Dabei ist bemerkenswert, dass dann die Längsentwicklung der Biotite parallel der Richtung der Scherflächen erfolgte, während dort, wo keine Druckrichtung dominiert, die Querbiotite im allgemeinen senkrecht zum Differentialdruck stehen. Um die porphyroblastischen

Biotite der Querschieferung sind häufig Streckungshöfe, die mit Quarz ausgefüllt sind, zu erkennen. Also lässt die Anwesenheit dieser Quarzhöfe fast immer auf stattgefundene Teilbewegungen schliessen. Auch die Anwesenheit von Porphyroblasten in einem feineren Grundgewebe hat als Indizium dafür zu gelten.

Wie die Querbiotite, so sind auch die Biotite in den S-Lagen im allgemeinen bräunlich. Sie machen mit dem meist grösseren Muscovit die Faltung mit. Diese Faltung ist vor der Bildung der Querbiotite entstanden. Die Biotite erscheinen in den Falten-scheiteln z. T. etwas grösser, so dass sie zuweilen als Querbiotite auftreten. Im Gegensatz zu den Querbiotiten späterer Entstehung sind sie jedoch nicht eigentlich porphyroblastisch entwickelt. Der Faltenwurf der S-Lagen ist z. T. ausserordentlich intensiv, wobei die einzelnen Falten einander ablösen. Wo porphyroblastische Querbiotite erscheinen, ist die Faltung aufgehoben, oder sie ist in ihm reliktsch vorhanden.

Dass die Tendenz nach Kornverkleinerung auch an den porphyroblastischen Querbiotiten wirksam war, ist an ihrem häufig zertrümmerten Zustande erkenntlich. Diese sucht auch die bei der Porphyroblastenbildung entstandene chemische Differentiation wieder durch Bildung eines chemischen Mischtypus auszugleichen.

Durch Zusammenfassen der Resultate, die sich aus der Betrachtung der Dünnschliffe in Bezug auf Orientierung der Komponenten, inkl. der Biotite, ergeben, kommen wir zu folgenden Bewegungsphasen:

1. Allgemeiner S—N-Schub, repräsentiert durch die Hauptschieferung.
2. Reliktische Biotite in Faltenbogen S/West—N/Ost-Schub charakterisierend (westlich der Kulmination dominierend).
3. Porphyroblastische Querbiotite, in den Bündnerschiefern westlich Campra im allgemeinen ohne ausgesprochene Orientierung, östlich von Campra als Resultat einer Beanspruchung von Südosten.
4. Teilbewegungen mit der Tendenz zur Kornverkleinerung des Gesteins. Orientierung der Bewegungen nicht erkenntlich.

Wir sehen also die Anschauung, die wir aus der makroskopischen Betrachtung der Zweiglimmerschiefer gewonnen haben, bestätigt. Es sei hier schon vorweggenommen, dass die Betrachtung der übrigen Bündnerschiefergesteine im allgemeinen durchaus das gleiche Bild zeigt.

Bemerkenswert erscheint noch der regelmässige Erzgehalt des Gesteins, repräsentiert durch längliche Individuen von Pyrit und Magnetit.

Als Nebentypus der Zweiglimmerschiefer zeigt sich mitunter ein quarzreiches Gestein, in welchem bei im übrigen qualitativ gleichem Mineralbestande Quarz die übrigen Gemengteile bei weitem übertrifft (bis 70 %). Der Glimmer bleibt dabei klein und deutet die schwache Faltung an. Bläulicher Disthen in grösseren Individuen ist ein Charakteristikum dieser Varietät.

Die Glimmer-Plagioklasgneise

Diese Gesteine, welche für die ganze Bündnerschieferserie typisch sind, zeigen sich makroskopisch den Glimmerschiefern sehr ähnlich; nur vereinzelt ist der Plagioklas im Gestein deutlich; seine Anwesenheit ist an der Mattigkeit der hellen Gemengteile zu erkennen. Wie KRIGE schon erwähnt, sind diese Gesteine häufig an kalkhaltige Horizonte gebunden. Auch für Gesteine, die einen bemerkenswerten Gehalt an kalkhaltigen Mineralien zeigen, ist der Plagioklas typisch. Gesteine mit typischem Plagioklasgehalt sind häufig bei Campra und im Quartenschieferhügel östlich Camperio anzutreffen.

Der Plagioklas gehört der Reihe Oligoklas-Andesin an. Er ist oft stark poikiloblastisch von den übrigen Gemengteilen unorientiert durchsetzt. Häufig tritt er porphyroblastisch auf und ist verzwillingt. S-Lagen setzen häufig an ihm ab. Die Art seines Auftretens lässt annehmen, dass es sich um eine letzte Bildung handelt.

Hin und wieder trifft man in Zwickeln des Gesteins Karbonat; doch ist diese Erscheinung meist auf die Gesteine der untern Bündnerschieferserie beschränkt. Schlecht begrenzter Rutil, z. T. gebogen, ist an den chloritreichen Stellen häufig. Den plagioklasreichen Gesteinen des obern Bündnerschiefers ist zudem ein Gehalt an Kohle eigen.

Wie bei den bereits beschriebenen Typen, so bewirkten auch hier die gebirgsbildenden Vorgänge eine starke chemische Differenzierung, die zur Porphyroblastenbildung führte. Der allgemeine Hauptstress von Süden wirkte dabei meist auflösend und verkleinernd, weshalb erklärlich ist, warum in zahlreichen Fällen nur noch Relikte von Porphyroblasten vorkommen. Die Unmenge von lokalen Druckunterschieden, die sich in der Bildung der vielen Se-

kundärfalten ausprägen, vermochten keine neuen Texturelemente zu schaffen, die zu Ummineralisierung führten.

Die Granatphyllite

Darunter sind meist die dunkelgrauen bis schwarzgrauen, zähen Granatphyllite vorhanden, die die Übergangsfacies zwischen unterem und oberem Bündnerschiefer bilden. Die gleichen Gesteine sind auch im Quartenschiefer spärlich vertreten, lassen sich aber nach der mikroskopischen Untersuchung weiter unterteilen.

Die Granate erscheinen in der meist stark phyllitischen, durch Kohleführung dunkel gefärbten Grundmasse in bis 1 cm grossen, z. T. idioblastischen Individuen. In der Farbe heben sie sich meist wenig vom Grundgewebe ab, wenn auch rotbraune Granatporphyroblasten z. T. stark vertreten sind.

Die Schieferung ist meist deutlich ausgeprägt; Hand in Hand damit geht oft eine intensive Faltung, wobei gedrehte Granate schon makroskopisch festgestellt werden können.

Solche gedrehte Granate sind in den Granatphylliten am Gipfel des P. Coira und am Hügel südlich von Pian Segno gut aufgeschlossen. Am ersten Ort zeichnet sich der Granatphyllit durch die Grösse und Idiomorphie der Granate aus; die sericitische Grundmasse umschmiegt dabei die Granatporphyroblasten vollkommen.

Zähe massige hornfelsartige Granatphyllite sind vereinzelt an dem alten Lukmanierweg, am Hügel südlich von Pian Segno zu erkennen. Die Granate erscheinen dann meist nur in mikroskopisch kleinen Individuen, so dass sie im Felde nur undeutlich nachzuweisen sind.

Der Granat ist meist porphyroblastisch entwickelt. Seine Bildung gleichzeitig mit der Faltung der S-Lagen wird durch seine Form, die sich dieser Faltung anschmiegt, dokumentiert. Die Enden der Granate sind dabei ausgeschwänzt. Als Einschluss im Granat treten parallel S-Flächen struierte Quarzzüge auf, die in regelmässigen Abständen eingelagert erscheinen. Umwandlung des Granates in Staurolith in seinen äusseren Partien und in unorientierte Zoisitnadeln im Innern ist häufig. Die im Granat eingestreuten Einschlüsse werden erst gegen den Rand hin grösser und nehmen am Rande die Grösse der Grundgewebeindividuen an. Es scheint somit, dass Wachstum der Granate und Wachstum des Grundgewebes gleichzeitig waren. Die Kristallisation ging also mit der Faltung vor sich. Ein querverlaufendes Scherflächensystem durchzieht mitunter die Granate, wobei es sich in den äusseren

Granatzonen verliert. Diese S-Lagen waren also wirksam, bevor der Granat vollständig gebildet war.

Vereinzelt ist im Granat ein gegenüber der allgemeinen S-Lage gedrehtes Grundgefüge zu erkennen. Der Granat ist dann meist vom eigentlichen Grundgefüge losgelöst und deshalb mehr idiomorph entwickelt, so dass nicht angenommen werden kann, dass er einer früheren Faltung unterworfen worden war. Vielmehr ist offensichtlich, dass es sich um die Drehung eines schon fertig gebildeten oder in Bildung begriffenen Individuums handelt. Diese Drehung muss als Resultat der längs Gleitflächen wirkenden Kräfte gedeutet werden, wobei die porphyroblastischen Granate naturgemäss am intensivsten von der Drehung getroffen wurden.

Im Gestein ist der Granat meist in den Mulden zweier grösserer Falten zu erkennen. Ist er in den Faltenwürfen selbst entwickelt, so sind es meist die Faltenschenkel, an denen er angereichert erscheint, wobei der weniger steile Nordschenkel gegenüber dem steilern Südschenkel bevorzugt ist. Mitunter ist in Granaten eine zur jetzigen S-Fläche senkrecht stehende, durch Biotit und Kohle repräsentierte S-Lage zu erkennen, die unzweifelhaft älter ist. Möglicherweise gehört auch der hier vorhandene Granat (der dann meist nur reliktsch ist) einer früheren Bildungsphase an; denn die S-Lagen weichen ihm aus. Oft ist der Granat stark zerlappt und skelettartig ausgeschwänzt. Quarz ist dann das vorherrschende Mineral, das zwischen den einzelnen Verfälschungen vorkommt.

