

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 66 (1973)
Heft: 1

Artikel: Geologie des Umbrailgebiets
Autor: Schmid, Stefan
Kapitel: 1: Die kristallinen Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164185>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.01.2026

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

Untersuchungen ohne Benützung der U-Tisch-Methode. Alle Dünnschliffe wurden zur Bestimmung von K-Feldspat und Plagioklas nach der Methode von BAILEY und STEVENS (1960) gefärbt. Als «Muskovit» wurden farblose Hellglimmer mit den optischen Eigenschaften des Muskovits, als «Sericit» sehr feinkristallines Glimmeraggregat bezeichnet. Alle prozentualen Angaben des Mineralbestands sind geschätzt.

Beim Studium der Sedimentgesteine wurden zusätzliche sedimentologisch-stratigraphische Beobachtungen gemacht, welche in dieser Arbeit nur angeführt werden, soweit sie in einem Zusammenhang mit der tektonischen Fragestellung stehen. Zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit unter dem Mikroskop wurden sämtliche Dünnschliffe mit Hämatoxylin gefärbt.

Eine detaillierte Kartierung des engeren Untersuchungsgebiets ist in der Bibliothek des geologischen Instituts der ETH Zürich deponiert und schematisch in Tafel I dargestellt. Als wichtige Unterlage für das Gebiet des Piz Lad südlich Sta. Maria diente die Kartierung von H. R. KATZ (1948), welche mir dieser Autor freundlicherweise zur Verfügung stellte. Es waren auch ausgedehnte Begehungen in benachbarte Gebiete nötig: Während eines ganzen Terrainsommers wurden insbesondere der Gebirgskamm zwischen dem Rötispitz und dem Piz Chavalatsch und die Gebirge zwischen der Valle di Fraële und der Val Mora (Untersuchungsgebiet von HESS 1953 und POZZI) begangen. Als topographische Unterlagen für die Kartierung und die Ortsbezeichnungen diente die LK der Schweiz im Maßstab 1:25000.

Erster Teil

DIE KRISTALLINEN ANTEILE DER UMBRAIL-CHAVALATSCH-SCHUPPENZONE

A. Einführendes

In der geologischen Einführung wurde bereits angedeutet, dass die Sedimente der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen mit einem Kristallin verschuppt sind, welches nicht identisch ist mit dem Kristallin der stratigraphischen Unterlage der Engadiner Dolomiten, dem Sesvenna- und Münstertaler Kristallin. Das Kristallin im Liegenden der Trias des Piz Umbrail wurde in der bestehenden Literatur meist als stratigraphische Basis der Umbrailtrias bezeichnet und nach dem M. Braulio als «Braulio-Kristallin» bezeichnet. Die kristallinen Deckklippen der Umbrailgruppe, welche die Umbrailtrias tektonisch überlagern, wurden deshalb bezüglich ihrer tektonischen Stellung oft von diesem Braulio-Kristallin abgetrennt. Das Braulio-Kristallin wurde direkt mit dem Münstertaler Kristallin, also der stratigraphischen Unterlage der Engadiner Dolomiten, verbunden. Es wird zu prüfen sein, ob eine tektonische Gleichsetzung des Braulio-Kristallins mit dem Münstertaler Kristallin vom petrographischen Befund unterstützt werden kann oder ob sich dieses Braulio-Kristallin petrographisch eher an die Deckklippen der Umbrailgruppe anlehnt, wie dies HESS (1953) postulierte.

Die Tatsache, dass die Kristallinareale der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen einem Schuppenbau angehören, verunmöglicht in den meisten Fällen eine Beobachtung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse und der Beziehungen der einzelnen Serien zueinander. Es geht hier also um die Bestandesaufnahme eines alpin auseinandergerissenen und petrographisch heterogenen Kristallinareals. Es soll noch darauf hingewiesen

werden, dass diese Bestandesaufnahme bereits von HESS (1953) gemacht wurde, so dass die folgenden Beschreibungen zum Teil auf dieser Arbeit basieren und auf sie Bezug nehmen.

Die hier in einzelnen Kapiteln zu besprechenden Kristallinserien können auch feldgeologisch auseinandergehalten und kartiert werden.

B. Der Muskovit-Kalifeldspat-Albit-Gneis

1. Allgemeines

Dieses Gestein tritt im ganzen Gebiet mit sehr konstanter mineralogischer Zusammensetzung auf. Auch feldgeologisch hebt sich dieser relativ massige und glimmerarme Gneis von allen anderen Kristallinserien eindeutig ab, obwohl textuell eine grosse Variabilität festzustellen ist. SPITZ und DYHRENFURTH (1914) haben dieses Gestein als Muskovitgranitgneis kartiert. HESS (1953) spricht von einem «Orthokristallin», welches er mit dem von HAMMER und JOHN (1909) in der Angelusgruppe (Ortlergebiet) beschriebenen zusammen als «Angelus-Augengneis» bezeichnet. Es handelt sich um einen ausgesprochen glimmerarmen, sauren Gneis, der in Augen oder Flasern K-Feldspat führt. Durch starke Kataklyse geht diese Textur oft weitgehend verloren zugunsten einer fast massigen, feinkörnigeren Ausbildung. Varietäten mit roten, gut ausgebildeten Augen von K-Feldspat und grünlichem Muskovit (am Piz Chazforà und im Valle del Gesso vorkommend) gleichen eher der von HAMMER und JOHN (1909) als «Gneis mit rotem Feldspat» ausgeschiedenen Varietät als dem «Angelus-Augengneis» desselben Autors. Deshalb ist die Anwendung des Begriffs «Angelus-Augengneis» auf diesen ganzen sauren Gneiskomplex etwas unglücklich. Der Mineralbestand dieser «Gneise mit rotem Feldspat» ist aber mit dem anderer Augen- und Flaserigneise identisch, was HAMMER und JOHN (1909) auch für den Vintschgau feststellen.

Makroskopische Beschreibung

Es liegt ein Augen- bis Flaserigneis vor, bei stärkerer Kataklyse ein fast massiger feinkörniger Gneis. Mit der Kornzertrümmerung geht auch die Zerstörung der Paralleltexur einher. Aber auch in tektonisch wenig gestörten Proben ist die Ausbildung einer S-Fläche schlecht. Glimmerreiche Partien bilden stark gekräuselte, seitlich wenig persistente Lagen, an denen das Gestein beim Anschlagen nur schlecht bricht. Eine lineare Streckung des Gefüges ist im Gegensatz zu vielen Proben aus dem Münstertaler Kristallin nur selten und in solchen Fällen schwach ausgebildet.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand ¹⁾ : Quarz	25–30%
K-Feldspat	35–40%
Albit (bis saurer Oligoklas?)	30–35%
Muskovit	5–10%
Akzessorien: Chlorit, Zirkon–Monazit, Erze.	
Bei starker Kataklyse geht der Anteil an Quarz bis über 50% auf Kosten der Feldspäte.	

In einem sehr ungleichkörnigen, porphyroklastischen Gefüge zeigt nur der Muskovit eine gute Idiomorphie. Eine Paralleltexur ist nur andeutungsweise durch schlecht eingeregelter Muskovitplättchen oder durch langgezogene, seitlich nicht persistente Muskovit-Sericit-Aggregate dokumentiert. Viele Proben, vor allem kataklastisch stark überprägte, zeigen überhaupt keine Paralleltexur.

¹⁾ Alle prozentualen Angaben sind geschätzt, die Variation der prozentualen Werte ist aber natürlich und resultiert nicht aus der Schätzung.

Das Bild einer alles überprägenden Kataklyse ist oft dominierend, auch bei makroskopisch scheinbar nur schwach beanspruchten Gneisen.

Der *Quarz* ist in sämtlichen Proben undulös auslöschend, zuweilen in Bändern parallel der *c*-Achse. Deformationsbänder oder -lamellen sind selten. Allgemein ist dieses Mineral sehr ungleichmässig über den ganzen Schliff verteilt. Es tritt nie in grösseren, einheitlich auslöschenden Individuen auf (max. \varnothing 0,5 mm), sondern in mosaikartigen Quarzpflastern. Die Korngrenzen sind fein suturiert, oft verschwommen, wobei bei zunehmender Kataklyse Mörtelkränze entlang den Korngrenzen auftreten; schliesslich schwimmen nur noch undulöse Quarzrelikte in einer sehr feinkörnigen Quarz-«Grundmasse». Dieses neuentstandene Quarzgefüge, bestehend aus Körnern mit scharf abgegrenzten, polygonalen Umrissen, erinnert stark an die durch CARTER et al. (1964) experimentell durch Deformation erzeugten Quarzgefüge, welche durch Rekristallisation entstanden sind.

K-Feldspäte treten vor allem als Porphyroklasten von bis zu wenigen Millimetern \varnothing auf, doch führt auch die feinkörnigere Grundmasse K-Feldspat. Die makroskopisch erkennbaren Augen und Fläsern bestehen aus einem Aggregat mehrerer, stets perthitischer K-Feldspatporphyroklasten, stark zerbrochen und mit Albit- und Quarzeinschlüssen verunreinigt. Im Gegensatz dazu sind die K-Feldspäte der feinkörnigeren Grundmasse nie perthitisch und weisen eine schönere, meist das ganze Korn erfassende Mikroklingitterung auf. Strukturelle Anzeichen dafür, dass es sich bei diesen nichtperthitischen Feldspäten der Grundmasse um eine jüngere Generation handelt, fehlen. Der Albitanteil der grossen Perthitkristalle ist recht hoch (bis 50%), die K-Feldspatareale sind im Extremfall durch Albitadern in inselförmige Bereiche aufgelöst. Die Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz ist verbreitet. Das in Figur 2 gezeigte Beispiel soll zeigen, dass die Perthite oft komplex gebaut sind. Die alte Perthitstruktur, welche eine nur schwache kristallographische Orientierung erkennen lässt und eventuell durch Entmischung entstanden ist, wird von jüngeren, breiteren Albitadern durchschlagen, und beide Systeme sind an jüngsten Klüftchen noch versetzt. Diese jüngeren Albitadern bestehen aus einem grobkörnigeren und meist noch verzwilligten Albit: Dies lässt eine Einwanderung Nachhaltiger Lösungen und eine Verdrängung des K-Feldspats vermuten im Zusammenhang mit einer ersten mechanischen Beanspruchung, denn eine vorzugsweise kristallographisch kontrollierte Einregelung dieser zweiten Albitgeneration lässt sich nicht erkennen. Häufig sind auch Einschlüsse einzelner Albitkörner, ebenfalls verzwilligt und nicht selten sericitisiert. Die jüngsten Klüftchen sind zuweilen von einem feinkörnigen Quarz-Sericit-Gefüge erfüllt. Die schlechte Idiomorphie des K-Feldspats wird durch randlich in den Feldspat eindringende Quarzkristalle noch betont.

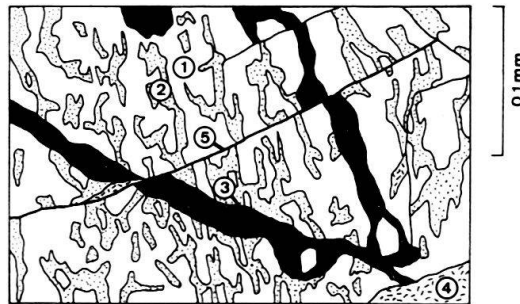


Fig. 2. Perthitische Struktur eines K-Feldspatporphyroklasten. 1 K-Feldspat, teilweise Mikroklingitterung. 2 Erste Generation von Albitadern, mit \pm kristallographischer Orientierung. 3 Jüngere Albitgänge, aus grobkörnigerem (bis \varnothing 0,3 mm), oft verzwilligtem Albit, die ältere Perthitstruktur durchschlagend. 4 Feinkörniges Quarz-Sericit-Gefüge, den Porphyroklasten umgebend und teilweise längs jüngster Klüftchen (5) in den K-Feldspat eindringend. 5 Jüngste Generation von Klüftchen.

Der *Plagioklas* tritt, abgesehen vom sekundären, mit perthitischem K-Feldspat verbundenen Albit, vor allem in der feinkörnigeren Grundmasse auf, kann aber vereinzelt auch als Grosskristall von bis zu 1 mm \varnothing erscheinen. Er weist gegenüber dem K-Feldspat eine etwas bessere Idiomorphie auf. An zahlreichen, nach dem Albitgesetz verzwilligten Individuen wurde stets eine hohe maximale negative Auslöschungsschiefe (10°) in der Zone senkrecht (010) gemessen, so dass es sich um einen Albit, allenfalls einen sauren Oligoklas, handeln dürfte. Sehr gut beobachtbar anhand der Albitverzwillingung sind postkristalline Deformationserscheinungen: Im demselben Mineralkorn können die

Zwillingslamellen einerorts an Klüftchen versetzt und andernorts flexurartig verbogen sein. Oft durchziehen die Albitlamellen nicht den ganzen Kristall. Dass es sich mindestens teilweise um Druckverzwillingung handeln könnte, zeigen viele Zwillingslamellen, die an Klüftchen gebunden sind und seitlich von der Kluft weg ausklingen. Verunreinigt sind alle Albite durch Sericitmikrolithe, feine Bestäubung ist hingegen nie zu beobachten. Der Anteil der Mikrolithe am Gesamtvolumen des Albits ist von Korn zu Korn unterschiedlich, grössere Individuen weisen einen höheren Sericitgehalt auf. Die Mikrolithe konzentrieren sich in grösseren Mineralkörnern vor allem auf das Zentrum des Kristalles (Abbild einer Zonarstruktur?). Diese Sericiteinschlüsse können Leisten von bis zu 0,3 mm Länge bilden.