Quarz tritt im übrigen in rundlichen isometrischen Körnern auf. Lagenartige Anordnung ist häufig, wobei diese die Faltung nur im abgeschwächten Masse wiedergibt. Muscovit-Sericit bildet innerhalb gefalteter Lagen kleine Schüppchen, die bisweilen alle Gemengteile ungehindert durchziehen. Wo keine Steilfalten in Frage kommen, ist der Glimmer mitunter gebogen. Fein verteilte Kohle ist für das Gestein typisch; im Dünnschliff tritt sie wohl deshalb so intensiv in Erscheinung, weil sie durch den Schleifprozess über den ganzen Schliff verteilt wurde. Calcitische Aggregate sind vereinzelt zwischen den Falten eingestreut; in ihrer Nähe trifft man häufig grösserer Pyrite und Glimmer. Der gelegentlich vorkommende Plagioklas ist auch hier als eine der letzten Bildungen anzusehen. Bei Abwesenheit von Karbonat ist hellrotbrauner Biotit in kleinen, regelmässig eingestreuten Schüppchen festzustellen.

Mitunter ist in den Granatphylliten eine Anreicherung der Karbonatkomponente zu konstatieren, so dass ein

Granat-Karbonatphyllit

resultiert. Makroskopisch von dem vorerwähnten Typ kaum zu unterscheiden, ist er jedoch mehr an die Nähe des Quartenschiefers gebunden.

Die Granat-Glimmer-Plagioklasgneise

Diese meist mit den Granatphylliten vorkommenden Gesteine sind makroskopisch diesen durchaus ähnlich. Sie dürften jedoch einem höheren Grad der Metamorphose entsprechen, der sich insbesondere in dem intensiveren Biotitgehalt ausdrückt. Auch der Plagioklasgehalt, der in den Granatphylliten nicht festzustellen ist, tritt hier mitunter schon im Felde durch bläulichschwarze Knoten hervor. Gegenüber ähnlichen Gesteinen, die im Quartenschiefer vorkommen, bleibt auch hier der Varietätenreichtum der als Hauptgemengteile auftretenden Mineralien auf wenige Gemengteile beschränkt. Querklüfte, die im Gestein auftreten, sind meist mit Calcit ausgefüllt.

Granat tritt im Mikroskop porphyroblastisch in annähernd idiomorphen und aufgelösten Individuen auf. Eine Chloritisierung unter Beibehaltung der Granatform ist zuweilen stark fortgeschritten. Von Einschlüssen ist Quarz als wichtigster zu erwähnen. Er tritt in kleineren gerundeten Formen auf, wobei gegen das Zentrum des Granates die Quarzeinschlüsse angereichert erscheinen. Die Wachstumsgeschwindigkeit des Granates oder seine Ablösung vom Grundgewebe scheint also nach aussen hin zuzunehmen. Bemerkenswert ist, wie Biotit in der Nähe von Granat angereichert erscheint, so dass an eine Wechselwirkung der beiden Mineralien gedacht werden kann. Die idiomorphen Granate sind meist rein, weisen aber etwelche Zerklüftung auf. Durch die aufgelösten Granate gehen die Quarzzüge ungehindert hindurch. Die Kristallisation der Granate erscheint also erst abgeschlossen, als auch die Bildung der Texturflächen beendet war.

Der Chemismus der Granatglimmerplagioklasgneise entspricht nach den Angaben von C. SCHMIDT dem der Granathornfelse, die auf Seite 113 erwähnt wurden.

Die Granat-Staurolithphyllite und Glimmerschiefer

schliessen sich meist unmittelbar an oben erwähnte Typen an. Es sind gräulich-schwarze bis braunrote Gesteine, die oft die Grenze zwischen den Quartenschiefern und den typischen Granatphylliten

bilden. Die Hauptgemengteile sind meist makroskopisch zu erkennen, wobei häufig auch Disthen als Hauptgemengteil auftritt. Bemerkenswert ist die Grösse und Idiomorphie der einzelnen Individuen. Der Granat tritt in braunroten, bis 2 cm grossen Rhombendodekaedern auf, die von silberglänzenden Sericithäuten umhüllt sind. Staurolith bildet unorientierte braune, dicksäulige Individuen, die häufig nach (232) und (032) verzwilligt sind. Die Grösse der einzelnen Individuen schwankt hier zwischen 2 mm bis 4 cm. Tritt dazu Disthen auf, so bevorzugt dieser die büschelförmige Ausbildung, wobei die einzelnen Disthene durch Kohlepigment schwarz gefärbt sind. Es handelt sich also um Rhaetizit. Vereinzelt sind auch Magnetit-Konkretionen sowie Zoisit und Rutil makroskopisch festzustellen.

Die im übrigen gleichen Gesteine, die den typischen Quartenschiefern eigen sind, sind etwas biotitreicher. Ausserdem ist durch das Zurücktreten der Kohle eine hellere Gesteinsfärbung bemerkbar. Die Metamorphose war hier ohne Zweifel viel intensiver, was sich auch in der stärker in Erscheinung tretenden Kristallisationsfaltung kundtut.

Granat kommt mikroskopisch porphyroblastisch vor, wobei Idioblasten mit $\{110\}$ nicht selten sind. Ein hin und wieder in Erscheinung tretender Chloritoidkern im Granat zeigt den Gang der Metamorphose aufs deutlichste. Auch die Umwandlung aus Staurolith ist vereinzelt zu beobachten. Turmalin und Rutileinschlüsse sind häufig. Querrisse des Granates sind meist mit Chlorit erfüllt. Nicht immer sind die Ränder der idioblastischen Granate intakt geblieben, vielmehr sind Auflösungserscheinungen, die sich in Ausbuchtungen äussern, nicht selten. Quarzzüge durchziehen zuweilen den Granat ungehindert, wobei die Quarzlagen z. T. in flache Falten gelegt sind. Bemerkenswert ist noch, dass der Granat gelegentlich in Zügen hintereinander vorkommt, wobei die dazwischen liegenden Glimmerlagen am Granat abbrechen. Auch die Einschlüsse in den Granaten sind oft gefaltet, wobei die innere einschlussreichere Zone stärker gefaltet erscheint als die einschlussärmere äussere Zone. Es ist dies wohl darauf zurückzuführen, dass die Bedingungen stark wechselten, d. h. konform der Schnelligkeit im Wachstum der Porphyroblasten nahm die Faltung ab. Um die Porphyroblasten trifft man immer die typischen Quarzhöfe. Auch der meist porphyroblastisch entwickelte Staurolith zeigt ähnliche Erscheinungen. Die Einschlüsse beschränken sich aber dabei nicht nur auf Quarz, sondern es tritt noch Disthen dazu. Rotbrauner

fettiger Biotit und Ilmenit, die damit vorkommen, sind genetisch mit Staurolith in Verbindung zu bringen. Kohlige Substanz deutet eine frühere Texturfläche an, wobei diese den idiomorphen Granaten ausweicht. Dieser schob also die Kohlenzüge bei seiner Kristallisation auf die Seite. Vereinzelt trifft man den Staurolith wie den Granat in aufgelösten, parallel S-Flächen gelagerten Formen, wobei die Quarzzüge auch hier mit Staurolith alternieren. Staurolith ist auch im Granat vorhanden. Disthen zeigt sich in kleinen Leistchen, die ganz von Kohlepartikelchen erfüllt sind. Verwachsungen mit Staurolith sind zahlreich. Auch in der Nähe und um die Granate ist Disthen besonders häufig, wobei er meist konform den S-Lagen dem Granat ausweicht. Kurze gedrungene Individuen sind parallel S-Lagen gestreckt und zum Teil gebogen. Undulöse Auslöschung ist dann vielfach zu beobachten. Muscovit-Sericit kommt alternierend mit kleinem isometrischem Quarz in S vor. Durch Disthen geht er ungehindert hindurch, weicht aber Granat aus. In Falten sind die Glimmerblättchen häufig in Polygonalbögen angeordnet, hie und da jedoch gebogen. Der lagenförmig ausgebildete Quarz bildet streng differenzierte Züge grösserer und kleinerer Individuen. Die feineren Züge zeigen n_„ in grösster Annäherung an S der Schollen, während in den gröbereren Lagen grössere Abweichungen davon ziemlich häufig sind. Klinozoisit ist besonders dort häufig, wo Chlorit und Staurolith in reichlichem Masse auftreten. Hellgrüne Hornblende ist vereinzelt zwischen Biotitlagen und um Staurolith zu erkennen; auch hier ist die Beziehung mit den genannten Mineralien offensichtlich. In einigen Schliffen tritt auch Zoisit in einer intensiv blau polarisierenden Farbe auf.

Granat-Staurolith-Disthenphyllite finden sich in schönster Ausbildung an dem schon genannten P. 1920 nördlich der Lucomagnostrasse oberhalb Campra, östlich von Bronico und am Weg beim Wasserfall ob Sacco bei Camperio. Auch beim Ospizio di Camperio und etwas unterhalb davon sind sie in prägnantester Weise abgeschlossen.

Die phyllitischen, glimmer- und plagioklasreichen Varietäten der obigen Gesteine sind makroskopisch kaum zu unterscheiden. Die Bezeichnung der Varietät richtet sich naturgemäss nach den quantitativen Verhältnissen der meist in Frage kommenden Mineralien: Disthen, Staurolith, Granat, Biotit, Muscovit-Sericit und Plagioklas etc. Leitend für die Serie bleibt dabei Granat und Staurolith.

Von den vielen Nebentypen, die mikroskopisch in dieser Gesteinsserie sich feststellen lassen, soll hier der Befund einer Varietät erwähnt werden, die einen reichlichen Chloritoidgehalt aufweist. Es ist dies ein

Granat-Chloritoidphyllit

Dieser ist makroskopisch von einem Granatphyllit der Zone zwischen unterem und oberem Bündnerschiefer kaum zu unterscheiden.

Der meist idioblastisch ausgebildete Granat ist im Mikroskop erfüllt von kleinen unorientierten Chloritoidschüppchen, die ohne Zweifel noch das Abbild anderer metamorpher Bedingungen bedeuten. Die Verstärkung der Metamorphose hatte eine Umwandlung in den bei grösseren Drucken oder höheren Temperaturen stabileren Granat zur Folge. Vielleicht ging diese Umwandlung den Weg über Staurolith; dass dieser nicht mehr vorhanden ist, wird darauf zurückzuführen sein, dass die metamorphen Bedingungen sehr rasch wechselten. Neben Chloritoid ist auch Quarz und Sericit und Zoisit im Granat vorhanden. Klüfte im Granat, die meist quer zur allgemeinen Schieferung verlaufen, sind mit Quarz ausgefüllt. Die Einschlüsse sind z. T. in Zügen angeordnet, die nach den Rändern des Granates hin stärker in Erscheinung treten. Die Granatbildung war also ohne Zweifel erst beendet, als auch die S-Lagen gebildet waren. Sericit bildet mit kohligter Substanz die S-Lagen, wobei im allgemeinen dem Granat ausgewichen wird.

Granat-Disthen-Biotitschiefer

Diese vorwiegend im Quartenschiefer ausgebildeten Gesteine zeichnen sich aus durch ihr meist grobkristallines Aussehen. Die einzelnen Mineralien wechseln dabei in Lagen miteinander ab oder sie bilden ein sperrig ineinander greifendes Gefüge grobkristalliner Mineralien. Bemerkenswert ist, dass sie häufig an Strahlsteinschiefer einerseits und an Quarzite anderseits grenzen. Der Disthen bildet bis 5 cm lange, milchig-weiße, unorientierte Stengel, zwischen denen bis 1 cm grosse schwarze Biotitplättchen eingelagert sind. Gebogene Disthene sind keine Seltenheit. Sind die einzelnen Mineralien in Lagen angeordnet, so ist die Orientierung nach einer Richtung ausgesprochen. Mitunter sind auch Quarzlagen damit alternierend anzutreffen.

Der meist idioblastische, eine bemerkenswerte Konstanz in der Korngrösse aufweisende Granat führt mikroskopisch parallel

S-Lagen Quarz, Turmalin und Magnetiteinschlüsse. Chlorit und unorientierte Zoisitleistchen sind darin erkennbar; sie sind als Umwandlungsprodukte anzusehen. Die Einschlüsse im Granat erscheinen z. T. als Abbild der Faltung, z. T. aber weicht diese auch dem Granat aus, der in diesem Falle einer früheren Bildungsphase anzugehören scheint. Die Einschlüsse zeigen dann auch eine andere Orientierung. Es ist demnach wahrscheinlich, dass der Granat während der ganzen Faltungsphase Bedingungen antraf, die seine Kristallisation förderten. Die Einschlüsse in den äusseren Teilen der zuerst gebildeten Granate zeigen dabei eine deutliche Annäherung an die verfalteten Texturflächen. Bemerkenswert ist noch, dass in diesen Granaten häufig grössere kataklastische Quarze auftreten. Kleine körnige Quarze sind mehr an die S-Lagen im Granat gebunden.

Granat-Staurolithglimmerschiefer

Zum Unterschied zu den meist die Grenze Quartenschiefer/Bündnerschiefer andeutenden, im allgemeinen den gleichen Mineralbestand aufweisenden Granat-Staurolithphylliten sind diese Gesteine eher dem eigentlichen Quartenschiefer eigen. Durch die stärkere Metamorphose dieser oberen Triashorizonte ist eine Kornvergrösserung eingetreten, die sich besonders an den Glimmern deutlich kundtut. Der Kohlegehalt ist gering, weshalb auch die Farbe des Gesteins meist heller als die der Granat-Staurolithphyllite ist. Aus der glimmerreichen grauen Grundmasse tritt makroskopisch Granat und Staurolith hervor. Der Granat bildet grössere und kleinere Individuen, wobei die kleineren häufig zu Haufen geschart erscheinen. Die grösseren Individuen dürften somit einer Sammelkristallisation entsprechen. Idioblastische Formen sind selten zu konstatieren. Der hellbraune Staurolith bleibt in seiner Grösse konstant und ist im allgemeinen regelmässig im Gestein verteilt. Häufig sind Zwillinge nach (232) zu beobachten. Der Staurolith ist fast nie über 1 cm gross. In quarzreichen Anhäufungen des Gesteins erscheint meist noch ein bläulicher Disthen, der vorzugsweise in fächerförmig aufeinandergelagerten Stengeln zu erkennen ist.

Dieses Gestein ist besonders häufig im Quartenschiefer südlich Pian Segno zu konstatieren. Wie überall im Quartenschiefer so sind auch hier die strukturellen und texturellen Verhältnisse ungemein mannigfaltig. Porphyroblastische, granoblastische, lepidoblastische und poikiloblastische Strukturen sind innerhalb des

gleichen Gesteines anzutreffen. Ebenso wechseln die Texturen, wobei massige, schiefrige und helizitische Texturen innerhalb kleinster Räume auftreten. Die Übergänge sind aber häufig unvermittelt konform der meist unregelmässigen Verteilung der körnigen und blätterigen Mineralien. Die Faltungen sind gut ausgeprägt, so dass die nächst südlichere Falte meist über die nächst nördlichere vorgerückt ist. Die Anordnung der Porphyroblasten in den Falten ist makroskopisch willkürlich; wenigstens konnten nur wenige Fälle beobachtet werden, die als Indizium für eine spezielle Anordnung gelten könnten.

Staurolith zeigt sich im Mikroskop in aufgelösten Individuen regelmässig im Gestein. Streckung in der Fallrichtung ist z. T. zu erkennen. Er zeigt vorwiegend Erzeinschlüsse (Pyrit und Magnetit). Chloritoid ist als primär umgewandeltes Mineral anzusehen. Die Quarzeinschlüsse im Staurolith deuten die S-Lage an. Vereinzelt sind Pseudomorphosen nach Granat zu beobachten. Zwillinge nach (232) sind nicht selten. Häufig sind die Staurolithporphyroblasten gedreht, wobei dann die Quarzeinschlüsse senkrecht zur allgemeinen S-Lage gestellt sind. Den Granaten weichen diese Staurolithe aus. Um Granat trifft man häufig nicht in die Falten einbezogene Staurolithe. Sie stehen wahrscheinlich im genetischen Zusammenhang mit den Granaten.

Granat ist meist in aufgelösten Individuen vorhanden, wobei z. T. Umwandlung in Staurolith festzustellen ist. Chloritoidrestchen findet man zuweilen auch im Granat. Die allgemeine S-Lage durchzieht den Granat öfters ungestört. Sie wird vorwiegend durch Quarz und Glimmer sichtbar. In gefalteten Gesteinen erscheint der Granat wie in Falten gelegt, wobei jedoch in den granatreicheren Partien die Faltung weniger ausgeprägt ist. Als Umwandlungserscheinung tritt im Granat Zoisit auf und an seinen Rändern häufig Chlorit. Auch die zahlreich auftretenden Risse sind mit Chlorit und z. T. mit Limonit ausgefüllt. Der Korngrösse der Einschlüsse des Granates nach zu schliessen, hatte die ursprüngliche Textur sehr feines Gepräge. Die Einschlüsse zeigen bis zum Rand gleiches Korn und sind in regelmässig verteilten Zügen angeordnet. Mitunter sind die Einschlüsse quer zur allgemeinen Schieferung anzutreffen, die dann meist am Granat gestaut erscheint. Dieses Phänomen ist vorzugsweise an der Vorderseite (Südseite) der Faltenschenkel zu erkennen. Auch die Quarzhöfe an diesen Granaten lassen darauf schliessen, dass der Granat in allen Faltungsphasen gebildet wurde.

In der quarzreichen Grundmasse, die besonders um Staurolith typisch ist, zeigt sich häufig Turmalin in den bekannten kleinen Idioblasten. Rutil ist haufenartig in Staurolith und Biotit angeordnet; mitunter bildet er auch die Umhüllung eines Turmalinkristalles. Magnetit bildet meist längliche Individuen in und um Granat. — Häufig tritt im Mikroskop Granat ganz zurück, während Staurolith dominierend bleibt. Es resultiert daraus ein

Staurolithglimmerschiefer,

der makroskopisch meist als weisslich-grünlicher Schiefer mit fleckenartigen Knoten oder Prismen hervortritt, die sich im Mikroskop als Staurolith zu erkennen geben.