Als Glimmermaterial ist ausschliesslich *Muskovit-Sericit* vertreten. Spuren ausgebleichter Biotite wurden nicht gefunden. Wie andere Kristallinserien zeigen, müsste vorhandener Biotit in Anbetracht der in unserem Gebiet herrschenden diaphoretischen Überprägung stark chloritisiert sein. Chlorit tritt aber hier nur als eindeutige Spätbildung sehr spärlich in Mineralkornzwickeln als strahliges Aggregat oder in Klüftchen zusammen mit Sericit auf. Pseudomorphosen nach Biotit, die in biotitführenden Kristallinserien oft zu beobachten sind, fehlen ganz. Erzeinschlüsse in Muskoviten sind allerdings verbreitet. Die Muskovitleisten sind schon bei geringer Katakklase verbogen und fransen seitlich in ein Sericitgewebe aus. Bei fortschreitender Katakklase ist Muskovit bereits total zerrieben, während gleichzeitig die Feldspäte noch gut erhalten sind.

2. Gneismylonite am tektonischen Kontakt zum Dolomit

Es wird die von Hsü (1955, S. 251–252) gegebene Definition eines Mylonits angewandt, die unter anderem als wichtiges Merkmal von Myloniten (im Gegensatz zu Katakklasiten) das Vorhandensein einer Paralleltextur («foliated texture») und von mehr als 50 % zermahlenem, feinstkörnigem Mineralaggregat nennt.

Unter den stark tektonisierten Proben dieses Gneises überwiegen Katakklasite mengenmässig. Erst im unmittelbaren tektonischen Kontakt zum Dolomit im Liegenden von Kristallinschuppen können Mylonite auftreten. Ein Profil, das einen solchen Kontakt und den Übergang eines Katakklasits zu einem Mylonit gut zeigt, befindet sich etwa 250 m nordöstlich des Praveder-Gipfels am Grat aufgeschlossen:

- Rund 20 m vom tektonischen Kontakt zum Hauptdolomit entfernt verliert der Flasergneis seine Textur und geht in ein milchigweisses, quarzitähnliches und massiges Gestein über. Erst im Anschliff zeigt sich andeutungsweise eine schlecht parallelorientierte flaserig-fleckige Textur. Die weisslichen Flecken von wenigen Millimetern \varnothing erweisen sich unter dem Mikroskop nicht als K-Feldspäte, sondern als reliktsche, grobkörnigere Gefügebereiche, wie sie sich in gewöhnlichen, stark kataklastischen Gneisen finden. Sie liegen in einer feinstkörnigen (\varnothing 0,02 mm und weniger) «Grundmasse» von Quarz, Feldspat(?) und Sericit. Dieses Gestein stellt mit einem Anteil von etwa 20 % granuliertem Gefüge und der kaum erkennbaren Paralleltextur die Vorstufe zu einem Mylonit dar.
- 15 m vom Kontakt steht ein geringmächtiges, tektonisch eingeschupptes Band eines rostigfarbenen Katakklasits an, der nach seinem Glimmerreichtum zu urteilen einen Abkömmling der «rostigen Serie» (vgl. Kap. C) darstellt.
- Nach dieser tektonisch bedingten Zwischenlagerung tritt in 7 m Distanz zum Dolomit wieder ein milchigweisses, schwach grünliches, quarzitähnliches Gestein auf, das eine recht gute Paralleltextur mit schwacher Schieferung aufweist und das nach dem mikroskopischen Befund einen Mylonit als Abkömmling des Mu-K-Fsp-Ab-Gneises darstellt. Ein derartiger Mylonit wurde ausser in diesem Profil nur noch an einer einzigen anderen Stelle, nämlich im Kristallinzug auf Kote 2750 m in der Nordwand des M. Forcola (160625/823050), gefunden, wo er in noch charakteri-

stischerer Form ausgebildet ist und deshalb als Vorlage für die folgende Beschreibung anhand von Figur 3 dient:

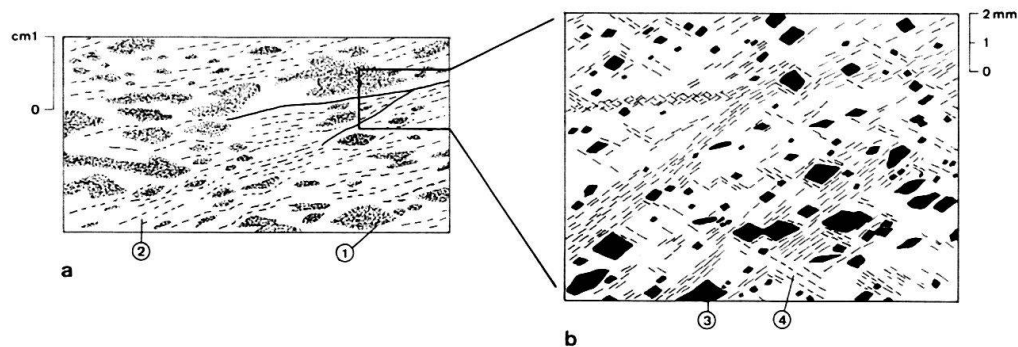


Fig. 3. *a* Im Anschliff sichtbares Gefüge eines Mylonits. *b* Ausschnitt aus Figur 3a unter dem Mikroskop (Weitere Beschreibungen im Text!).

Makroskopisch sichtbares Gefüge (Fig. 3a)

Nur auf einer Anschlifffläche gut erkennbare, leicht nebulitische, lentikularfaserige Textur: Linsenförmige, einige Millimeter lange, weissliche, glimmerarme Partien (1) in einer glimmerreichen grünen «Grundmasse» (2). Die Elongationsrichtung dieser Linsen liegt in der schwach ausgebildeten, zur Kristallin-Dolomit-Kontaktfläche parallelen Schieferungsfläche. In beliebig orientierten Anschliffen senkrecht zur Schieferungsfläche zeigt sich dasselbe, in Figur 3a dargestellte Bild, so dass dreidimensional betrachtet Scheiben vorliegen.

Mikroskopisch sichtbares Gefüge (Fig. 3b)

Sehr gut eingeregelter Gefüge von rhombenförmigen, praktisch glimmerfreien Quarz-Feldspat-Bereichen, die als nicht granulierte, feinkörnige (\varnothing 0,1–0,4 mm) Gefügereste (3) in einem sericitischen, feinstkörnigen Mineralaggregat (4) schwimmen. Selten ist Mikroklingitterung des K-Feldspats in den grobkörnigeren Gefügebereichen erkennbar, Albitzwillinge wurden keine gefunden; der Quarz dominiert mengenmässig, so dass angenommen werden muss, dass vor allem feldspat- und glimmerreiche Gefügebereiche granuliert und der Feldspat zugleich zu Sericit und Quarz umgewandelt wurde.

Die kleineren dieser Rhomben werden oft von Quarz-Einkristallen gebildet. Auffallend ist, dass kein Mörtelquarz an den Korngrenzen dieser grobkörnigeren Gefügereste auftritt und dass der Quarz hier eine eher schwache undulöse Auslöschung zeigt. Dies könnte zeigen, dass durch die Zermahlung und Durchscherung des umgebenden Materials diese rhombenförmigen Bereiche offenbar vor weiterer mechanischer Beanspruchung verschont geblieben sind.

Die sericitführende Grundmasse ist derart feinkörnig, dass ihre Zusammensetzung mikroskopisch nicht mehr bestimmt werden kann. Bei gekreuzten Nicols sticht sofort die gute Einregelung der Sericitleistchen in zwei Richtungen, parallel zu den Rhombenkanten, ins Auge. Eine dieser Einregelungsrichtungen ist eindeutig bevorzugt (in Fig. 3b von rechts oben nach links unten verlaufend). Die makroskopisch feststellbare Schieferungsfläche und zugleich die Plattungsebene der sericitarmen Scheiben fällt mit keiner dieser zwei Richtungen zusammen, sondern sie liegt im spitzen Winkel dieser beiden Einregelungsrichtungen des Sericits, von der Winkelhalbierenden etwas gegen die dominierende der beiden Einregelungsflächen gedreht.

Um abzuklären, ob es sich bei diesen Einregelungsflächen dreidimensional gesehen um konjugierte Scherflächen handelt, wurden verschieden orientierte Schlitze angefertigt. Auf dem Stereonetz aufgetragen, definieren diese Einregelungsflächen aber keine Planaren, sondern eindeutig gekrümmte Einregelungsflächen.

Ein weiteres Mylonitvorkommen fand ich auf Begehungen östlich des Muraunzaltals im Talausgang der Val Gronda. Es handelt sich um einen andersartigen Mylonit ohne grobkörnigere Restbereiche des alten Gefüges, der eindeutige Rekristallisations-

gefüge von feinkörnigem Quarz zeigt. Dieser Mylonit liegt in der nordwestlichen Fortsetzung des von Fopp della Muntanellas in die Val Muraunza hinunterziehenden Triaszugs (Koord. 161 100/830 550).

C. Feinkörnige und meist schiefrige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, Sericitschiefer und Quarzphyllite

1. Übersicht

Im Gegensatz zu der im vorigen Kapitel besprochenen Gneiseinheit liegt hier eine petrographisch vielfältigere Gruppe von Gesteinstypen vor, deren Charakter kleinräumig wechselt. Diese Variabilität ist vielfach nur durch alpintektonische und diaphoretische Überprägung und nicht durch primäre petrographische Merkmale bestimmt. Die Abgrenzung dieser Serie gegen die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise ist sowohl im Feld als auch unter dem Mikroskop (Abwesenheit von K-Feldspäten, Vorkommen von Biotit) eindeutig, und auch auf der Karte von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) sind diese Gesteine als «Zweiglimmergneise» und «Phyllitgneise» nach denselben Kriterien von den Muskovitgneisen abgegrenzt worden.

Mengenmässig dominieren stark rostige, schiefrige und kleinverfältelte Gneisserien. Typische Aufschlüsse finden sich auf der Ostseite der Val Muraunza ausserhalb unseres Untersuchungsgebiets, am Grat Rötlspeitz–Piz Val Gronda. Unklar und zuweilen künstlich ist die Abgrenzung von stärker schiefrigen bis phyllitischen Varietäten dieser Serie gegen Schiefer und Phyllite, die der Pastoriserie angehören (vgl. Kap. D). Vor allem am Grat zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad wechsellagern schwärzliche Phyllite, die HESS (1953) als «Casannaschiefer» bezeichnet mit Knotenglimmerschiefern und Quarziten, also typischen Vertretern der Pastoriserie.

Diese schwarzen «Casannaschiefer» betrachtet Hess als Leitgestein seiner auf den Seiten 58–61 beschriebenen Casannaschieferserie. Er rechnet die marmor- und glimmerschieferführenden Gesteine am Lad-Rims-Grat zusammen mit ähnlichen Serien am Piz Minschuns östlich der Val Muraunza dieser Casannaschieferserie zu. Diese Aufschlüsse am Piz Rims ordne ich aber mit den Gesteinen des Pastorikamms zusammen der Pastoriserie zu. Die Abtrennung dieser Casannaschieferserie, die nur untergeordnet wirkliche Quarzphyllite führt und wegen ihrer Vergesellschaftung mit Marmoren und Pegmatiten an die Serie am Passo dei Pastori erinnert, scheint mir ungerechtfertigt.

Die schwarzen Phyllite des Lad-Westgipfels werden in diesem Kapitel beschrieben, obwohl sie auf Grund ihrer Petrographie ebensogut als Glieder der Pastoriserie betrachtet werden könnten: Es handelt sich um Phyllonite²⁾, die auch der Pastoriserie nicht fremd sind.

Weiter fallen in diese heterogene Serie grüne, sericitisch-chloritische Schiefer («Braulioschiefer» von Hess), wie sie südlich des Piz Umbrail in der tektonischen Unterlage des Umbrailhauptdolomits in den Bachtobeln von Pozzine anstehen. Auf Grund des Dünnschliffbilds und der Analogien zu Schiefern, die im Gebiete des

²⁾ Dieser Begriff wird im Gegensatz zu «Phyllit», der noch keine genetische Interpretation impliziert, für Tektonite mit dem makroskopischen Aussehen von Phylliten verwendet (Def. vgl. SPRY 1969, S. 231).

Stilfser Jochs die Stelvioschuppe überlagern, vermute ich in diesen stark phyllitischen oder schiefrigen Varietäten Phyllonite.

Im folgenden seien einige Grundtypen dieser Serie herausgegriffen und beschrieben. Auf Seite 117 wird ein unmittelbarer tektonischer Kontakt solcher Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise mit dem Hauptdolomit am Munt da Milli Ons beschrieben.

2. Rostig anwitternder, lagenweise quarzitischer Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis

Diese noch eindeutig als Gneis anzusprechende Varietät wird sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Umbrailtrias gefunden: im unteren Gehänge des Munt da Milli Ons gegen die Val Muraunza und auch am Lad-Gipfel und -Südgrat.

Makroskopische Beschreibung

Sofern nicht eine intensive Kleinfältelung die ursprüngliche Textur ganz verwischt, ist deutlich eine gebänderte Textur mit glimmerreichen und -armen, einige Millimeter breiten Lagen erkennbar, die in enggepresste Kleinfalten mit schieferungsparallelen Achsenebenen gelegt sind. Die Schieferungsflächen zeigen einen zusammenhängenden seidigen Glanz, wenn sie nicht ganz rostig verwittert sind. In der älteren Literatur wird deshalb oft von «Phyllitgneisen» oder «rostiger Serie» gesprochen. Am Lad-Hauptgipfel wurde eine stark quarzitische Varietät mit einigen Zentimeter mächtigen, quarzischen Lagen von über 70% Quarz gefunden.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz	}	Hauptgemengteile mit sehr stark variierendem prozentualem Anteil. Meist Qz > Plag.
	Plagioklas (Albit–Oligoklas)		
	Muskovit	}	Bi < Musk
	Biotit (vorwiegend zu Chlorit umgewandelt)		
	Charakteristische Akzessorien: Granat, Turmalin, Apatit.		
	Weitere Akzessorien: Limonit und andere Erze.		