Brauner Biotit folgt meist S-Zügen. Er ist parallel S-Lagen chloritisiert. Die Biotite, die quer zur S-Lage orientiert sind, zeigen immer die gleiche Abweichung davon, so dass angenommen werden muss, dass diese Biotite, die meist als Porphyroblasten entwickelt sind, eine Tendenz zur Bildung einer neuen Texturfläche andeuten. Diese war an den später gebildeten, durch die differentiellen Druckbewegungen entstandenen, porphyroblastischen Biotiten wirksamer. Die Chloritisierung ist an diesen Biotiten auch nicht in dem Masse ausgeprägt wie an den parallel S-Lagen gelagerten Biotiten. Muscovit-Sericit bildet mit Biotit und abgeplatteten Quarzkörnern das feingewellte schiefrige Gefüge, in dem Staurolith in einzelnen einschlussreichen Porphyroblasten, die z. T. gedreht erscheinen, auftreten. Quarz ist in und um den Staurolith das vorherrschende Mineral, während die Glimmer dem Staurolith meist ausweichen. Die Staurolithe zeigen parallel diesen Glimmerlagen verschleppte Enden, die in typischen Quarzhöfen endigen. Es scheint demnach, dass die Bildung der S-Lagen die Kristallisation des Staurolithes überdauert hat. Nach der Orientierung der Staurolithe zu schliessen, die sich analog der Feldbeobachtung auch mikroskopisch ergab, ist dieses Gestein das Resultat einer Beanspruchung von Südwesten her. Tatsächlich ist das Gestein dort zu finden, wo diese Schubrichtung deutlich festzustellen ist, nämlich an der Spitze der grossen Segnofalte.

Epidot-Granatglimmerschiefer

Dieser Typus kommt vorwiegend im untern Bündnerschiefer vor. Es ist ein feinschiefriges grauschwarzes Gestein. Epidot ist makroskopisch nur undeutlich zu erkennen, während der kleine Granat in Zonen zwischen den Glimmern hervortritt.

Epidot (Klinozoisit) kommt mikroskopisch in kleinen, in S-Lagen gestreckten Leistchen vor. Vereinzelt sind auch körnige Aggregate von Epidot wahrzunehmen. Bemerkenswert ist, dass in biotitreichen Partien Klinozoisit vorherrscht, also die eisenärmere Varietät des Epidotes. Eisen ist dann vorwiegend im Biotit vertreten. Quarz hält sich in länglichen abgeplatteten Individuen an die S-Fläche. n'_a des Quarzes ist dabei meist in grösster Annäherung parallel diesen S-Lagen. Nur in Faltenwürfen ist beliebige Orientierung vorherrschend. Auch der Quarz zeigt, wie alle übrigen Gemengteile, in den Falten lappige Formen. In Falten wurden abgebrochene Individuen nur selten angetroffen. Der gelbbraune fetzige Biotit folgt den S-Lagen. Einschlüsse von Klinozoisit, Sericit, Magnetit sind vorherrschend. Muscovit/Sericit bilden breite Lagen abwechselnd mit Biotit. Im Gegensatz zu diesen geht er jedoch nicht durch den Granat hindurch. Wir dürfen also annehmen, dass die Mineralien in folgender Reihenfolge gebildet wurden: Biotit, Granat, Muscovit. Granat zeigt sich meist in aufgelösten porphyroblastischen Individuen, wobei diese an den nördlichen Faltenseiten angereichert erscheinen. Wenige Exemplare zeigen idiomorphe Umgrenzung. Die Einschlüsse, meist Biotit und Quarz, sind parallel den S-Lagen (Schieferungslagen) angeordnet. Drehungen der Porphyroblasten sind hie und da sichtbar.

In Abarten, in denen Quarz zurücktritt, ist der Sericitgehalt grösser, ebenso tritt auch Plagioklas in den Mineralbestand ein. Es ist dies insbesondere in den vereinzelt Typen des obern Bündnerschiefers der Fall. Die Plagioklase sind dann meist porphyroblastisch, wobei starke Umwandlungserscheinungen auftreten. Kleinere, meist natronreichere Individuen kommen auch in den quarzreicheren Gesteinsvarietäten vor. In den phyllitischen Typen im oberen Bündnerschiefer ist auch feinverteilte Kohle häufig.

Grünlich-weiße, stark schiefrige, seidenglänzende

Epidotglimmerschiefer

sind im unteren Bündnerschiefer häufig. Meist sind sie dort am deutlichsten anzutreffen, wo eine intensivere Metamorphose in Frage kommt, wie z. B. in den Faltenkernen. So zeigen die Quartenschieferzonen bei der Brücke von Pian Segno, an der Lukmanierstrasse bei Camperio, unterhalb Ganna Negra und La Costa in prägnanter Weise solche Typen. Epidot ist mitunter makroskopisch in kleinen kurzstengeligen Individuen, die unorientiert im Gestein

liegen, zu erkennen. Muscovit/Sericit dominiert z. T. in auffälliger Weise über Biotit.

Epidot (Pistazit) zeigt sich im Mikroskop in körnigen und tonnenförmigen Individuen mit lebhaften Polarisationsfarben. Bestäubung des Epidotkernes ist charakteristisch. Pistazit hat auch die Tendenz, reihenförmig hintereinander vorzukommen. Klinozoisit ist mehr in leistenförmigen Individuen vorhanden, wobei blau die vorherrschende Polarisationsfarbe ist. Er ist meist unorientiert. Mitunter lässt sich deutlich erkennen, dass die Mehrzahl der Klinozoisit-Individuen quer zur allgemeinen Schieferung gestellt sind. Der Biotit kommt meist in olivbraunen länglichen Lappen vor, die vorzugsweise parallel S gelagert sind. In flachgewellten S-Lagen ist er in Polygonalbögen angeordnet. Kleine braune reine Biotite zeigen parallel den quergestellten Epidoten die reliktsche Querschieferung an. Sie sind intensiv undulös auslöschend. Muscovit/Sericit ist häufig mit Biotit verwachsen. Polygonalbögen sind auch hier überall typisch, wobei die nächst höheren Faltenwürfe nach Norden vorgerückt erscheinen. Quarz kommt in länglichen, parallel der Schieferung abgeplatteten Individuen vor; n'_a des Quarzes ist nahezu parallel der Schieferung, bildet mit ihr aber auch gerne Winkel bis zu 35° . Kleine Aggregate von Quarzkörnern werden von Glimmerlagen umschmiegt. Turmalin ist hier ebenfalls häufig, insbesondere in der Nähe von Biotit. Basisschnitte treten dabei deutlich auf. Verschiedentlich ist Plagioklas vorhanden, der in meist verzwilligten Individuen als Letztausscheidung zwischen den S-Lagen deutlich ist. Die typischen Querrisse sind auch in diesem Gestein vorhanden.

Neben diesem Haupttypus sind mannigfaltige Varietäten in epidotreichen Gesteinen festzustellen.

Epidot-Biotitschiefer

Es ist meist ein grob- bis feinschiefriges, grünliches Gestein, in welchem der Biotit in kleinen punktförmigen Individuen auftritt. Epidot ist meist nur undeutlich erkennbar.

Epidot kommt mikroskopisch in beiden Varietäten vor: meist körnig als Pistazit und in unorientierten Leistchen als Klinozoisit. Olivbrauner Biotit ist porphyroblastisch und quer zur Schieferung geordnet. Die Porphyroblasten sind meist ohne Einschlüsse. Fleckiges Aussehen, lappige Formen und etwelche Chloritisierung sind für sie charakteristisch. Im Gegensatz zu den porphyroblastischen Biotiten, die quer zu S-Flächen orientiert sind, zeigen

die Biotite der S-Lagen häufig Epidot-, Turmalin- und Rutileinschlüsse. Es scheint demnach, dass die porphyroblastischen Querschnittsbiotite hier vor der Ausbildung der S-Mineralien entstanden sind, oder, dass sie unter Loslösung vom Grundgewebe auskristallisierten.

Ein weiterer Nebentypus ist der

Epidot-Karbonatglimmerschiefer

Es ist dies ein meist schwachschiefriges feinkörniges, gräulich bis grünliches Gestein, ohne dass die Hauptgemengteile makroskopisch zu erkennen sind.

Epidot kommt auch hier in körnigen und leistenförmigen Individuen vor. Klinozoisit ist vorherrschend bei Anwesenheit von Biotit, der die Pistazit-Komponente zu ersetzen scheint. Es ist deshalb nicht zu verwundern, dass Pistazit dort vorwiegend auftritt, wo der Biotitgehalt klein ist.

Epidot-Strahlsteinschiefer

ist häufig unmittelbar über dem Dolomit oder an seiner Seite zu erkennen. Er ist also dem untersten Quartenschiefer angehörig. Meist ist es ein grünliches feinkörniges Gestein von unruhigem Aussehen, welches von dem alternierenden Auftreten von Strahlstein und Karbonat herrührt. Strahlstein bildet meist lange spießige, wirr durcheinander gelagerte, grüne Nadeln, zwischen denen wenige kleine, hellgrüne Epidotleistchen erkennbar sind. Der Karbonatgehalt ist vorwiegend dolomitischer Natur.

Strahlstein bildet das fibroblastische Grundgewebe. Er ist aus der dolomitischen Grundsubstanz entstanden. Die Strahlsteinbildung erfolgte von einigen Scherflächen aus, die wohl der Zirkulation der in Lösung befindlichen Substanz dienten. Geschleppte Falten-schenkel sind in diesem Gestein häufig.

Die disthenreichen Gesteine

Dem unteren Bündnerschiefer ist meist ein typischer Disthengehalt eigen. Die Disthenführung kann so reichlich werden, dass sie für eine ganze Anzahl von Gesteinen leitend ist. Im Gegensatz zu den blauen Disthenen, die sich sporadisch im Bündnerschiefer mit quarzitischem Material zusammen befinden, treten in diesen Gesteinen, die Disthen als Hauptgemengteil führen, weisse Abarten auf. Diese weissen Disthene sind meist als langstengelige unorientierte Individuen in der Schieferungsfläche entwickelt.

Folgende Varietäten konnten festgestellt werden:

Disthen-Biotitschiefer

Dieser ist ein feinschiefriges Gestein, das auf den Schichtflächen die typischen weissen, bis 3 cm langen Disthene zeigt, die z. T. gebogen und gefaltet sind. Die Disthene sind also während der Faltung entstanden. Biotit ist in kleinen Blättchen im Gestein zerstreut anzutreffen. Von den übrigen Gemengteilen sind makroskopisch nur noch Muscovit und Quarz erkennbar.

Disthen zeigt mikroskopisch aufgelöste Formen parallel den S-Lagen, die ungehindert durch ihn hindurchgehen. Die Einschlüsse bestehen aus den Gemengteilen Biotit, Rutil, Turmalin. Charakteristischer Querbruch und z. T. Zwillinge nach (100) sind weitere Kennzeichen. In gefalteten Gesteinen ist Disthen z. T. als Ganzes gedreht worden. Der gelbbraune Biotit kommt in gestreckten Schüppchen vor. Reliktisch ist zudem noch eine aus Biotiten bestehende Texturfläche zu erkennen, die die jetzige Hauptschieferung schief durchschneidet. Auch Querrisse sind in der gleichen Richtung vorhanden. Diese quer verlaufenden Biotite sind jünger als die S-Lage. Sie weichen den normal orientierten Biotiten und Disthenen aus. Bei Anwesenheit von Dolomit ist der Biotit meist in rotbraunen eingestreuten Schüppchen zu erkennen. Quarz ist in abgeplatteten gestreckten Individuen in Lagen zwischen dem Glimmer deutlich. Wo Quarzzüge die Glimmerzüge unterbrechen, sind die Falten häufig verebnet. Oft führt das Gestein noch Pyrit, der mit Chlorit durchsetzt ist. Graugrüner Turmalin ist immer regelmässig im Gestein verteilt. Bemerkenswert ist, dass er z. T. mit dunklerem Kern auftritt. — Durch Zunahme von Muscovit/Sericit resultiert ein

Disthen-Zweiglimmerschiefer

der im allgemeinen durch ein weniger feinschiefriges Gestein repräsentiert ist. Es ist ein graues bis graublaues Gestein, das meist intensiv in Falten gelegt ist. Disthen kommt in bis 10 cm grossen Stengeln vor, die unorientiert in der Schieferungsfläche liegen, und wo sie infolge Verwitterung der anderen Gemengteile deutlich hervortreten. In den Falten ist Disthen gebogen, wobei häufig das eine Ende des Disthen gegenüber dem anderen gedreht erscheint.

Parallel mit der Grösse des Disthens hat die Grösse der Biotitblättchen zugenommen, so dass einzelne Schüppchen über 1 cm gross sind. Sie sind meist tiefschwarz und unorientiert im Gestein verteilt. Querbiotite scheinen häufig an die Faltenschenkel gebunden zu sein. Die einzelnen Hauptgemengteile sind mitunter

streng in Lagen getrennt, wobei die disthenreiche Lage meist in die Muscovitzüge eingebettet ist. Häufig ist in diesem Gestein auch Dolomit in länglichen Schmitzen anzutreffen. Es handelt sich dabei wohl um tektonische Einschleppung.

Das Mikroskop zeigt, dass der porphyroblastische Disthen Scherflächen folgt, die die Falten der primären herzynischen Faltung durchschneiden. Der Disthen der S-Lagen ist in einzelne Fetzen verschleppt; er macht z. T. die Faltung schwach mit, die dann aber meist an diesen Stellen schwach verebnet ist.

Muscovit/Sericit geht der S-Lage parallel. In Falten sind Polygonalbögen vorherrschend, wobei die Steilseite der Falte (meist die nördliche) enger mit Glimmer gepackt erscheint. Quarz ist in allen Formen in S-Lagen vorhanden. Die Orientierung von n'_a erreicht bei 10° das Maximum der Abweichung von der S-Fläche. Der wenige poikiloblastische Plagioklas hat alle anderen Gemengteile als Einschlüsse. Es scheint, dass er in der ganzen Bündnerschieferzone als Letztausscheidung zu gelten hat. Epidot in körnigen Individuen kommt in von den übrigen Gemengteilen differenzierten Zonen vor. Magnetit in gestreckten Individuen ist mit Epidot vergesellschaftet.

Dass die Gemengteile häufig in so streng differenzierten Lagen auftreten, ist nicht nur der intensiveren Metamorphose, die eine chemische Ungleichförmigkeit und dann eine lagenartige Trennung der einzelnen Gemengteile bewirkte, zuzuschreiben, sondern es dürfte sich auch um eine primäre Erscheinung handeln, die in den Absatzverhältnissen begründet ist. So ist zu vermuten, dass eisenreiche Lagen (Epidot und Magnetit) mit kieselsäure- und tonreichen Zügen (Muscovit, Disthen, Quarz) wechselten.

Disthen-Staurolith-Biotitschiefer

Makroskopisch ist diese Varietät dem Haupttypus durchaus ähnlich, wenn auch im allgemeinen das Gestein feinkörniger bleibt. Disthen ist nicht in den gleich grossen Porphyroblasten entwickelt. Staurolith ist makroskopisch nur selten zu erkennen.

Disthen ist mikroskopisch in aufgelösten Individuen parallel den S-Lagen vorhanden. Er macht die Faltung mit. Auch der einschlussarme, meist stark lappige Staurolith kommt unter gleichen Bedingungen vor. Quarz bildet meist mit dem Plagioklas ein isometrisches Gefüge. Auch hier wie überall in dem Bündnerschiefer ist Turmalin, der mitunter einen lebhaft bläulichen, pleochroitischen Kern führt, ein ständiger typischer Übergemengteil.

Mitunter wird die Stelle von Biotit in diesen Gesteinen von Muscovit/Sericit eingenommen. Es resultiert daraus ein:

Disthen-Staurolithphyllit bis Plagioklas-Sericitgneis.

Makroskopisch und mikroskopisch ist er von den vorhergehenden Typen nur durch den stärker hervortretenden Gehalt an farblosem Glimmer gekennzeichnet.

Häufig tritt auch Granat in den Mineralbestand ein. Der

Disthen-Staurolith-Granatglimmerschiefer bis Plagioklasgneis,

der sich daraus ergibt, ist eines der schönsten und interessantesten Gesteine der ganzen Bündnerschieferserie. Er ist sowohl in seiner Ausbildung als auch in Bezug auf den Grad der Metamorphose den Casannaschiefern der Lucomagnodecke ähnlich. Disthen, Staurolith und Granat bilden mit Quarz ein farbenprächtiges Gefüge mittelgrosser Individuen. Granat ist am grössten; kleinere Individuen davon neigen zu haufenförmigem Auftreten. Das Gestein ist meist massig; Faltungerscheinungen sind daher nur undeutlich zu erkennen. Während der Typus am Rial Bianco, Campra und anderswo in der oben beschriebenen mittelkörnigen Ausbildung vorhanden ist, zeigt das gleiche Gestein bei Frodalera gröberes Gefüge; insbesondere der Granat ist bei meist schöner rhombendodekaedrischer Ausbildung in bemerkenswerter Grösse vorhanden. Er wird damit häufig von grobblättrigem unorientiertem Biotit umschmiegt, der in kleineren Individuen auch unorientiert im Granat selbst vorkommt. Alle diese Mineralien scheinen also hier gleichzeitig gebildet zu sein.

Mikroskopisch kommt Disthen meist in aufgelösten Individuen vor, die vereinzelt mit Staurolith verwachsen erscheinen. Unorientierte Biotitblättchen sind auch in Disthen nicht selten. Staurolith zeigt meist Siebstruktur mit Quarz als vorwiegendem Einschluss. Häufig trifft man ihn in und um den Granat. Pseudomorphosen nach diesem sind dabei nicht selten. All dies lässt annehmen, dass er wenigstens teilweise aus Granat gebildet wurde. Die Einschlüsse im Staurolith nehmen gegen den Rand hin zu.

Unorientierte Rutil sind häufig im Staurolith eingeschlossen, der sich mitunter auch in Zwillingen repräsentiert. Ein vereinzelt in Erscheinung tretendes Rissystem ist durch Biotit ausgeheilt.

Der idioblastische Granat zeigt meist Quarzeinschlüsse, die denen des Disthens und Stauroliths parallel gehen. Sie werden nach aussen hin grösser. Parallel dem Wachstum der Porphyro-

blasten scheint somit ein solches des Grundgewebes verbunden zu sein. Chloritisierung der Granathüllen ist auch hier eine häufige Erscheinung. Individuen, die fast keine Einschlüsse besitzen (meist nur Rutil), zeigen eine intensivere Kataklyse. — Granat, Staurolith, Disthen und Quarz scheinen wie bei den Casannaschiefern der Lucomagnodecke gleichzeitig entstanden zu sein und einander zu bedingen. Feine Klinozoisitnadeln sind als Einschluss im Plagioklas, Biotit und Granat anzutreffen.