Typisch sind Glimmeraggregate mit stark dominierendem Muskovitanteil, die in ungestörten Proben bis über 1 mm mächtige, schwach verbogene Glimmerlagen bilden, die ursprünglich optisch einheitlich waren. Die Spaltbarkeit nach (001) verleiht diesen Glimmeraggregaten eine feinfaserige Struktur, wobei längs den Spaltflächen Limonit und andere Erze den Glimmer stark verunreinigen. Diese Glimmerlagen sind in Umbiegungen enggepresster Falten in mikroskopisch kleine Sekundärfalten gelegt. In stärker deformierten Proben bilden sich chaotische, feinfalzige Glimmerhaufen. Der Biotit kann zuweilen gut idiomorphe dicktafelige, postkinematisch gewachsene Individuen bilden, die im alten Glimmergewebe sprossen und nicht chloritisiert sind.

Neben diesen fast reinen Glimmerlagen treten in stark gebänderten Proben folgende Feinlagen auf:

- Quarzlagen ohne Feldspat, mit wenigen isolierten Individuen von Biotit, Muskovit und Chlorit; meist seitlich nicht persistent und wahrscheinlich syn- oder postkinematisch entstanden.
- Eventuell eine sedimentäre Wechsellagerung widerspiegeln Feinlagen von Quarz und Plagioklas: Im Zentrum dieser Lagen überwiegend Quarz, im Kontakt zu den Glimmerlagen mehr Plagioklas und vor allem Biotit, der hier relativ häufiger ist als in den glimmerreichen Lagen.

Die stark zersetzten Plagioklase lassen keine Verzwillingung erkennen. Anhand des Vergleichs der Lichtbrechung mit Quarz muss auf sauren Plagioklas geschlossen werden (Albit–Oligoklas). Der Biotit ist meist stark chloritisiert. Granat tritt sehr feinkörnig und in verschiedener Häufigkeit auf; er kann auch fehlen.

3. Glimmerarme, zum Teil quarzitische Gneistypen

Auf der Ostseite des Grats zwischen Piz Rims und Piz Lad schalten sich zwischen die normalen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise im Hangenden und die Mu-K-Fsp-Ab-

Gneise im Liegenden grau oder schwach grünlich anwitternde glimmerarme, biotitfreie Muskovit-Plagioklas-Gneise ein:

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz	30–40 %
	Plagioklas (Albit–Oligoklas)	50–60 % (auch plagioklasfreie Bänder)
	Muskovit	10 %
	Akzessorien: K-Feldspat, Chlorit, Titanit	

Die rundlichen, schwach gelängten, gleichkörnigen Quarz- und Plagioklaskörner haben Korngrößen von 0,1 bis 0,2 mm. Der Quarz verdrängt in wenige Millimeter mächtigen Bändern den Plagioklas ganz. Anhand der Feldspatfärbung konnte ein geringer Gehalt an K-Feldspat erkannt werden; im Gefüge weichen diese Gneise aber durch ihre Feinkörnigkeit stark vom Mu-K-Fsp-Ab-Gneis ab. Bemerkenswert ist auch das Vorkommen von Titanit.

In den Bachtobeln von Pozzine und am Weg von der Umbrailpasshöhe zur Bocchetta di Forcola südlich des Piz Umbrail finden sich, mit grünen, stark schiefrigen Gneisen und Phylloniten (vgl. Abschnitt 4) vergesellschaftet, zum Teil makroskopisch vollkommen massige, feinkörnig-quarzitische Gneise (Korngrösse selten über 0,1 mm):

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz	40–60 %
	Plagioklas (Albit–Oligoklas)	30–50 %
	Biotit (zum Teil in Chlorit umgewandelt)	10–15 %
	Muskovit	0–5 %
	Akzessorien: Granat, Turmalin, Apatit, Zirkon–Monazit	

Die Akzessorien sind dieselben wie die der in Abschnitt 2 beschriebenen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise. Ein gleichkörniges, schwach schiefriges Gefüge mit gelängten Quarz- und Plagioklaskörnern und schlecht eingeregelter Glimmer ist typisch.

4. Sericit-Chlorit-Schiefer und Quarzphyllite

Schiefrige bis phyllitische Gesteine treten vor allem in der kristallinen Unterlage der Umbrailtrias in der obersten Valle del Braulio auf. Im N–S verlaufenden Bachtobel westlich des Wortes «Pozzine» (LK 1:25000) stehen grüne, zuweilen violett anwitternde Schiefer an (Abschnitt 4a), welche mehr gneisig-quarzitische Typen im unteren Teil des Bachtobels überlagern. Die Übergänge Gneis–Schiefer sind oft fließend. An tektonisch stark durchbewegten Flächen, etwa in der geometrischen Fortsetzung des noch westlich dieser Bachtobel von Pozzine endenden triadischen «Forcolazuges» (vgl. tekt. Karte von HESS 1953, Tf. VI, in der der Forcolazug fälschlich bis an die Landesgrenze weiter nach Osten gezogen wird), treten karbonathaltige Phyllonite auf (Abschnitt 4b). Ebenfalls an dieser Stelle seien die schwarzen und grünen Quarzphyllite des Lad-Westgipfels beschrieben.

a) Grüne Sericit-Chlorit-Schiefer («Braulio-Schiefer» von Hess)

Die oft spiegelglatten, seidig glänzenden Sericitüberzüge der Schieferungsflächen mit den einzelnen grünen Chloritputzen charakterisieren diese Schiefer.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz	20–60 %
	Plagioklas (Albit–Oligoklas)	20–60 %

Muskovit–Sericit	5–10 %
Chlorit (wenig Biotitrelikte)	5–10 %
Akzessorien: Granat, Turmalin (zum Teil bis 5%), Apatit, Zirkon–Monazit, Epidot, Calcit, Erze	

Der Mineralbestand ist in stark umgewandelter Form derselbe wie in den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen, neu treten Epidot und Calcit hinzu, und der Turmalin ist reichlicher vertreten. Die Plagioklase sind sehr stark sericitisiert und sind mit ebenfalls sericitisierten Muskoviten zu einem unsauberen, feinkörnigen Gewebe vermischt. Nur wenig Quarz, Muskovit und Plagioklas sind noch in grösseren Mineralkörnern erhalten (bis zu 0,2 mm \varnothing), die stark gelängt im Feldspat-Sericit-Gewebe liegen. Turmalin ist in gut idiomorphen Einzelkörnern als Neubildung etwas reichlicher vertreten als in den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen. Der Mineralbestand und vor allem das lentikular-schiefrige Gefüge lassen in diesem Gestein einen Phyllonit vermuten, hervorgegangen aus einem normalen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis.

b) Quarzphyllite, zum Teil karbonathaltig

Karbonat tritt nur in den extrem phyllonitisierten Horizonten der kristallinen Unterlage der Umbrailtrias im oberen Brauliotal auf. In solchen Phylloniten ist kein Albit mehr erhalten, und sie bestehen nur noch aus extrem beanspruchtem, oft streifig lamelliertem Quarz und einem sericitartigen Gewebe. Das Karbonat ist stets stark eisenschüssig und bildet einzelne idiomorphe Rhomboeder inmitten eines älteren Quarzgefüges, zuweilen sind solche Rhomboeder randlich wiederum durch Quarz korrodiert. Der Karbonatgehalt ist in einem einzelnen, in der direkten geometrischen Fortsetzung der östlichsten Triasvorkommen des «Forcolazugs» liegenden Phyllonit so gross, dass brekzienartig extrem beanspruchte, lamellierte Quarzareale in einer Karbonatgrundmasse schwimmen (Koord. 158950/828050, am Weg vom Umbrailpass zur Bocchetta di Forcola).

Normale, karbonatfreie Quarzphyllite enthalten stets weit über 50% Quarz, der schieferungsparallel laminiert und zum kleineren Teil zu Mörtelquarz zerrieben ist, Sericit–Chlorit und keinen Feldspat.

Das eindeutig als Neubildung und nur in extrem durchbewegten Horizonten auftretende Karbonat ist vermutlich im Zusammenhang mit der alpinen Durchbewegung dieser Kristallinserien eingewandert und stellt zumindest in einem Falle eindeutig den Überrest eines total zerriebenen Triaszuges («Forcolazug») dar. Diese Phyllonitisierung wäre hier im Zusammenhang mit der alpinen Durchbewegung erfolgt. Dieses Vorkommen zeigt auch, dass alpintektonisch scheinbar einheitliche Kristallinareale doch tief zerschlitzt sein können.

c) Schwarze und grüne Quarzphyllite des Piz Lad (Westgipfel)

Diese Phyllonite sind makroskopisch und auch im Dünnschliffbereich mineralogisch sehr inhomogen zusammengesetzt. Glimmerfreie Partien führen neben etwa 30 % saurem Plagioklas nur Quarz; bis zu 80 % aus Sericit–Chlorit bestehende Glimmerhaufen führen nur Quarz und keinen Feldspat. Quarz- und Plagioklaskörner bilden ein gleichkörnig-lentikulares Gefüge mit Korngrössen um 0,05 mm \varnothing . Makroskopisch wie auch im Dünnschliffbereich ist dieses Gefüge wirr verfaltet und an verschiedenen orientierten Schieferungsebenen zerschert. Einige nur aus Quarz und untergeordnet aus unzersetztem, verzwillingtem Plagioklas bestehende, weisse, grobkörnigere Rekristallisate sind wiederverfaltet und der Quarz darin stark deformiert. Dies lässt vermuten, dass diese Phyllonite das Resultat einer vielphasigen Deformation sind. Wichtig ist, dass diese dunklen Phyllonite am Piz Lad im Feld gegenüber den normalen Zweiglimmergneisen scharf abgegrenzt sind und dass sie nicht an die Überschie-

bungsbahn der Kristallinkappe des Piz Lad gebunden sind, sondern in den höchsten erhaltenen Anteilen der Kristallinkappe auftreten.

5. Der tektonische Kontakt von Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen zu triadischen Dolomiten am Piz Rims

Auf der Ostseite des Piz Rims ist der unmittelbare Kontakt von Phylloniten an der Basis der kristallinen Kappe des Piz Rims zu Dolomiten der Umbrailtrias im Liegenden aufgeschlossen (Koord. 161075/828300). Da hier der bestaufgeschlossene Kontakt Kristallin–Trias im Untersuchungsgebiet vorliegt, sei er kurz beschrieben:

Von unten nach oben folgen sich (Kontakt als 0-Niveau):

- 1–0 m: Helle, bräunlichgelb anwitternde, massige Dolomite, von zahlreichen weisslichen Kalkspatklüftchen durchzogen.
Unter dem Mikroskop: Das ursprünglich rein dolomitische, feinkörnig bis dichte Gestein ist von bis zu wenigen Millimeter mächtigen Adern durchzogen, die aus grobkörnig rekristallisiertem Calcit (\varnothing max. 0,5 mm) und untergeordnet Quarz (max. 5%) bestehen. Unmittelbar am Kontakt zum Kristallin sind auch drusenartige Calcitrekristallite vorhanden; das ursprüngliche Dolomitgefüge ist bis zu 50% durch Calcit ersetzt. Auffallend ist der direkt am Kontakt recht grosse Erzgehalt (bis 5%): Durchwegs gut idiomorphe Pyritkörner (\varnothing bis 0,2 mm, bis zu 20% in Goethit zersetzt), die wahllos verteilt das Karbonatgefüge durchsetzen. Der kataklastisch nicht beanspruchte Pyrit muss postkinematisch gesprosst sein.
- 0–5 cm: Rostiggrüne Phyllonitfragmente, in erdigem Gesteinsmehl liegend.
Unter dem Mikroskop: Die Mineralien sind extrem feinkörnig. Feinfaseriger Sericit ist vollkommen mit Quarz (und Feldspat?) durchmischt. In dieser granulierten Grundmasse liegen Augen und Linsen verschiedener Grösse, bestehend aus einem sericitfreien, etwas grobkörniger rekristallisierten Quarzgefüge, das zuweilen stark zerbrochenen, sericitisierten Plagioklas enthält. Das ganze Gefüge ist von schieferungsparallelen Goethitklüftchen durchwoben, und vor allem die quarzreichen Bereiche enthalten reichlich idiomorphe Pyritkörner, die randlich durch Goethit ersetzt sind. Untergeordnet tritt auch schlecht idiomorpher Rutil auf. Von den anderen, bereits beschriebenen Phylloniten unterscheidet sich dieses Gestein durch sein extrem feinkörnig zerriebenes und durchmisches Mineralgefüge und durch seinen Erzreichtum.
- Bei 10 cm: Unter dem Mikroskop: Lagiges, nur schwach verfaltetes Gefüge mit sericitreichen und -armen, bis zu 1 mm mächtigen Lagen, die aber stark diskordant zur makroskopisch sichtbaren Schieferung geneigt sind. Mit seiner Feinbänderung stellt dieser Phyllonit einen Übergangstypus zu einem Mylonit dar.
- Bei 30 cm: Lage mit 30 cm langen und 10 cm mächtigen Quarzlinsen, die fluidal von Phylloniten umgeben sind. Die Längerstreckung der Quarzlinsen und die Schieferung der Phyllonite sind schwach diskordant zur tektonischen Kontaktebene orientiert.
Unter dem Mikroskop: Völlig sericitfreies Quarzgefüge mit vereinzelt sauren Plagioklasen. In einer feinkörnigen (\varnothing 0,01 mm) rekristallisierten Quarzgrundmasse einige grössere, stark deformierte Quarz- und Plagioklaskörner. In der 5 mm mächtigen, makroskopisch grün erscheinenden Randzone gegen die Phyllonite Chlorit und grobkörniger Plagioklas (\varnothing um 0,2 mm).
- Bei 1 m: Dunkelgrüner, mylonitischer Chloritgneis, durch Scherflächen in einzelne Rhomben zerlegt.
Unter dem Mikroskop: Neben etwa 50% stark deformiertem sericitisiertem Plagioklas enthält dieser glimmerarme Typ nur stark schieferungsparallel gelängten und gebänderten Quarz mit n'_α parallel zur Längung, wenig feinkörnig rekristallisierten Quarz, ferner Chlorit (rund 15%) und wenig Pyrit.

- Bei 3 m: Graugrüne, relativ massige Chlorit-Sericit-Gneise.
Unter dem Mikroskop: Quarzitischer Gneis (70% Quarz) mit ebenfalls gebändertem Quarz gleicher Orientierung. Kein Pyrit mehr vorhanden, dafür aber Rutil.
- Bei 8 m: Derselbe Gneis wird reicher an Plagioklas und führt erstmals etwas Granat.
- Bei 16 m: Erstmaliges Auftreten guterhaltener Muskovitleisten in einem grünen, feinkörnigen Muskovit-Plagioklas-Gneis.
- Bei 18 m: Grobkörniger, stark kataklastischer Mu-K-Fsp-Ab-Gneis, eindeutig nicht mehr zur Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise gehörend. Die schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise begleiten auch anderswo häufig in einem schmal ausgezogenen Band diese tektonische Überschiebungsfläche; z. B. auf der Nordseite der Kristallinkappe des Piz Lad.

D. Die Pastoriserie

Diese Kristallinserie hebt sich durch ihre lithologische Vielfalt und ihre Mineralparagenesen ganz von den übrigen Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen ab. HESS (1953, S. 56–58) leitete ihren Namen von dem am Passo dei Pastori (Grenzgrat östlich des M. Forcola) gelegenen Aufschlussgebiet her. Wie bereits erwähnt wurde (vgl. S. 113), werden ihr hier weitere Aufschlüsse zugeordnet, welche nicht an das namensgebende Aufschlussareal gebunden sind: vor allem die Aufschlüsse nördlich des Piz Rims, die HESS (1953, S. 58–61) zum Teil als «Casannaschiefer» beschrieb.

1. Die Aufschlüsse am Passo dei Pastori

a) Ergänzungen zu den von Hess beschriebenen petrographischen Grundtypen

Folgende petrographische Grundtypen wurden von HESS (1953, S. 56–58) beschrieben:

Biotit-Glimmerschiefer

Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer

Amphibolite

Marmore und Silikatmarmore

Pegmatite

Zu der bereits vorliegenden Beschreibung werden hier nur Ergänzungen angebracht. Die sehr variable quantitative mineralogische Zusammensetzung der Gesteine wird anhand von Figur 4 in Abschnitt 1b demonstriert werden.

Die *Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer* können als zusätzliches wichtiges Faziesmineral auch Staurolith in bis zu 2 mm dicken Porphyroblasten führen. Ebenso wie der Sillimanit ist der Staurolith frisch und unzersetzt und gern in glimmerreichen Lagen mit Granat vergesellschaftet. Der Sillimanit liegt in fibrolithischer Ausbildung vor und strahlt in umgebende Mineralkörner wie Quarz und Plagioklas hinein. Er tritt eng mit Biotit verwachsen in Knoten auf, deren Kern aus einem quarzdurchsiebten Granat besteht. Der Anorthitgehalt des Plagioklas liegt bei 15–20 %. Schieferungsparallele Einlagerungen von reinen Quarzlagen oder glimmerarmen quarzitischen Gneisen sind typisch; letztere weisen oft eine zentimeterdicke Schicht im Kontakt gegen das Nebengestein auf, bestehend aus über 50 % Turmalin. Wegen des geringen Feldspatgehalts und des mit den Glimmerschiefern identischen Mineralgehalts (lediglich mehr Quarz, weniger Glimmer) handelt es sich kaum um Pegmatitapophysen (vgl. HESS, S. 57). Dass die Turmalinisierung auf pegmatitisch-pneumatolytische Vor-

gänge zurückgeht, ist allerdings wahrscheinlich: auch der normale Glimmergneis ist stark von Turmalinneussprossungen durchsetzt.

In hornblendearmen, calcitischen Lagen feinschichtiger Amphibolite wurde Diopsid in grösseren Mineralkörnern gefunden, neben Epidot und Klinozoisit. Solche *Kalksilikatlagen* wechsellagern in nur zentimetermächtigen Lagen mit Amphiboliten. Der Anorthitgehalt der oft zersetzten Plagioklase in den *Amphiboliten* liegt bei 35–40 % und ist somit höher als in den Glimmerschiefern. Wenig Quarz ist in den Amphiboliten zuweilen enthalten.

Auf der Südseite des Grenzgrats ist inmitten von Pegmatitgängen noch ein lagiger *Granatamphibolit* erhalten, der in gewissen Lagen so reichlich Granat führt, dass diese im Anschliff tiefrot gefärbt sind. Unter dem Mikroskop stellt man in den hornblendereichen Lagen bis zu 80 % Hornblende fest, neben völlig umgewandeltem Plagioklas und etwas Titanit und Apatit. In den rotgefärbten, hornblendearmen oder -freien Lagen häuft sich der Granat in kleinen Körnern (\varnothing 0,1–0,2 mm) zu Gehalten von bis zu 50 % an, ist aber vom Zentrum ausgehend grossenteils in Klinozoisit umgewandelt. Klinozoisit tritt in diesen Granatlagen auch in Form gut idiomorpher Leisten auf (5–10 %).

Von Hess nicht beschrieben sind stark diaphtoritisch überprägte *Chloritgneise* oder *-schiefer*. Der Chlorit ersetzt in solchen Gesteinen den Biotit oft vollständig. Auf dem M.-Forcola-Gipfel sind total chloritisierte Glimmerschiefer aufgeschlossen, die eindeutig noch als Abkömmlinge des sillimanitführenden Knotenglimmerschiefers erkennbar sind. Häufig mit Marmoren vergesellschaftet sind Chloritgneise, die neben sehr viel Quarz etwas Plagioklas und Chlorit, ferner untergeordnet Klinozoisit, Titanit, Calcit und Apatit führen. Schwärzliche, verschieferete Chlorit-Plagioklas-Gneise mit wenig Quarz in Adern und Drusen stellen eventuell total diaphtorisierte Amphibolite dar.

b) Detailprofil in der Pastoriserie

Sehr charakteristisch für die Pastoriserie ist die intensive Wechsellagerung verschiedenster petrographischer Typen im Detailprofil. Unmittelbar westlich Grenzstein Nr. 15 wurde deshalb ein Detailprofil genauer untersucht, welches vor allem die Vergesellschaftung von Marmor, Glimmerschiefer und Amphibolit innerhalb weniger Meter zeigt.

Profilbeschreibung anhand von Figur 4, von unten nach oben (die Numerierung entspricht derjenigen von Figur 4)

1: Granatführender Hornblendegneis, von stark wechselnder mineralogischer Zusammensetzung: Ho-reiche, amphibolitähnliche Lagen und plagioklasreiche, helle Bänder mit grossen Granatporphyroblasten.

2: Fliessender Übergang in feinlagigen, plattig brechenden Amphibolit. Grobkörnige Hornblende in hornblendereichen Lagen (bis zu 3 mm lange Leisten), in feinsten, 1–3 mm mächtigen leukokraten Lagen feinkörnigere Hornblende und viel zersetzter Plagioklas. Nach oben Zwischenschaltungen von biotitführenden, quarzitisches Linsen.

3: Intensive Wechsellagerung feinkörniger dunkler Amphibolite, lagiger Amphibolite und hornblendefreier (!) Biotitgneise. Diese Wechsellagerung ist zuweilen derart feinschichtig, dass sie im Dünnschliffbereich beobachtet werden kann.

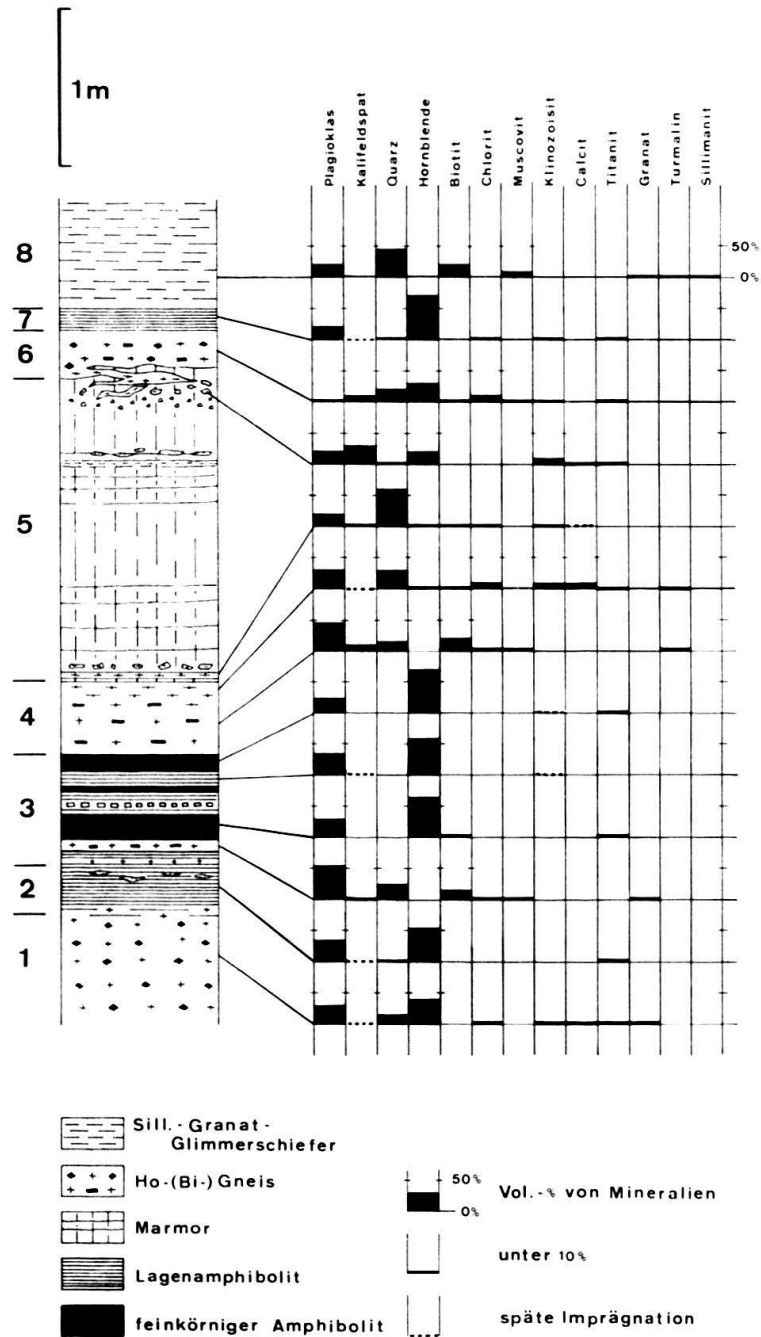


Fig.4. Detailprofil in der Pastoriserie. (Die prozentualen Anteile der einzelnen Mineralien sind geschätzt.)

Mikroskopische Beschreibung

(Von unten nach oben): Grobkörniger Biotit-Amphibolit.

Feinkörniger biotitfreier Amphibolit mit 75% Hornblende.

2 cm mächtiges Biotitgneisband, ohne Hornblende und mit etwa 20% Quarz.

An der Basis dieses Gneisbandes granatführender Horizont, im Dach Anreicherung von Klinozoisit.

Wieder biotitfreier Amphibolit.

In einem mächtigeren Biotitgneisband tritt frischer Plagioklas auf mit einem Anorthitgehalt von 15 bis 20% (Amphibolite 35–40%!). Dieses Gneisband führt auch etwas K-Feldspat, der hier zum

ursprünglichen Mineralgehalt zu gehören scheint, im Gegensatz zu den Amphiboliten, in denen der K-Feldspat nur als Imprägnation längs Klüftchen auftritt. Querglimmer von Muskovit durchschlagen oft ältere Biotite.

Streng horizontiert tritt inmitten lagiger Amphibolite ein Schwarm linsenförmiger reiner Plagioklasrekristallite auf, die aus grossen, unverzwilligten Mineralkörnern bestehen (\varnothing von wenigen Millimetern).

4: Biotitgneise, an der Basis hornblendefrei, mit horizontweise stark wechselndem Quarzgehalt (0–50%) und viel Turmalin. Weiter oben schiefrige Gneise mit stark chloritisiertem Biotit und weissen, zentimeterdicken Bändern, bestehend aus Calcit, Hornblende und Klinozoisit, die weiter oben einsetzende Marmorlage ankündigend.

5: Gutgebankte, reine, weisse Marmore, im oberen Teil zuweilen schiefrig-quarzitische Horizonte. Auffallend sind brekziöse Horizonte, welche diesen Marmorzug an der Liegend- und Hangendgrenze begleiten.