Disthen-Epidot-Biotitschiefer

Dieser Typus ist häufig im Quartenschiefer des Penninikums. Makroskopisch als gräulich-grünliches, gefältetes Gestein hervortretend zeigt es auf den Schichtflächen eine bemerkenswerte Anreicherung von Disthen in weissen unorientierten Stengeln, die einander durchdringen. Es ist also als Gleitflächenmineral zu betrachten. Epidot und Biotit zeigen ein mehr unorientiertes Gefüge.

Der porphyroblastische Disthen ist meist zerbrochen, wobei die Brüche durch Sericit ausgeheilt erscheinen. Meist alterniert er in Zügen mit Quarz und Muscovit. Gebogene Disthene sind mitunter nicht selten. Der gelbbraune, in lappigen Formen auftretende Biotit folgt Zügen parallel zu S-Lagen. Reliktisch ist durch ihn auch eine Querschieferung angedeutet. Die Chloritisierung unter Rutilausscheidung ist in diesem Falle weit fortgeschritten. Meist folgt der Biotit aber den S-Zügen, wobei er die Faltenbogen mitmacht. Bemerkenswert ist, dass er dann viel kleiner ist. Je kleiner dabei das Korn, umso ausgeprägter die Faltung. Einen Fingerzeig in dieser Richtung ergeben auch die grösseren Biotite, die häufig in kleinere Fetzen zerrissen erscheinen, wobei die einzelnen Fetzen gebogen sind. Der Epidot ist meist ein Klinozoisit. Seine Leistchen zeigen dabei gegen den Rand hin das optische Verhalten des α -Zoisites. Der Kern der einzelnen Leistchen ist intensiv bestäubt.

Auch Klinozoisit zeigt mitunter in Faltenschenkeln Knickungserscheinungen. Der in geringen Mengen vorkommende, eisenreiche Epidot, der Pistazit, ist an seiner mehr körnigen Ausbildung und seinen lebhafteren Polarisationsfarben zu erkennen. Auch kleinere Zoisitnadeln mit der typischen lavendelblauen Polarisationsfarbe sind vereinzelt bemerkbar.

Disthen-Epidot-Zweiglimmerschiefer (Plagioklasgneis)

Dieses Gestein sieht dem vorigen Typus durchaus ähnlich. Nur scheint dabei die Grösse der Disthene auf den Schichtflächen

grösseren Schwankungen unterworfen zu sein. Die mitunter vorkommende Faltung machen nach makroskopischer Betrachtung die Disthene überall mit, ohne Zerbrechung zu zeigen. Nur wo der Winkel zwischen den beiden Faltenschenkeln 45° überschreitet, ist der Disthen am Faltenschenkel deutlich gebrochen. Faltung und Kristallisation war also gleichzeitig, wenn auch vereinzelt die Faltung die Kristallisation überdauerte. Das Gestein ist meist auf den Quartenschiefer der Molaremulde konzentriert.

Disthen zeigt sich mikroskopisch in porphyroblastischer breitstengeliger Form, die von den S-Lagen ungehindert durchzogen wird. Häufig sind nur noch Fetzen von Disthen zu erkennen. Der besonders zahlreiche Quarz, der sich in diesem Falle in der Nähe des Disthens befindet, lässt vermuten, dass er meist in Quarz und Glimmer umgewandelt wurde. Die alte Disthenform ist mitunter noch zu erkennen. Epidot (meist Pistazit) kommt in kleinen länglichen tonnenförmigen Individuen vor. Häufig zeigt er sich an Schenkeln und Scheiteln von Falten. Quarz bildet meist Züge parallel S-Lagen. Die Korngrösse des Quarzes in den Zügen variiert; meist ist sie dort kleiner, wo noch Glimmer dazwischen auftritt. Auch an den Rändern breiterer Quarzzüge ist das Korn im allgemeinen feiner. Der Kontakt mit dem Mineral der benachbarten Lage ist dabei meist scharf. Kataklase ist in diesen Grenzquarzlagen besonders häufig. Es ist also anzunehmen, dass an den Grenzzonen zweier benachbarter Mineralien die Reibung stärker war als im Innern der Züge. Das feinere Korn wird dadurch auch verständlich. Der poikiloblastisch durchsetzte Plagioklas bildet z. T. das Grundgefüge; z. T. kommt er in kleineren Individuen, die häufig verzwilligt sind, zwischen den übrigen Gemengteilen vor. Magnetit tritt in bemerkenswerter Menge regelmässig im Gestein auf länglichen Individuen, meist parallel S-Flächen, auf.

Das Gestein weist die gewohnten ungeheilten Querrisse auf, die in den breiteren Quarzlagen verschwinden.

Chloritoid-Stauroolith-Biotitschiefer

Es handelt sich hier um ein graublaues, meist nur schwach-schiefriges Gestein des mit den Granatphylliten alternierenden Quartenschieferhorizontes. Makroskopisch ist ausser den obigen Gemengteilen, die zudem meist nur undeutlich erkennbar sind, nichts Weiteres nachzuweisen.

Chloritoid tritt mikroskopisch in kleinen bläulichgrünen Schüppchen auf, die viel Quarzeinschlüsse aufweisen. Auch das Grund-

gefüge ist aus vorwiegend gerundetem, isometrischem Quarz zusammengesetzt. Meist trifft man in der Nähe von Chloritoid auch Staurolith, der aus ihm entstanden erscheint. Nebenbei zeigt sich noch brauner fetziger kleiner Biotit, der regelmässig im Gestein verteilt ist.

Das Vorhandensein von Chloritoid ist wahrscheinlich der geringen Metamorphose des Gesteins zuzuschreiben, die durch das quarzitische Grundgefüge bedingt zu sein scheint, so dass die Umwandlung in Staurolith nur unvollständig vor sich ging.

Hornblendegesteine

Diese Gesteine sind im untern Quartenschiefer anzutreffen. Sie bilden sich bei Wechsellagerungen dolomitischen Materiales mit quarzitischen und tonreichen Schichten. Überall, wo die Bedingungen besonders günstig waren, sind Strahlstein und Hornblende führende Typen entstanden, so in der Rial-Biancoschlucht, bei Frodalera und Broenico nördlich der Lukmanierstrasse, bei der Brücke von Pian Segno, bei Campra und Camperio. Strahlstein und grüne Hornblende bilden meist Züge und Schmitzen zwischen den übrigen Gemengteilen. Folgende Typen konnten im untern Bündnerschiefer makroskopisch festgestellt werden:

Strahlsteinschiefer

Grammatit-Karbonatschiefer

Hornblendebiotitschiefer

Hornblendebiotit-Epidotschiefer-Plagioklasgneis

Granat-Hornblendegarbenschiefer

Granat-Hornblendebiotitschiefer

Hornblendefelse

Hornblendeplagioklasgneis.

Den ersten Typus treffen wir überall an den oben genannten Orten, während die Hornblendetypen meist an die schon mehrfach erwähnte Lokalität bei Frodalera gebunden sind. Letztere wurde gesondert beschrieben, weshalb hier nicht mehr näher auf die makroskopischen Befunde eingegangen wird.

Strahlsteinschiefer

Dieses meist smaragdgrüne Gestein ist häufig an die Falten-schenkel gebunden. Strahlstein kann dabei Hauptgemengteil sein, wobei die einzelnen Individuen unorientiert sind; oder er alterniert in Zügen mit anderen Mineralien. Bemerkenswert ist in letzterem Fall, dass er innerhalb dieser benachbarten Zone meist vollständig

fehlt. Es zeigt dies deutlich, dass er der Umwandlung der primären dolomitischen Mergelhorizonte entspricht.

Der wirre feinfasrige Strahlstein bildet im Mikroskop meist kettenartig gewundene Züge. Der primäre Dolomit ist dabei in Zwickeln reliktsch vorhanden. Brauner grossfetziger Biotit bildet Züge, die mit den Strahlsteinzügen alternieren. Er führt meist nur Zirkoneinschlüsse. Chloritisierung, die eine strahlige Anordnung zeigt, ist mitunter deutlich. Titanit kommt in couvertförmigen Individuen in den Strahlsteinzügen vor. Quarz und zersetzter Feldspat sind meist auf die Biotitzüge beschränkt.

Folgende zwei Hornblendegesteine von Frodalera wurden im Dünnschliff näher untersucht (fast alle makroskopisch festgestellten Typen lassen sich mikroskopisch auf diese beiden Typen zurückführen):

Hornblende-Biotitschiefer

In einer grauen, meist schwach schiefrigen Grundmasse zeigen sich kurze unorientierte Hornblendeindividuen; auch in dem reichlich vorhandenen Biotit sind sie häufig eingebettet. Die kurzstengelige grüne Hornblende ist mitunter idioblastisch entwickelt, wobei die einzelnen Stengel einander durchkreuzen. Hornblendegarben sind nicht zu erkennen. KRIGE hält diese Art Hornblende für unter hydrostatischem Druck entstanden, während er die Hornblendegarben als Bildung bei einseitigem Druck ansieht. Da aber beide Hornblendearten in unmittelbarer Nachbarschaft vorkommen, muss diese Annahme verlassen werden.

Die grüne, gut entwickelte porphyroblastische Hornblende ist mikroskopisch unorientiert im Gestein vorzufinden. Einschlüsse darin sind selten und bestehen meist nur aus Quarz. Der braungelbe porphyroblastische Biotit ist unorientiert. Andeutungen einer S-Fläche sind aber erkennbar. Wo Biotit fehlt, ist zuweilen Granat deutlich zu beobachten.