Im Liegendkontakt folgt einer ersten 1 cm mächtigen Marmorlage (nur wenig Quarz enthaltend) wieder eine wenige Zentimeter mächtige Biotitgneislage, welche von dieser ersten Marmoreinlagerung durch eine 5 mm mächtige, rein quarzitische Lage getrennt ist. Diese streng horizontierte Marmor-Gneis-Wechselagerung wird durch einen Marmor mit Gneisbrekzienkomponenten nach oben hin abgelöst; schliesslich folgt der rein karbonatische Marmor. Im Hangenden des 2 m mächtigen Marmorzugs ist derselbe Übergang noch deutlicher beobachtbar: die Wechselagerung wird seitlich und gegen das Innere des Marmorzugs zunehmend in einzelne Gneiskomponenten in Marmor matrix zerlegt. Figur 5 zeigt, wie sich ein solcher Gneiszug nach unten in den duktilen Marmor bohrt. Neben

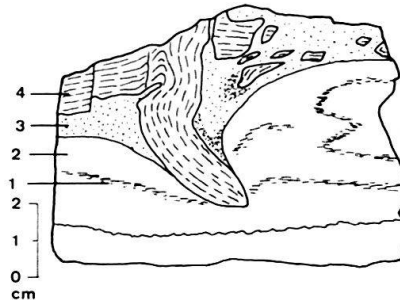


Fig. 5. Zeichnung eines Anschliffs senkrecht zur Stoffbänderung des Profils: Span von Gneis, der sich nach unten tektonisch in den Marmor bohrt. In demselben Handstück ist in einem parallel in einigen Zentimetern Abstand angefertigten Anschliff zu beobachten, wie sich die Spitze dieses Gneisspans ganz ablöst und in Marmor-Matrix liegt. 1 Dunkle Bänderung in weissem Marmor, Kleinfalten andeutend. 2 Reiner, weisser Marmor, gleichkörnig-xenomorphes Gefüge. 3 Grauer Marmor mit bis zu 10% nichtkarbonatischen Mineralien: Feldspäte, Hornblende, Titanit, Klinozoisit. Feinkörniges und im Kontakt zum Gneis langfaserig, parallel zur Kontaktfläche eingeregelter Calcitgefüge. 4 Grüner Hornblendegneis, quarzfrei und mit viel K-Feldspat mit Mikroklingitterung. Hornblende und Klinozoisit im Kontakt zum Marmor angereichert, viel Titanit.

strukturellen Anhaltspunkten spricht auch die Tatsache, dass diese Brekzien sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Marmorzugs auftreten, für einen tektonischen Ursprung dieser Brekzienbildungen. Die Durchbewegung an dieser Stoffgrenze führt gegen das Innere des Marmorzuges so weit, dass schliesslich nur noch einzelne, gut isometrische, aber kantige Komponenten mit zueinander verdrehter Lage der Schieferungsfläche in der Marmor matrix liegen. Im Dünnschliff sind die Gneis-Marmor-Kontakte unscharf, einzelne Mineralkörner des Gneises splintern in das Karbonatgefüge ab. Die Gneiskomponenten weisen denselben Mineralbestand auf wie der Gneis von Figur 5, führen aber zusätzlich noch Quarz, der extrem beansprucht ist (mit Deformationsbänderung).

6: Hornblende-Biotitgneis mit sehr grobkörniger Hornblende (bis zu 2 mm lange Leisten), enthält K-Feldspat.

7: Feinkörniger, extrem hornblendereicher Amphibolit.

8: Übergang in die Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer, die hier keinen Staurolith führen, aber reichlich Sillimanit und Granat. Diese Glimmerschiefer bilden in grösserer Mächtigkeit das kleine Plateau am Grenzgrat westlich Grenzstein Nr. 15.

Auffallend in diesem Profil ist der kleinräumige, ausgeprägte Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung (vgl. Fig. 4), der sich schon im Dünnschliffbereich zu erkennen gibt. Der Amphibolit hält sich allgemein und nicht nur in diesem Detailprofil an den Marmor. Der unmittelbare Kontakt zum Marmor wird aber durch Gneise gebildet. Im Liegenden der Marmorbank fällt auf, dass gegen den Marmor hin der Biotit eher zurücktritt und durch Hornblende ersetzt wird; die Brekzienkomponenten schliesslich enthalten nur noch Hornblende als dunklen Gemengteil. Ebenfalls an den Marmorzug gebunden ist das Auftreten von K-Feldspat.

c) Die Pegmatite auf der Südseite des Grenzkamms

Grössere zusammenhängende Profile durch die Pastoriserie sind vor allem auf der Südseite des Grenzgrats aufgeschlossen. Hier sind die pegmatitische Durchtränkung und die diaphtoritische Überprägung aber so gross, dass kein gutes Bild der ursprünglichen petrographischen Zusammensetzung dieser Serien mehr gewonnen werden kann. An der tektonischen Basis der Pastoriserie sind ganze Schichtverbände durch Pegmatit ersetzt; einzelne grössere, unzusammenhängende Fetzen von Marmor und an einer Stelle auch Granatamphibolit schwimmen in einer Pegmatitmasse von mehreren Metern Mächtigkeit. Gegen oben hin, wo weniger mächtige Lagergänge vorliegen, ist schön zu sehen, dass diese Gänge das Nebengestein schieferungsparallel und nie diskordant durchschwärmen. Es wurden auch zwischen Marmoren boudinierte Pegmatitkörper beobachtet. Ganz eindeutig sind diese Pegmatite nur an die Pastoriserie gebunden; sie sind in den anderen Kristallinserien, die ja in tektonisch tieferer Stellung am Pastorigrat ebenfalls aufgeschlossen sind, nie beobachtet worden. Auch die starke Kataklyse (nicht aber Schieferung) und die Boudinierung zwischen Marmoren zeigen, dass die Pegmatite mit der Pastoriserie durch alpinktektonische Bewegungen in Kontakt zu den darunterliegenden Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen gebracht wurden.

Neben feinkörnigen aplitischen Injektionen wiegen grobkörnige *Turmalin-Plagioklas-Pegmatite* vor, welche auch bei Abwesenheit von Turmalin leicht von den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen auseinanderzuhalten sind anhand ihrer massigen Textur und der abweichenden mineralogischen Zusammensetzung. Die schwarzen Turmalinstengel sind oft in ihrer Längserstreckung in einzelne Bruchstücke zerrissen, die bis zu 0,5 mm weit auseinanderliegen.

Unter dem Mikroskop ist auch die kataklastische Überprägung anderer Mineralien zu beobachten. Mengenmässig dominieren der sehr grobkörnige Albit und der Quarz. K-Feldspat und Muskovit treten spärlich auf: diese Pegmatite müssen also sehr kaliarm sein. Der Turmalin weist stets eine intensiv blaue Farbe auf, im Gegensatz zu den Turmalinen der Metamorphite, die grünbraune Farben zeigen. Zirkoneinschlüsse im Turmalin erzeugen pleochroitische Höfe; sehr spärlich treten Apatit und Granat auf.

2. Die Aufschlüsse am Grat zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad

Eine flachliegende Synform von Marmoren und Glimmerschiefern stösst nach Süden hin tektonisch diskordant an einen steil nordwärts fallenden Bruch, der unmittelbar nördlich des Rimsgipfels die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise zu den Marmoren hin

abgrenzt. Beide Kristallinserien stehen hier also wie am Pastoripass in tektonischem Kontakt zueinander, wobei die Pastoriserie wiederum die Mu-K-Fsp-Ab-Gncise überlagert. Vor dem Wiederanstieg des Grats zum Piz Lad streicht dann die Pastoriserie in die Luft aus.

Petrographisch setzt sich die Pastoriserie hier aus Marmoren, Glimmerschiefern, Quarziten und Pegmatiten zusammen; Amphibolite fehlen. Die diaphthoritische Überprägung ist hier grösser. Es seien folgende, von der Diaphthorese relativ verschonte petrographische Typen beschrieben:

Die *Marmore* sind zuweilen weiss und rein karbonatisch (vorwiegend calcitisch), dann wieder brekziös mit Gneiskomponenten, ähnlich wie dies am Pastoripass beobachtet wurde. Diese gneisartigen Einschlüsse im Marmor sind wiederum reich an K-Feldspat, daneben führen sie Quarz, Plagioklas, Chlorit, Titanit und Erze. Im Gegensatz zu den Vorkommen am Pastoripass fehlt die Hornblende, der Klinozoisit ist spärlicher. Auch die Wechsellagerung mit den Amphiboliten fehlt. Häufig sind schön gebänderte Marmore mit lagig angehäuften, nichtkarbonatischen Verunreinigungen, die aber weniger als 5 Vol.-% ausmachen: Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Titanit und viel Erz.

Unmittelbar mit den Marmoren vergesellschaftet sind *Quarzite*, die in quarzreiche Glimmerschiefer übergehen können. Diese Quarzite bestehen aus über 90 % Quarz, daneben treten Plagioklas, Muskovit und Chlorit auf, akzessorisch Turmalin und Apatit.

Quarzreiche, zuweilen staurolithführende *Glimmerschiefer* begleiten ebenfalls diesen Marmorzug. Die Staurolithporphyroblasten sind stets stark zersetzt, aber noch eindeutig identifizierbar. Der Biotit ist grossenteils chloritisiert, der Muskovit zu Sericit zerrieben. Granat ist vorhanden, Sillimanit wurde aber nicht gefunden. Es wäre durchaus möglich, dass er durch die Diaphthorese zerstört wurde. Diese Glimmerschiefer ähneln sonst in Gefüge und Mineralbestand sehr den sillimanitführenden Glimmerschiefern des Pastoripasses.

Unweit dieser staurolithführenden Glimmerschiefer stehen an der ersten Einsattelung des Grats nördlich des Piz Rims dunkelglänzende feldspatfreie *chloritoid*führende *Knotenglimmerschiefer* an. Diese lagigen Schiefer von fast phyllitischem Aussehen führen quarzreiche Bänder mit Granatporphyroblasten von 0,5 bis 1 mm \varnothing , phyllitische Lagen enthalten fast reine Glimmeraggregate. Auffallend ist, dass diese Schiefer keinen Feldspat führen, auch nicht in glimmerarmen Lagen. Staurolith fehlt, Muskovit ist reichlich vertreten, der Biotit ist teilweise chloritisiert. Der Chloritoid besitzt bei normaler Schliffdicke merkwürdigerweise keinen merklichen Pleochroismus, aber die chemischen Befunde einer Mikrosondenanalyse und die Spaltbarkeit senkrecht (001) lassen nicht daran zweifeln, dass es sich um Chloritoid handelt. Der Chloritoid ist randlich und längs der Spaltbarkeit oft mit Chlorit und Sericit verwoben. Viele Mineralkörner sind jedoch absolut frisch, aber auf das engste mit Muskovit (evtl. Paragonit?) vergesellschaftet.

Pegmatite sind hier relativ selten, werden aber in der Nachbarschaft der Marmore gefunden und weisen dieselbe mineralogische Zusammensetzung auf wie die Pegmatite am Pastoripass.

Neben diesen Gesteinstypen dominieren mengenmässig vor allem gegen den Piz Lad hin stark diaphthoritisch überprägte, zum Teil phyllonitische Schiefer.

3. Mineralparagenesen und Metamorphosegrad der Pastoriserie

Der hohe Metamorphosegrad dieser Serie ist sicher durch die letzten tektonischen Bewegungen diaphoretisch überprägt worden, so dass Aussagen über diese ältere (sicher Präschuppenbau) Metamorphose problematisch sind. Sicher als Produkt dieser Diaphtorese kann nur der Chlorit angesprochen werden, der nur als Umwandlungsprodukt von Biotit (seltener von Granat und Hornblende) auftritt.

Die Paragenese der Glimmerschiefer weist eindeutig in die Amphibolitfazies: Quarz, Plagioklas (15–20 % An), Biotit, Muskovit, Sillimanit, Staurolith, Granat.

Die Tatsachen, dass Quarz und Muskovit bei Anwesenheit von Sillimanit noch stabil sind und dass kein K-Feldspat auftritt, weisen eventuell darauf hin, dass die Metamorphose unter höheren Drücken stattgefunden haben muss. Nach WINKLER (1967, S. 180) sind in der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies des Barrow-Typs Muskovit und Quarz nicht mehr stabil; das Stabilitätsfeld von Muskovit und Quarz dehnt sich erst bei höheren Drücken auch zu höheren Temperaturen hin aus. Das Auftreten von Staurolith neben Sillimanit weist experimentellen Daten von HOSCHEK (1967 und 1969) über die Stabilität des Stauroliths zufolge ebenfalls auf höhere Drücke hin: Staurolith ist bei tieferen Drücken im Stabilitätsfeld des Sillimanits (vgl. RICHARDSON et al. 1969) nicht mehr stabil. Es ist aber in diesem kleinen Aufschlussareal nicht abzuklären, ob Staurolith und Sillimanit tatsächlich gleichzeitig und im Gleichgewicht gebildet worden sind.

Das Auftreten von Diopsid in den kalksilikatischen Lagen der Amphibolite weist ebenfalls in die Amphibolitfazies; ausser dem diaphoritisch entstandenen Chlorit wurden am Passo dei Pastori keine für die Grünschieferfazies charakteristischen Mineralien gefunden.

Etwas anders liegen die Verhältnisse in den Aufschlüssen nördlich des Piz Rims: Sillimanit wurde nicht gefunden, ebenso fehlt Diopsid (es liegen auch keine Amphibolit-Kalksilikat-Wechselagerungen vor), dagegen treten Staurolith und das nach WINKLER (1967) für die Grünschieferfazies diagnostische Mineral Chloritoid vor. Die beiden Mineralien wurden allerdings nicht gemeinsam in demselben Handstück gefunden, sondern in folgenden Paragenesen:

Staurolith mit Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Granat;
Chloritoid mit Quarz, Muskovit, Biotit, Granat.

Beide Paragenesen gehören nach feldgeologischen Befunden der gleichen Serie an, unterscheiden sich aber im Gesteinschemismus. Chloritoid wird zu Beginn der Amphibolitfazies nach Angaben von WINKLER (1967) durch Staurolith ersetzt. Nach HALFERDAHL (1961), der eine Liste von aus der Literatur gesammelten und selber untersuchten Mineralparagenesen aufführt, wird Chloritoid auch in Vergesellschaftung mit Staurolith gefunden. HOSCHEK (1969) hat gezeigt, dass Staurolith sich auch durch Reaktionen bilden kann, an denen Chloritoid nicht beteiligt ist. Positive Anhaltspunkte für die Vermutung, dass Chloritoid in unserem Falle als Produkt der Diaphtorese vorliegt, fehlen im Dünnschliffbild. Das Fehlen von Sillimanit in den Glimmerschiefern, die in ihrem Mineralgehalt und ihrem Gefüge Analogien zu den sillimanitführenden Glimmerschiefern am Pastoripass zeigen, könnte einen etwas niedrigeren Metamorphosegrad dieser Aufschlüsse am Piz Rims vermuten lassen, wenn man nicht annehmen will, dass der Sillimanit durch die diaphtoritische Überprägung verloren-

ging. Der Chloritoid tritt in feldspatfreien Gesteinen auf, die sich in ihrem Gesteinschemismus deutlich von den sillimanit- und staurolithführenden Glimmerschiefern abheben.

Die Anwesenheit von Staurolith auch in diesen Serien am Piz Rims weist diese Serie jedenfalls eindeutig in die Amphibolitfazies.

Folgende gemeinsame Charakteristika beider Serien können aber trotz etwas abweichender Lithologie und Mineralgehalt angeführt werden:

- Metamorphose in der Amphibolitfazies,
- Auftreten von Marmoren, vergesellschaftet mit kaliarmen Pegmatiten,
- Auftreten von Staurolith, dessen Vorkommen die mögliche chemische Zusammensetzung der Glimmerschiefer nach Angaben von HOSCHEK (1967) stark einengt: geringe Ca- und Alkaliegehalte, geringer Wert des Verhältnisses Mg:Fe und schliesslich hohe Al-Werte,
- gemeinsame alpin-tektonische Stellung als höchste Kristallinschuppen über niedriger metamorphen Kristallinserien.

Es kann daher vermutet werden, dass beide Kristallinareale einem in seiner regionalen Ausdehnung begrenzten Gebiet entstammen. Zur Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise heben sich beide in lithologischer Zusammensetzung und Mineralgehalt deutlich ab.

E. Dioritische Ganggesteine

Während Pegmatitvorkommen auf die Pastoriserie beschränkt sind, finden sich dioritische Gänge nur in den beiden übrigen Kristallinserien. Diese Ganggesteine sind westlich der Val Muraunza stets derart chloritisiert, dass ihre dioritische oder dioritporphyritische Natur nur vermutet werden kann. HESS (1953) beschreibt im Kristallin an der Fuorcla Schumbraida (südlich des M. Forcola) einen «hellen Dioritporphyrit», der noch Hornblende enthält; ich konnte in meinen Proben jedoch keine Hornblende mehr beobachten. Es liegt meist ein feinfilziges Chloritgewebe vor, in welchem als grössere Mineralkörner nur noch wenig zersetzter Plagioklas, Epidot und neugebildeter Quarz (in kleinen Drusen) erkennbar sind. In einem Vorkommen auf der Westseite des vom Piz Chazforà nach Süden verlaufenden Grats sind wenigstens die Lagerungsverhältnisse beobachtbar: ein etwa 1 m mächtiger Gang eines dichten dunkelgrünen Gesteins durchbricht diskordant zur Schieferungsfläche der dort anstehenden Mu-K-Fsp-Ab-Gneise das Nebengestein. Kontakterscheinungen im Gneis konnten nicht festgestellt werden, ebensowenig Einschlüsse von Nebengestein.

Ein weniger überprägtes und in seiner mineralogischen Zusammensetzung am ehesten auf dioritische Zusammensetzung hinweisendes Gestein konnte ich erst auf der Ostseite der Val Muraunza finden, an der Westflanke des Piz Val Gronda. Dieses auch von SPITZ (vgl. Karte der Engadiner Dolomiten, 1915) und von HESS (1953, S. 54) beschriebene Vorkommen begleitet zunächst in ebenfalls ganz chloritisierter Form den nach Fopp della Muntanellas hinaufziehenden Triaszug, trennt sich aber auf etwa 2500 m Höhe von dieser eindeutig alpin-tektonischen Fläche und zieht in die darüberliegenden rostigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, um sich dann so weit zu erholen, dass in einigen Aufschlüssen ein völlig massiger, gleichkörniger Diorit erscheint, den nur eine randliche chloritisch-schiefrige Zone begleitet. Dass aber auch dieses makro-

skopisch unversehrt aussehende Gestein eine Tektonisierung erlitten hat, zeigt das Dünnschliffbild.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Hornblende	50 %
	Plagioklas, sehr stark zersetzt und mit Sericit und Epidot verwoben	45 %
	Quarz	5 %

Die makroskopisch bis zu 2–3 mm langen, kurzstengeligen Hornblenden sind in Bruchstücke zerrissen. Diese gut idiomorphen Hornblendefragmente (vgl. Fig. 6, 2) liegen in einer stark umgewandelten Plagioklasgrundmasse (1), die viel schiefrig eingeregeltten Sericit und etwas Epidot (oder Klinozoisit?) enthält. Der Quarz (5) zeigt undulöse Auslöschung. Als Umwandlungsprodukt von Hornblende tritt nur wenig Chlorit auf. Die Hornblende zeigt einen Pleochroismus von Schmutzgrün auf Gelblich. Ein farbloser, feinstengelig-faseriger Amphibol tritt als idiomorphe Neubildung im Kern der Hornblenden auf oder ersetzt die Hornblende randlich in scharf abgegrenzten Partien (3). Beide Amphibole sind optisch bezüglich ihrer kristallographischen Achsenrichtungen gleich orientiert. Von den Rändern dieser einheitlich orientierten Amphibolkörner wächst der farblose Amphibol in feinen Nadeln in abweichender und offenbar stressorientierter Richtung weiter in die Feldspatgrundmasse, zum Teil auch in Klüftchen zwischen den Hornblendefragmenten (4). Infolge dieses Auftretens in feinstengeligem Aggregaten und einiger optischer Merkmale (kleinere Auslöschungsschiefe, tiefere Lichtbrechung, höhere Doppelbrechung als die Hornblende), handelt es sich bei diesem Amphibol wahrscheinlich um Aktinolith. Da dieses Mineral nicht als primärmagmatische Bildung vorkommt, lässt sein Auftreten – höchstwahrscheinlich mit der alpinen Tektonisierung verbunden – auf eine Metamorphose niedrigen Grades schließen.

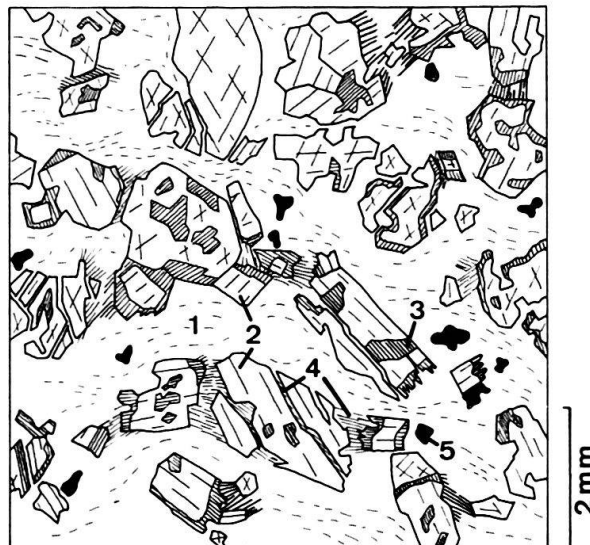


Fig. 6. Dünnschliffzeichnung des Diorits vom Piz Val Gronda. (Nummern vergleiche den Text der Dünnschliffbeschreibung!)

Dieser Dioritgang am Piz Val Gronda durchschlägt die umliegenden Schiefergneise deutlich diskordant; die Schieferung der Gneise setzt sich jedoch randlich in den Dioritgang fort, so dass angenommen werden muss, dass diese Schieferung nach der Intrusion reaktiviert wurde und den Dioritgang randlich ergriff (vgl. Fig. 7). Im Gegensatz zur Ansicht von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) muss deshalb die Intrusion dieser Gänge vor den letzten alpinen Bewegungen stattgefunden haben. Die Tatsache, dass solche Gänge sowohl in die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise als auch in die Serie der Zwei-

glimmer-Plagioklas-Gneise intrudieren, liefert den wichtigen Hinweis, dass diese beiden Kristallinareale offenbar zur Zeit dieser Intrusion (nach der ersten Verschiebung; evtl. früh-alpin?) bereits räumlich eng miteinander verbunden waren und gemeinsam mit diesen Gängen in die heutige Lage verfrachtet wurden.

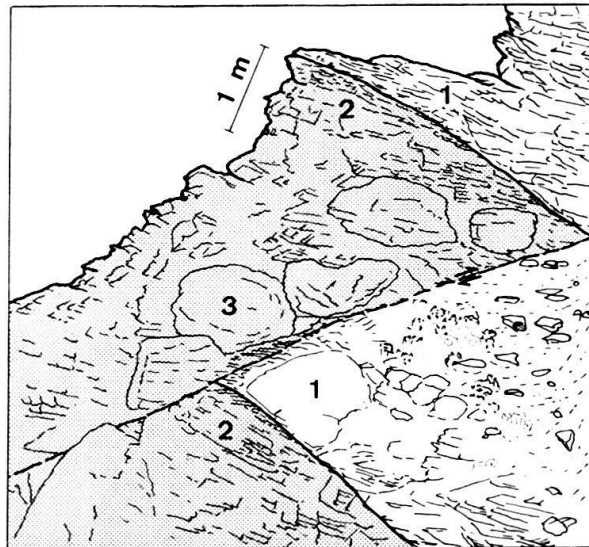


Fig. 7. Die Lagerungsverhältnisse des Dioritgangs vom Piz Val Gronda. 1 Nebengestein; verschieferte Zweiglimmer-Albit-Gneise. 2 Verschiefter, diaphorisierte Diorit. Stoffgrenze zum Nebengestein diskordant zur Schieferung, Schieferung des Diorits konkordant zur Schieferung des Nebengesteins. 3 Massiger, relativ gut erhaltener Diorit, in einzelnen Blöcken. Zusätzlich ist der Gang an einer Bruchfläche versetzt.

F. Zusammenfassendes zu den Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen im engeren Untersuchungsgebiet

Die Serie der *Mu-K-Fsp-Ab-Gneise* zeichnet sich durch eine sehr konstante mineralogische Zusammensetzung aus, welche etwa dem Chemismus eines Aplitgranits entspricht. Intrusivkontakte zu den anderen Kristallinserien wurden nicht beobachtet. Die Beziehung dieser Serie insbesondere zur mineralogisch heterogener zusammengesetzten Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise kann in dieser alpin stark zerschlitzten Schuppenzone kaum beurteilt werden. Die einer grösseren Variabilität unterworfenen gneisig-augigen Textur dieser Gesteine ist sicher präalpin: die alpine Orogenese hat rein destruktiv gewirkt in Form von Kataklaste und seltener Mylonitisierung. An anderen ostalpinen Vorkommen dieses Gneistypus (vgl. Kap. G, S. 132) lässt sich dies beweisen, da die permotriadischen Verrucano-Buntsandstein-Formationen eindeutig diskordant diese Gneistextur überlagern.

Die geologische Geschichte der *Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise* ist wahrscheinlich komplex. Grosse Anteile dieser Gneise sind sicher in Zusammenhang mit der alpinen Verschiebungstektonik phyllonitisiert worden; die Häufung solcher Phyllonite z. B. an der Überschiebung des Braulio-Kristallins auf das Ortlermesozoikum am Stilfser Joch und andererseits unter der Umbrailtrias in der obersten Valle del Braulio ist auffallend. Dass aber auch nicht phyllonitisierte Anteile dieser Serie mindestens zweimalig, wovon einmal in Zusammenhang mit der alpinen Schuppentektonik, verschiefert wurden, zeigen die Verhältnisse am Dioritgang des Piz Val Gronda (vgl. Fig. 7, S. 127).

Die Vermutung, dass hier ehemals höher metamorphe Serien vorliegen, die in einer prä- oder frühalpiner Phase retrograd überprägt wurden, ist nicht abwegig. In Gebieten, wo die Pastoriserie stark diaphtorisiert und verschiefert ist, z. B. am Grat zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad, lässt sich nämlich eine Grenze zu der sonst so auffallend verschiedenen Pastoriserie kaum mehr ziehen.

In petrographischer und mineralogischer Zusammensetzung hebt sich die hochmetamorphe *Pastoriserie* (Paraserie der Amphibolitfazies) von den beiden anderen Serien sehr stark ab, was die nur in dieser Serie auftretende pegmatitische Durchtränkung noch akzentuiert. Die diaphtoritische Überprägung dieser Serie erfolgte zu einem grossen Teil in Zusammenhang mit der vorliegenden Verschuppungstektonik, im Gegensatz zur Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, die zu einem früheren Zeitpunkt umfassend retrograd überprägt wurde oder primär schon niedriger metamorph war.

Bei der alpinen Verschuppung wurden Kristallinareale ganz verschiedener Herkunft und geologischer Vergangenheit zusammen mit triadischen Sedimenten in dieselbe alpintektonische Stellung gebracht. Ein «Brauliokristallin» kann petrographisch vom «Kristallin der Deckklippen der Murtaröl-Umbrail-Gruppe» nicht unterschieden werden (vgl. HESS 1953, S. 52–61); einzig die Pastoriserie ist im Liegenden der Umbrailtrias (Brauliokristallin) nicht vertreten.

Wichtig ist die Frage, wo diese Kristallinserien durch die alpine Schuppentektonik zueinander in Kontakt gebracht wurden und wo ältere, transportierte Kontakte vorliegen. Sie kann nur im Falle der Pastoriserie gut beantwortet werden: Am Pastoripass ist der Kontakt zu den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen sicher im Zuge der Verschuppung angelegt worden, wie dies die trennenden Züge von Raibler Schichten belegen. Am Piz Rims ist dieser Kontakt weniger eindeutig: Triadische Schürflinge fehlen hier in der Unterlage der Pastoriserie; aus der Geologischen Karte (Tf. I) kann aber entnommen werden, dass sich hier die Pastoriserie tektonisch diskordant sowohl auf die Serie der Mu-K-Fsp-Ab-Gneise als auch der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise legt, wobei dieser Kontakt auch älter und transportiert sein könnte, was hier von den feldgeologischen Beobachtungen her aber unwahrscheinlich ist.

Die Kontakte zwischen den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen und den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen sind oft sicher durch die alpine Verschuppungstektonik angelegt worden (vgl. dritter Teil). Es ist aber ebenso sicher, dass an anderen Stellen diese Kontakte vor der endgültigen Verfrachtung angelegt wurden: Die beiden Serien gemeinsamen dioritischen Gänge und zusätzliche tektonische Beobachtungen (vgl. dritter Teil) belegen dies.