Hornblende-Biotit-Epidotschiefer bis Plagioklasgneis

Dieses Gestein tritt wie das vorige bei Frodalera in Erscheinung. Makroskopisch ist es ihm durchwegs gleich; nur zeigt mitunter die Hornblende mehr spiessige Formen bei meist garbenförmigem Auftreten. Auch zweigeteilte Enden dickstengeliger Prismen sind zu beobachten. Sie treten unmittelbar anschliessend an den vorigen Typus auf, so dass, wie schon angedeutet, die verschiedene Ausbildungsform nicht auf verschieden starke, tektonische

Auswirkung zurückzuführen ist. Die Hornblenden sind hier auch viel zahlreicher und grösser und meist parallel der Schieferungsebene gelagert. Garbenförmige Hornblendeaggregate und einfache Individuen sind zum Teil im gleichen Gestein vorhanden. Die Grösse der einzelnen Hornblenden, die sich zuweilen gegenseitig durchdringen, erreicht bei Frodadera 10—15 cm.

Die grüne, porphyroblastisch entwickelte Hornblende zeigt sich im Mikroskop intensiv von Quarz, Feldspat, Disthen und Epidot durchsetzt. Die Hornblende scheint also hier viel langsamer gebildet worden zu sein als im vorhergehenden Fall. Porphyroblastisch ausgebildete Biotite, die meist gleich orientiert sind (Querschieferung), zeigen sich z. T. hornblendisiert. Rutil, Zirkon, Epidot sind die vorliegenden Einschlüsse.

Eine Alkali-Bestimmung eines Hornblendegesteins von der oberen Rial-Biancoschlucht, ausgeführt von P. ROTHAAAN, ergab ein schwaches Überwiegen von Natrium. Es ist dies zu verstehen, wenn man an das Zurücktreten des Biotites und an das stärkere Hervortreten von Hornblende denkt.

Grammatitgesteine wurden nur im Quartenschiefer des Passo Colombe gefunden. Sie sind meist als seidenglänzende feinfaserige strahlige Aggregate direkt neben dem Dolomit entwickelt. Weiter darauf einzugehen erübrigt sich, da sie KRIGE in seiner Arbeit über die Val Piora beschrieben hat.

Die dolomitischen Gesteine des untern Quartenschiefers

Wechselagernd mit dem untern Quartenschiefer stellen sich dolomitische Züge ein. Diese Zone ist die Übergangsstufe von Dolomit zum eigentlichen Quartenschiefer. Glimmer, Strahlstein und Quarz sind die vorherrschenden Gemengteile, die mit dem Dolomit die alternierenden Züge bilden. Die Grenze zweier Züge ist dabei meist scharf, wie dies auch beim Übergang der Quartenschiefer in den obern gotthardmassivischen Bündnerschiefer konstatiert werden kann.

Sukzessive gegen den eigentlichen Quartenschiefer dominieren die Glimmerzüge, während die dolomitischen Züge nicht nur spärlicher, sondern auch schmaler werden.

Folgende Typen dieser Übergangszone wurden im Dünnschliff untersucht:

Dolomit-Biotitschiefer

Es ist ein helldunkelgrünes, schwach schiefriertes Gestein mit Zügen und Zwickeln von Dolomit.

Dolomit kommt mikroskopisch in meist isometrischen, gerundeten Individuen vor. Der Biotit ist häufig porphyroblastisch und von gelbbrauner, hellbrauner und grünlicher Farbe. Einschlüsse von Zoisit, Granat und Quarz sind besonders zahlreich. Die Umwandlung geschieht z. T. in Chlorit, z. T. in Limonit. Der hellbraune, meist reine, phlogopitische Biotit bevorzugt die S-Lagen, die meist dem olivgrünen, mehr porphyroblastischen, unorientierten Biotit ausweichen. Vereinzelt bilden diese Biotite eine Querschieferung. Quarz kommt meist in haufenartigen zertrümmerten Aggregaten vor; einzelne rundliche Individuen zeigen sich aber überall zwischen den anderen Gemengteilen. Zoisit ist in langen leistenförmigen Individuen vorhanden, die unorientiert im Grundgewebe von Plagioklas, der auch z. T. die anderen Gemengteile enthält, eingebettet sind. Der Plagioklas ist meist stark zersetzt. Grössere Individuen davon scheinen, wie sich aus den Kohlezügen schliessen lässt, die sich im Plagioklas befinden, gedreht. Die S-Lagen umschmiegen diese Plagioklas-Porphyroblasten. Der Zoisit dürfte z. T. aus diesem Plagioklas abzuleiten sein. Bemerkenswert ist in diesem Gestein noch ein Gehalt an Rutil in kleinen körnigen Individuen und von Disthen in aufgelösten Formen, die beide die Faltung mitmachen.

Dolomit-Zweiglimmerschiefer

Die Züge der einzelnen Mineralkomponenten sind in diesem Gestein viel feiner, wobei das Ganze in einen intensiveren Faltenzyklus gelegt ist. In den dolomitischen Zügen erscheint hier als Umwandlungsprodukt Grammatit und Phlogopit in kleinen unorientierten Individuen.

Das Mikroskop zeigt, dass der Dolomit in z. T. starker Umwandlung begriffen ist. Lagen feinkörnigen Dolomites wechseln häufig mit grobkörnigem. Lokal ist er z. T. angereichert. Bänder, die Dolomit allein führen, alternieren häufig mit solchen, die noch seine Umwandlungsprodukte führen.

Der hellfarbige phlogopitische Biotit zeigt kräftigen Pleochroismus. Er folgt meist Lagen parallel S-Flächen. Unorientiert ist der Biotit in den dolomitischen Lagen anzutreffen.

Dolomit-Strahlsteinschiefer

In diesem Gestein wiegen das dolomitische Material und seine Derivate bei weitem vor. Demzufolge treffen wir es auch in unmittelbarer Nähe des eigentlichen Dolomites. Strahlstein bildet

meist Züge zwischen Dolomit. Häufig ist dabei noch Biotit zu erkennen, der unorientiert zwischen den Strahlsteinindividuen vorkommt, zuweilen sich auch in büscheligen Formen zeigt.

Der grobfaserige Strahlstein ist im übrigen in Zügen orientiert; innerhalb dieser kann er alle Lagen einnehmen. Größere Falten machen diese Strahlsteinzüge mit. Sein Ausgangsprodukt, der Dolomit, ist z. T. in Zwickeln dazwischen erhalten geblieben. Häufig sind typische Epidotlagen zwischen den übrigen Gemengteilen zu beobachten. Sie dürften mit Biotit, Quarz und Disthen die Änderung in der Sedimentation nach den eigentlichen Quartenschiefern hin charakterisieren. Unverheilte Querklüfte sind in fast jedem Schliff zu beobachten. Bemerkenswert ist, dass in Biotiten, die quer zu den Strahlsteinlagen orientiert sind, sich randlich Strahlsteinindividuen vorfinden. Der Biotit und seine dazu gehörende S-Lage ist also zweifellos später gebildet als der Strahlstein. Bei Camperio sind die Strahlsteinlagen das Abbild des SE-Druckes; also ist der Biotit als das reliktsche Bild des SW-Druckes aufzufassen, der in geschwächten Masse auch im Osten der Tessinerkulmination zum Ausdruck kommt.

Das ursprüngliche Sediment der ganzen Übergangsstufe dürfte sich aus wechselnden quarzreichen und dolomitischen Schichten aufgebaut haben. Durch die Metamorphose wurde die Umwandlung in Strahlstein und biotitreiche Gesteine bewerkstelligt.

Karbonat-Epidot-Biotitschiefer

Es ist dies ein dunkelgraues, meist schiefriiges Gestein, das sowohl im Quartenschiefer als auch im oberen Bündnerschiefer vorkommt. Makroskopisch fällt dabei die unorientierte Lage der verschiedenen grossen Biotite auf.

Das Mikroskop zeigt das Karbonat als ein isometrisches Gefüge regelmässig im Gestein verteilter Individuen; Zwillinge sind dabei nicht selten. Mitunter ist auch eine lagenförmige Anordnung zu erkennen. Epidot bildet die bekannten Leistchen und körnigen Individuen. Er folgt mit Biotit vergesellschaftet meist S-Lagen. Der hellbraune Biotit ist z. T. chloritisiert. Die helle Farbe des Biotites ist typisch für die karbonathaltigen Gesteine. Plagioklas zeigt sich in poikiloblastisch durchwachsenen Individuen. Dass er das zuletzt ausgeschiedene Material ist, wird dadurch deutlich, dass er den Faltenwurf seiner Einschlüsse nicht mitmacht. Häufig tritt auch Zoisit in langen spiessigen Individuen auf, die unorientiert in Zügen angeordnet sind. Diese Zoisitlagen machen

die Faltung in Form von Polygonalbögen mit. Charakteristisch für Zoisit ist seine starke Kohlepigmentierung.

Karbonat-Biotitschiefer

Im Gegensatz zum Dolomit-Biotitschiefer, der dem unteren Quartarschiefer angehört, und dessen Karbonat schon im Felde als Dolomit zu erkennen ist, haben wir es hier mit einem Gestein zu tun, das meist im oberen gotthardmassivischen Bündnerschiefer anzutreffen ist.

Das Mikroskop zeigt den kleinen unorientierten Biotit regelmässig im Gestein verteilt. Seine helle Farbe dürfte mit der Ausscheidung des Eisens, das dann meist noch als rostiges Skelett erkenntlich ist, zusammenhängen. Calcit bildet ein körniges isometrisches Gefüge zwischen den Biotiten. Rundlicher Quarz, der meist kleiner als Calcit bleibt, ist dazwischen angedeutet. Mitunter ist bei ihm, wie auch bei Calcit eine Abplattung parallel der Schieferung angedeutet; auch Granat in aufgelösten Formen ist der Schieferung parallel angeordnet. Der Plagioklas ist meist zer setzt unter Bildung von Zoisit und Sericit.