Das grosse Problem einer kristallininternen Tektonik früh- oder präalpinen Alters, welche dieser endgültigen Verfrachtung in die Umbrail-Chavalatsch-Schuppen voranging, kann hier nur aufgeworfen werden. Die auf Seite 116 erwähnte Beobachtung, dass die Phyllonite des Piz Lad nicht an die Überschiebungsbahn des Kristallins auf die triadische Unterlage gebunden sind, wirft die Frage auf, ob es sich hierbei um transportierte Phyllonite handelt oder ob diese Phyllonite in Zusammenhang mit kristallininternen Bewegungen im Zuge der alpinen Schuppentektonik entstanden. In diesem Zusammenhang steht auch die Frage, ob die Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise im Zusammenhang mit früheren tektonischen Bewegungen diaphoretisch überprägt wurde. Es gibt vor allem östlich der Val Muraunza, wo die alpintektonische Zer-

schlitzung der Kristallinareale weniger stark ist, Anzeichen dafür, dass gewisse Kontakte zwischen der Serie der Mu-K-Fsp-Ab-Gneise und der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise tektonischer Natur sind (starke Diskordanz der Schieferung, vgl. S. 177), sicher aber nicht im Zuge der jüngsten alpinen Schuppentektonik angelegt wurden. Es wird im Laufe der folgenden Ausführungen über die petrographischen Vergleiche noch auf dieses Problem einer früh- oder präalpinen kristallininternen Tektonik aufmerksam gemacht, welches ja allgemein eines der wichtigsten, noch ungelösten Probleme der Alpengeologie darstellt.

G. Petrographische Vergleiche mit benachbarten Kristallinaren

1. *Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone*

Auf Grund von Begehungen in der Murtarölgruppe sowie am Chavalatsch-Rötlspitz-Kamm und anhand der vorliegenden Literatur (HAMMER 1908a; SPITZ und DYHRENFURTH 1914; HESS 1953) kann festgestellt werden, dass keine weiteren Kristallinarien zu den bereits beschriebenen hinzutreten.

Die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise führen auch in den Aufschlüssen des Chavalatschkamms keinen (oder nur wenig?) Biotit und heben sich gemeinsam mit den Vertretern des engeren Untersuchungsgebiets auch in den Gefügemerkmalen von den stark gestreckten Gneisen der Münstertaler Masse (vgl. Abschnitt 3) ab.

Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise liegen meist in der typischen schiefbrig-rostigen Varietät vor.

Drei Vorkommen von sicheren und fraglichen Vertretern der Pastoriserie seien im folgenden kurz erwähnt:

- Am Grenzgrat südlich des Passo di Val Paolaccia gegen den M. Cornaccia hin (P. 2957 und 3043): Dieses direkt über norischen Kalken der Quatervalstrias liegende westlichste Kristallinvorkommen innerhalb der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen führt unter anderem folgende, für die Pastoriserie typischen Gesteine:
Unreiner Marmor mit gneisigen Kalksilikatlagen,
feinkörniger Ho-Bi-Gneis mit Quarz, Plagioklas, Hornblende, Biotit, Klinozoisit, Turmalin, stark tektonisiertes Quarz-Feldspat-Gestein (Pegmatit?).
- Aufschlüsse am Grat zwischen Piz Minschuns und Piz Chalderas:
Klippe von dunkelgrauen bis schwarzen granatführenden Zweiglimmerschiefern bis -phylliten und anderen, wenig charakteristischen, häufig chloritführenden Phylliten, welche nach Angaben von HESS (1953, S. 60) am Piz Minschuns Pegmatite führen. Diese Schiefer und Phyllite legen sich wahrscheinlich alpinkontinental über normale, rostig-schiefrige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, die ihrerseits die nordwärts fallende Sedimentplatte des Fallaschjochs überlagern. Petrographisch sind Analogien zu den Aufschlüssen am Piz Rims vorhanden, was sich auch gut mit der naheliegenden Annahme, die Trias am Fallaschjoch stelle die verkümmerte Fortsetzung der Umbrailtrias dar, vereinbaren lässt. Das Fehlen von Marmoren, Amphiboliten und staurolithführenden Aluminosilikatgneisen macht allerdings hier die petrographische Gleichsetzung mit der Pastoriserie etwas unsicher.
- Aufschlüsse südlich des Piz Chavalatsch (P. 2702,9):
Tektonische Klippe von Marmoren und Sillimanit-Staurolith-Granat-Knotenglimmerschiefern über rostig-schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen (Phyllonite an der wahrscheinlich alpinen Überschiebungsfläche). Die Glimmerschiefer sind mit den entsprechenden Vorkommen am Pastoripass absolut identisch.

Diese Vorkommen von Pastoriserie sind auffallenderweise stets in den höchsten, noch erhaltenen Schuppen anzutreffen, allerdings mit Ausnahme des Vorkommens

am Passo di Val Paolaccia, welches aber das westlichste Vorkommen von Kristallin innerhalb dieser Schuppenzone darstellt (abgesehen vom Kristallin der Corna dei Cavalli, dessen Stellung noch nicht bekannt ist).

2. *Kristallinklippen auf der Scarl-Einheit*

Genauere Angaben über die Petrographie dieser Kristallinvorkommen fehlen in den entsprechenden Arbeiten von INHELDER (1952; Gebiet des Piz Terza nördlich Sta. Maria) und KELLERHALS (1966; Unterengadiner Dolomiten). Bei den von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) als Amphibolite kartierten Gesteinen am Piz Terza handelt es sich nach INHELDER (1952) um Chlorit-Epidot-Schiefer; die Existenz von Quarzporphyrgängen am Piz Terza kann ich jedoch bestätigen. Im übrigen dominieren mengenmässig Mu-Granitgneise und zuweilen schiefrig-phyllitische Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise.

Die Kristallinklippen der Unterengadiner Dolomiten stellen nach der Auffassung INHELDERS (1952) Erosionsrelikte der Ötztaler Masse dar. Petrographisch handelt es sich nach KELLERHALS (1966) um «Gneise» und Granitporphyre. In der Kristallinklippe des P. 3043 südlich des Piz Lischanna fand ich bei einer Begehung Mu-Granitgneise und untergeordnet sericitisch-chloritische Glimmerschiefer.

Vertreter der Pastoriserie fehlen offenbar in diesen Kristallinklippen; in unserem Gebiete unbekannt sind andererseits Quarzporphyre und Granitporphyre.

3. *Münstertaler und Sesvenna-Kristallin*

Dieser grosse Gneiskomplex wird einerseits durch Verrucano- und Trias-Ablagerungen der Engadiner Dolomiten stratigraphisch überlagert und andererseits durch das Ötztaler Kristallin an seinem nordöstlichen Rande überschoben (Schlinig-Linie). Auf eigene Beobachtungen kann ich mich nur im südlichsten Abschnitt des Münstertaler Kristallins bei Sta. Maria stützen, im weiteren muss die bestehende Literatur (HESS 1953; HAMMER 1907 und 1908b; HAMMER und JOHN 1909; KELLERHALS 1966; SPITZ und DYHRENFURTH 1914) konsultiert werden.

a) Die südlichsten Aufschlüsse bei Sta. Maria («Münstertaler Quetschzone»)

Die Gesteine dieser von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) zu Recht als «Quetschzone» kartierten Einheit weisen eine so starke alpinktektonische Überprägung des ursprünglichen Gefüges auf, dass eine Ausscheidung von Gesteinstypen und vor allem deren Interpretation sehr schwierig ist (die von HESS 1953 aufgestellte Ausscheidung von Gesteinstypen konnte ich nur beschränkt nachvollziehen). Makroskopisch äussert sich diese Tektonisierung vor allem in einer starken Längung des Gefüges in E-W-Richtung, die auch den Verrucano unvermindert ergreift und sich somit als alpinktektonisch erweist. Diese Längung, die gelegentlich zu reinen L-Tektoniten führt (vgl. S. 149), ist dem Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen völlig fremd. Mikroskopisch wird diese Tektonisierung neben dem kataklastischen und mylonitischen Bild auch durch die Anwesenheit von idiomorphem, neugesprossstem Calcit in fast allen Proben (max. 10 %) dokumentiert.

Die petrographische Zusammensetzung dieser Kristallinserie weicht von derjenigen der Kristallinanteile der Schuppenzone ebenfalls stark ab. Neben sericitischen Phylloniten («Paraschiefer» von HESS 1953; S. 50–51), deren Ursprungsgestein schwer zu bestimmen ist, treten folgende Gesteinstypen auf:

- Vor allem muskovitführende Alkalifeldspatgneise, welche auch Biotit führen können, heben sich durch ihre Armut an K-Feldspat auch im Mineralbestand von den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen der Schuppenzone ab. Diese mittelgrau oder leicht violett anwitternden Gneise sind auch fein- und gleichkörniger beschaffen, Mikroklin-Porphyroblasten fehlen. Zum Teil mag dieses Gefüge eine Folge der alpinen Tektonisierung sein.
- «Grüner Biotitgneis»: Dieser charakteristische, dunkle, meist grünlich, seltener blaugrau gefärbte, feinkörnige Gneis hebt sich von den übrigen Tektoniten und Gneisen dieser Quetschzone gut ab: er ist immer wandbildend. Er tritt im Val Schais in zwei nach Süden fallenden, um die 20 m mächtigen Lagern (über Kote 1630 m und 1670 m bildet er Wasserfälle) und weiter an der Umbrailpaßstrasse in stärker tektonisierter Form auf (oberhalb der Kurve mit dem Restaurant Plattatschas bei Kote 1810 m, tektonisch in den Verrucano eingespiesst), fehlt aber in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen.
Unter dem Mikroskop: Einen variablen Anteil (max. 50%) des Gefüges stellt eine mylonitische feinkörnig-sericitische Masse. In dieser sind Gefügereste und einzelne Mineralkörner von Quarz, saurem Plagioklas, intensiv rotbraun gefärbtem Biotit und untergeordnet Muskovit erkennbar. Im Val Schais ist der Biotit nur schwach chloritisiert, an der Umbrailstrasse liegt nur noch ein Chlorit-Erz-Gewebe als Produkt des Biotit vor, zum Teil sind Sagenitgitter von Rutil sichtbar, welche auf einen titanhaltigen Biotit als Ausgangsmaterial hindeuten.
- Von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) irrtümlich als Amphibolit kartierte, dunkelgrüne Chloritschiefer, konkordant zur Schieferung in Phylloniten der tiefsten Aufschlüsse oberhalb des Elektrizitätswerks von Sta. Maria liegend, fehlen ebenfalls in Gesteinen der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen. Diorite, welche die kristallinen Schiefer diskordant durchschneiden, sind im Münstertaler Kristallin nicht bekannt.

Diese Unterschiede in petrographischer Zusammensetzung und vor allem in alpiner Tektonisierung zwischen der Münstertaler Quetschzone und dem Kristallin der Schuppen hervorzuheben ist deshalb wichtig, weil die enge geographische Nachbarschaft des Münstertaler Kristallins an der Umbrailstrasse mit dem Kristallin der Schuppenzone (beide Areale sind nur durch Verrucano und etwas Triasdolomit bei Punt Teal voneinander getrennt) bei flüchtiger Betrachtung zunächst eine direkte Verbindung unter der Trias des Piz Lad–Val Schais hindurch vermuten lassen könnte (KELLERHALS 1965, Profil S. 46). Dass diese Verbindung nicht existiert, wird noch mit geometrisch-tektonischen Überlegungen zu belegen sein.

b) Die Hauptmasse des Sesvenna-Kristallins

Vor allem die Arbeit von HAMMER und JOHN (1909) gibt einen guten Überblick dieser «Augengneise und verwandten Gesteine», die mengenmässig in dieser Einheit absolut dominieren. Diese zweiglimmrigen Augen- und Flasergneise zeigen vor allem im Scarltal, wo der Biotit zuweilen fehlt, eine recht ähnliche oder gar identische Ausbildung zu den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets (KELLERHALS 1966; mündl. Mitteilung meines Studienkollegen KLEMENZ). Daneben beschreibt HAMMER auch feinkörnigere Typen im Avignatal und sehr grobkörnige porphyrische Typen am Piz Sesvenna (Porphyrganit von HAMMER und JOHN 1909, «Zweiglimmer-Granitgneis» von KELLERHALS 1966). Die chemischen Analysen von JOHN (1909) zeigen aber eine weitgehende chemische Identität dieser strukturell verschiedenen Varietäten. Nur süd-

lich und östlich des Piz Sesvenna erwähnt HAMMER (1909) tonalitische Körper innerhalb dieser Gneismasse.

«Paraschiefer» sind in dieser ganzen Kristallinmasse fast unbekannt. Die Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise sowie die Pastoriserie fehlen ganz. HAMMER (1909) ist die «geschlossene Gneismasse des Münstertals» gegenüber den zerschlitzten Arealen solcher Gneise am Chavalatschkamm und im Vintschgau aufgefallen. Erst im Oberen Gneiszug des Unterengadins treten Amphibolite und auch Biotit-Plagioklas-Gneise und Glimmerschiefer auf als «Derivate sandig-toniger Sedimente» (E. WENK, in *Erläuterungen zu Atlasblatt 44: Schuls-Tarasp*, S. 20); letztere führen Disthen, Staurolith und in Quarzknuern Andalusit.

Die alpine Deformation des Hauptteils dieser Gneismasse scheint im allgemeinen weniger intensiv zu sein als in der Münstertaler Quetschzone (lediglich richtungslose Kataklasten). Hingegen fand ich in den unteren Hängen auf der Nordseite des Vintschgaus, zwischen Spondinig und Schlanders, denselben Typus einer linearen E-W-Streckung wieder, der in der Münstertaler Quetschzone auftritt. Dabei handelt es sich um eine von HAMMER und JOHN (1909) als «Schlanderser Gneis» ausgeschiedene Varietät eines biotitarmen Mu-K-Fsp-Ab-Gneises, der stellenweise phyllonitisiert ist. Zusammen mit diesen Gneisen treten nach HAMMER (1931) auch Sericitphyllite des Verrucano auf. Beide Gesteinsgruppen liegen im Liegenden der fraglichen östlichen Fortsetzung der Schlinig-Linie in den Vintschgau. Die Münstertaler Quetschzone könnte sich somit theoretisch mit diesem Schlanderser Gneis unter den Deckklippen des Chavalatschkamms nach Osten hin verbinden.