Ausser diesen beiden vorgenannten Typen konnten im Mikroskop nur noch wenige kalkreichere Varietäten im gotthardmassivischen Bündnerschiefer festgestellt werden. Ihr Karbonatgehalt erwies sich aber minimal, so dass Calcit nicht unter die Hauptgemengteile gerechnet werden kann. Diese Typen sind also unter den früher genannten beschrieben worden.

Der penninische obere Bündnerschiefer ist mikroskopisch in der Hauptsache durch die beiden folgenden Typen vertreten, die zuweilen auch im Bündnerschiefer des Gotthardmassives auftreten:

Karbonat-Glimmerschiefer (bis Plagioklas-Gneis)

Es sind dies meist graue schiefrige Gesteine, die ausser Karbonat noch Muscovit-Sericit zeigen. An Stellen stärkerer Metamorphose ist noch Biotit entwickelt, wie z. B. in der Gola di Sosto.

Karbonat ist mikroskopisch in allen Grössen in abgeplatteten Individuen und in Zügen erkennbar. Zwischen Faltscheiteln bildet er meist ein isometrisch feinkörniges Gefüge. Kreuzweise Zwillingslamellierung ist nicht selten. Mitunter wechselt die Korngrösse je nach Lagen. Muscovit bis Sericit folgt S-Lagen, was die Fältelung deutlich hervortreten lässt. Häufig bildet er das Grundgefüge, in das die anderen Gemengteile eingebettet sind. Der gelbbraune bis rotbraune Biotit ist z. T. chloritisiert und limonitisiert.

Zoisit folgt in Zügen der Schieferung. Calcit scheint dabei in seiner Nähe angereichert zu sein.

Neben diesem Typus zeigt sich ein Gestein, das im Felde als ein

Bündnerschiefermarmor

hervortritt. Dieser ist meist stark kataklastisch, so dass er häufig in der Hand zu einem Grus zerfällt.

Das mikroskopische Bild zeigt die gleichen Verhältnisse, wie vorhin beschrieben, nur dass die Kataklastik hier stärker in Erscheinung tritt. Ausserdem kommen quer verlaufende, durch Kohle angedeutete Züge vor.

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.

Leere Seite
Blank page
Page vide

Varietäten, Mineralbestand, Struktur und Textur der Gesteine der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination.

Mineralbestand:	Mineralbestand:																			Struktur:	Textur:	
	Quarz	Kalifeldspat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat	Al-Silikat			Al-Silikat
Gesteinsvarietäten:																						
<i>Gotthardmassiv:</i>																						
Medelsergranit	h	h	h																		porphyrobl. in grano-lepidobl. Grundgewebe	krist. schiefrig, z.T. helizitisch
Kristallinagranit	h	h	h	h																	granoblastisch, z.T. poikiloblastisch	krist. schiefrig
Skaigneis	h	h	h	h																	granoblastisch	lagig und gestreckt
<i>Leventinadecke:</i>																						
Granitgneis	h	h	h	h	h																granoblastisch, z.T. blastophyrisch	massig, z.T. schiefrig und gefaltet
Parabiottitgneis	h	a	h	h																	granoblastisch, z.T. poikiloblastisch	schiefrig
<i>Muldengesteine über Leventinadecke:</i>																						
Epidotamphibolit	a		h	h																	grano-nematobl.	massig
Granathornblendegneis	n		h	h	h																porphyrobl. in lepidofibrobl. Grundgewebe	schwach schiefrig
Peridotit																					porphyrobl. in fibrobl. Grundgewebe	massig
Talkstrahlsteinschiefer																					fibroblastisch	do.
Talkgrammatitschiefer																					do.	do.
Marmor	n	a	a	h	a	n	n	n													granoblastisch	massig, z.T. kataklatisch
Kalkhaltige Silikatgesteine	n	a	a	h	a	n	n	n													porphyroblastisch, z.T. grano-poikilobl.	massig
Knetgesteine	h	h	h	h	n	n	n														porphyroblastisch	massig
Epidotquarzit	h	h	h	h	n	n															grano-, z.T. nematobl.	massig
Epidothornblendebiotitgneis	n	h	h	h	h	n	h														porphyrobl. in poikilobl. Grundgewebe	krist. schiefrig
Epidotführender Biotitgneis	h	h	h	h	h	a	h	h													lepidoblastisch	krist. schiefrig, z.T. helizitisch
Hornblendebiotitgneis	h	h	h	h	h	a	h	h													grano-nematobl., z.T. diablastisch	krist. schiefrig
Amphibolite	h	a	h	h	h	h	h	h													grano-nematobl.	massig-schiefrig
Hornblendegneis	h	h	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Biotitgneis	h	h	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl.	do.
Granatdisthenstaurolithglimmerschiefer	h	n	n	h	h	h	h	h													porphyrobl. in grano-lepidobl. Grundgewebe	krist. schiefrig
<i>Lucomagnodecke:</i>																						
<i>Paragesteine:</i>																						
Kohle- und biotithaltige Granatphyllite	h	a	n	h	h	h	h	h													grano-lepidobl.	schiefrig, z.T. helizitisch
Quarzreicher Zweiglimmerschiefer	h	a	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl., z.T. porphyrobl.	krist. schiefrig, z.T. helizitisch
Quarzreicher Muscovitschiefer	h	a	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl.	do.
Hornblendequarzite	h	a	n	n	n	n	n	n													granoblastisch, z.T. porphyrobl.	schwach krist. schiefrig
Epidotalbitgneis	h	h	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Epidothornblendegneisquarzite	h	h	h	h	h	h	h	h													granoblastisch	do.
Epidotbiotitkarbonatschiefer	h	h	h	h	h	h	h	h													porphyrobl. in granonematobl. Grundgewebe, z.T. poikilo- u. diabl.	do.
Biotitstrahlsteinschiefer	h	h	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Dolomitstrahlsteinschiefer	h	h	h	h	h	h	h	h													poikilo- und diablastisch	do.
Karbonatzweiglimmerschiefer	h	h	h	h	h	h	h	h													do.	krist. schiefrig, z.T. helizitisch
Granataurolithglimmerschiefer	h	a	h	h	h	h	h	h													porphyrobl. in grano-lepidobl. Grundgewebe, z.T. poikilobl.	do.
Turmalinagranatglimmerschiefer	h	n	n	n	n	n	n	n													do.	do.
Granatdisthenstaurolithglimmerschiefer	h	n	n	n	n	n	n	n													do.	do.
Disthenbiotitgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Albitligoklasgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl., z.T. poikilobl.	do.
Biotitgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Granatgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl., z.T. porphyro- u. poikilobl.	massig-krist. schiefrig, z.T. helizitisch
Granatglimmerschiefer	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Hornblendegranatbiotitgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Granatbiotitgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Granatepidotgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Oranatchloritgneis	h	h	h	h	h	h	h	h													grano-lepidoblastisch	krist. schiefrig
Fuchsitphyllit	h	h	h	h	h	h	h	h													porphyrobl. in lepidobl. Grundgewebe	do.
Biotitschiefer	h	a	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl., z.T. poikilobl.	do.
Quarzreicher Biotitgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl., z.T. porphyrobl.	do.
Amphibolit	h	a	h	h	h	h	h	h													porphyrobl., z.T. nemato-poikilo- u. diabl.	massig-krist. schiefrig
Turmalinpegmatit	h	a	h	h	h	h	h	h													porphyrobl. in grano-poikilobl. Grundgewebe	do.
Hornblendegneis	h	a	h	h	h	h	h	h													porphyrobl., z.T. dia- u. poikilobl.	do.
Granatbiotitthornblendegneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Biotitdisthenhornblendegneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
Hornblendepidotbiotitgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													porphyrobl. in grano-lepidobl. Grundgewebe	do.
Quarzite	h	h	h	h	h	h	h	h													granoblastisch	do.
<i>Mischgesteine:</i>																						
Zweiglimmergneis	h	a	h	h	h	h	h	h													granobl., z.T. lepidopoikilobl.	massig-krist. schiefrig, z.T. helizitisch
Biotitgneis	h	a	h	h	h	h	h	h													do.	do.
<i>Orthogesteine:</i>																						
Granitgneis	h	h	h	h	h	h	h	h													porphyroblast. in grano-lepidobl. Grundgewebe	do.
Lagengneis	h	h	h	h	h	h	h	h													grano-lepidoblastisch	krist. schiefrig-lagig, z.T. helizitisch
Amphibolite	h	a	h	h	h	h	h	h													porphyrobl. in granobl. Grundgewebe, z.T. poikilo- u. diabl.	massig-krist. schiefrig
Aplitgneis	h	h	h	h	h	h	h	h													granobl., z.T. poikiloblastisch	do.
Aplite	h	h	h	h	h	h	h	h													do.	do.
<i>Simanodecke:</i>																						
Granitgneis	h	h	h	h	h	h	h	h													granoblastisch bis blastophyrisch	massig-krist. schiefrig, z.T. helizitisch
Basische Schlieren im Granitgneis	h	h	h	h	h	h	h	h													grano-lepidobl., z.T. nematoblastisch	schwach-krist. schiefrig

Leere Seite
Blank page
Page vide

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 Profiltafeln.
27. — Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessinerquerfalte. 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. Bundesanstalt 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.