Wichtig ist weiter die auf Begehungen im Schlinigtal³⁾ (am Fusse der Felswand der «Croda Nera» auf etwa 2100 m; vgl. LK 1:25000, Blatt S-charl) gemachte Beobachtung, dass die Verrucano-Buntsandstein-Formation die gneisige Textur des Alkalifeldspatgneises stratigraphisch diskordant überlagert. Damit ergibt sich sicher ein präalpines Alter für die Anlage der primären Gneistextur dieser Gneise.

4. Das Silvretta-Kristallin

Es wird hier vor allem der schweizerische Anteil dieser riesigen Schubmasse von Kristallin zum Vergleich herangezogen, der in übersichtlicher Form vor allem durch STRECKEISEN et al. (1966) und GRAUERT (1969) gut beschrieben ist. Durch Altersbestimmungen (GRAUERT 1969) ist endgültig nachgewiesen, dass der wesentliche Teil der Bildungsgeschichte dieser Kristallinmasse im Perm beendet ist, Einflüsse einer alpinen Metamorphose sind nur durch Mischalter im Südosten der Silvrettamasse bei Zernez wahrscheinlich gemacht worden.

Paragneise und Amphibolite einerseits, Granitgneise andererseits beteiligen sich am Aufbau dieser Kristallinmasse im Verhältnis 1:1. Der hohe Anteil an Amphiboliten (20 % des anstehenden Gesteins) fällt auf, ebenso die Armut an Marmoren und Kalksilikatgesteinen. Beschränkt mit Vertretern der Pastoriserie vergleichbar in Mineralgehalt und Metamorphosegrad sind Tonerdesilikatgesteine innerhalb der Paragneise, welche Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit führen können. Pegmatite und Marmore sind aber äusserst selten.

³⁾ Gemeinsame Exkursion mit R. Trümpy, meinem Lehrer, und R. Dössegger, meinem Studienkameraden.

Unter den Granitgneisen ist der Flüelagranitgneis (grobflaserig-augiger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Gneis) am weitesten verbreitet. Der Mu-Granitgneis vom Typus «Frauenkirch», der am ehesten mit den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets vergleichbar ist, tritt mengenmässig stark zurück und besitzt ein vom Flüelagranitgneis, der mit 427 Mio. Jahren datiert ist, abweichendes Alter: etwa 351 Mio. Jahre (GRAUERT 1969).

Die in der Silvrettamasse auftretenden postherzynisch-präalpinen Diabasgänge weichen in ihrem Mineralgehalt (augitführend) von unseren dioritischen Gängen ab (vgl. BEARTH 1932).

Das Kristallin des Silvrettakomplexes zeigt also gesamthaft wenig Ähnlichkeit zu unseren Kristallinvorkommen, was aber in Anbetracht der grossen geographischen Entfernung und des sehr unterschiedlich grossen Aufschlussareals keine allzu grosse Aussagekraft besitzt.

5. Das Ötztaler Kristallin

Diese grosse Kristallinmasse zeigt, wie gross die Änderungen im Gesteinsinhalt in quantitativer und qualitativer Zusammensetzung innerhalb eines alpintektonisch weitgehend einheitlichen Kristallinareals sein können (mit Ausnahme südlicher Einheiten: Matscher Decke und Schneeberger Zug). Eine Übersicht der Bauelemente vermitteln Beschreibung und Übersichtskarte der Arbeit von SCHMIDEGG (1964), ferner Werke von HAMMER (v.a. 1931) und SCHMIDT (1964). Der Bau der nördlichen Areale (nördlich der Linie Langtaufener Tal–Wildspitze) zeigt in petrographischer und struktureller Hinsicht (Schlingentektonik) grosse Ähnlichkeiten zum Silvretta-Kristallin. In einem südlicheren Bereiche überwiegen Paragneise und Glimmerschiefer, die im Gebiet um Vent ebenfalls in einen grossräumigen Schlingenbau einbezogen sind. Petrographisch sehr wechselvolle Serien bilden ganz im Süden schliesslich einen dritten Grossbereich, der eventuell teilweise von der übrigen Ötzmasse alpintektonisch abzutrennen ist (Matscher Decke und Schneeberger Zug).

Die Geschichte des Ötztaler Kristallins scheint im nördlichen Abschnitte derjenigen des Silvretta-Kristallins weitgehend zu entsprechen, worauf vor allem Altersbestimmungen von SCHMIDT et al. (1967) hindeuten. Gegen Süden hin stellen diese Autoren jedoch eine zunehmende Verjüngung der Biotitalter fest (Mischalter von 163 und 95 Mio. Jahre), fassen aber Werte von 80 Mio. Jahren in den Biotiten des Schneeberger Zugs nicht als Mischalter, sondern als das Ende einer frühalpiner Metamorphose auf. Dieses Ergebnis wird durch Biotitalter in den Raibler Schichten des südlichen Brennermesozoikums unterstützt (77 Mio. Jahre; MILLER et al. 1967).

PURTSCHELLER (1969) hat an Alumosilikatgesteinen des nördlichen Teils der Ötztaler Masse petrographische Untersuchungen durchgeführt: Er beschreibt eine alte Sillimanitzone mit randlichen Disthenzonen und weiter südlich eine jüngere Metamorphosezone, welche durch die Umwandlungsreaktion von Staurolith charakterisiert wird. Falls diese Polymetamorphose tatsächlich zutrifft, muss abgesehen von der frühalpiner Metamorphose im Süden zusätzlich mit einer vorpermischen Polymetamorphose gerechnet werden. In neueren Arbeiten leider nicht untersucht sind die für unsere Vergleiche so interessanten Serien der Matscher Decke, wo noch südlich der Chloritoidzone Purtschellers eine weitere Sillimanitzone auftritt.

Die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen sind mit einigen Vorkommen im Ötztaler Kristallin nach Beschreibungen HAMMERS (1909) identisch. Die Varietät des «Gneis mit rotem Feldspat» z. B., die unter anderem im Liegenden der Verrucano-Formation des Jaggl auftritt, erinnert in Gefüge und Mineralgehalt ganz an die entsprechenden Vorkommen am Piz Chazforà (vgl. S. 109). Solche Muskovitaugen- und -flasergneise häufen sich nach HAMMER (1909) vor allem im südwestlichen Bereiche der Ötztaler Masse (Vintschgau).

Rostig-schiefrige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise sind im Ötztaler Kristallin ebenfalls verbreitet. HAMMER bezeichnet solche Schiefergneise mit sericitischen Schichtflächen als «Phyllitgneise» und findet deren Hauptverbreitungsgebiet wiederum im Vintschgau (v. a. unter den Glimmerschiefern der Matscher Decke [HAMMER 1931], im Langtaufener Tal und an der Reschenscheideck). Er deutet diese Gesteine als Tektonite, was er mit deren Häufung an Bewegungszonen und den Übergängen in gewöhnliche Gneise begründet. Leider ist der alpine Anteil dieser Tektonisierung auch im Ötztaler Kristallin nur schwer abzuschätzen. Anhand eigener Beobachtungen an der Schlinig-Überschiebung im Gebiete des Schlinigpasses kann ich feststellen, dass dort sowohl «Phyllitgneise» als auch guterhaltene Amphibolite und Granatglimmerschiefer direkt in tektonischen Kontakt mit den Sedimenten des östlichen Scarl-Mesozoikums treten und dass diese «Phyllitgneise», falls sie wirklich eine retrograde Metamorphose im Gefolge einer Diaphtorese erlitten hatten, ihr Gefüge jedenfalls nicht den spätalpinen Bewegungen längs dieser Schlinig-Linie verdanken.

Erstaunlich gross sind die Ähnlichkeiten der in ihrem Gesteinsinhalt so charakteristischen Pastoriserie zu Serien der Matscher Decke ⁴⁾. Erstaunlich deshalb, weil eine so enge Vergesellschaftung von Marmoren, Pegmatiten, Amphiboliten und Glimmerschiefern naturgemäss nur in ausdehnungsmässig beschränkten Arealen zu erwarten ist. Ein gut zugänglicher Aufschluss findet sich am linken Ufer des Saldurbachs hinter dem Dorfe Schluderns im Vintschgau. Hier fand ich u. a. die für die Pastoriserie so charakteristische Vergesellschaftung von Marmor und Pegmatit wieder. Dünnschliffproben eines Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefers und eines Amphibolits (Aufschlüsse oberhalb der Churburg, Schluderns) zeigten auch völlige Identität in Petrographie und Mineralgehalt dieser Proben mit solchen der Pastoriserie. Auch HESS (1953, S. 58) vergleicht die Pastoriserie direkt mit dieser Serie, die er als «Hochaltserie» bezeichnete. Im Liegenden sind diese Glimmerschiefer der Matscher Decke von Granatphylliten begleitet; beide Serien liegen schliesslich auf «Phyllitgneisen» und stark deformierten Schlanderser Gneisen (vgl. Profile in HAMMER 1931, S. 183). Diese Granatphyllite sind mit den nördlich des Piz Rims beschriebenen phyllitischen Knotenglimmerschiefern (vgl. S. 123) und vor allem mit den Vorkommen am Grat des Piz Minschuns–Piz Chalderas (vgl. S. 129) vergleichbar, die wir in die Pastoriserie einge-reiht haben.

Der Schneeberger Zug der südöstlichen Ötztaler Masse weicht vor allem in seiner petrographischen Zusammensetzung von Pastoriserie und Matscher Decke ab: nur schwache Pegmatitführung, mächtigere Marmorlager und Vorkommen von Hornblendegarbenschiefen (vgl. HAMMER 1931). Der Metamorphosegrad dieser Serie

⁴⁾ Diese Bezeichnung wurde von SCHMIDEGG (1964) übernommen. Die Lage der Glimmerschiefer-serie ist der Tafel 1 in SCHMIDEGG (1964) zu entnehmen. Ihre eventuelle alpinktonische Abtrennung von den benachbarten Kristallinarenalen wird im tektonischen Teil zu diskutieren sein.

dürfte in der höheren Grünschieferfazies liegen. Die durch eine Übergangszone direkt südlich an den Schneeberger Zug grenzende marmorführende Serie, welche SCHMIDEGG (1964) der Laaser Serie am Südhang des Vintschgaus gleichsetzte und mit demselben Namen bezeichnete, ist höher metamorph und wird im nächsten Kapitel berücksichtigt.

Die Ganggesteine des Öztaler Kristallins können äusserst vielgestaltig sein, wie die Arbeit HAMMERS (1912) über die Ganggesteine am Rassassergrat zeigt. Unter den basischen Gängen scheinen dort pyroxenführende Diabase zu dominieren, andererseits sind Gänge saurerer Zusammensetzung häufig, deren westlichste Vertreter in den kristallinen Deckschollen der nordöstlichen Engadiner Dolomiten (vgl. S. 130) liegen und die im Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen fehlen. Aus anderen Bereichen des Öztaler Kristallins fehlen leider genauere Angaben über die auftretenden Ganggesteine.

6. Kristallin des Ortlergebiets und des oberen Veltlins

Diese grossräumige Kristallinmasse, die sich bis an die Tonale-Linie im Süden erstreckt, wird nur in einigen Randgebieten durch Züge von sicher mesozoischen Gesteinen aufgegliedert. Die tektonische Aufteilung dieser Kristallinmassen (Languard-, Campo- und Grosinadecken) wurde in den verschiedenen Synthesen verschieden durchgeführt. Detaillierte petrographische Untersuchungen fehlen jedoch meistens, so dass es sehr schwierig ist, petrographische Vergleiche anzustellen.

a) Laaser Serie und Kristallin des Ortlergebiets

Dieses durch Arbeiten von HAMMER (1906a, 1908a) und ANDREATTA (v.a. 1952, 1953 und 1954) besser bekannte Teilgebiet lässt sich nach Angaben von SCHMIDEGG (1953) alpinktonisch nicht von den Arealen der südöstlichen Öztaler Masse (im unteren Vintschgau bei Meran) trennen. Die meist senkrecht bis steil nach Süden fallende Laaser Serie scheint irgendwie synform auf «Phyllitgneisen» zu liegen, welche ihrerseits in fast senkrechter Lagerung die untersten Hänge auf der Südseite des Vintschgaus begleiten und auf der Nordseite des Vintschgaus unter die Matscher Decke nordwärts abtauchen (vgl. HAMMER 1906a, Tf. XV, und 1931, Fig. 2), vergesellschaftet mit dem bereits erwähnten «Schlanderser Gneis» (S. 134). Die Aufschlüsse der Laaser Serie finden ihre Fortsetzung erst nach längerem Unterbruch im Taleinschnitt des unteren Vintschgaus auf der Nordseite des Tales wieder, südlich an den Schneeberger Zug anschliessend.

Petrographisch handelt es sich um eine an mächtigen Marmorlagen reiche Serie von Staurolith-Glimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten, die nur spärliche Pegmatitlager aufweist. Erst an ihrem Ostende (Martell-Tal) wird die Laaser Serie noch durch pegmatitische Gänge des Marteller Granits erfasst. Auch im Metamorphosegrad – Fehlen von Sillimanit – hebt sich diese nördlich des Vintschgaus auch disthenführende Serie von der Pastoriserie und den Matscher Glimmerschiefern ab.

Grössere Ähnlichkeiten zu Serien unseres Untersuchungsgebiets (v.a. Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise) weisen die obenerwähnten «Phyllitgneise» im Liegenden der Laaser Serie auf.

Mit den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets weitgehend identisch sind die «Angelus-Augengneise» Hammers, die allerdings neben dem dominierenden Muskovit

auch Biotit führen. Diese Gneise ersetzen gegen Westen hin die ausdünnende Laaser Serie.

Eine Quarzphyllitgruppe überlagert im Gebiete der Laaser Spitze die Laaser Serie, um dann gegen Westen hin (Cevedale-Gebiet) ein immer breiter werdendes Areal einzunehmen. Diese niedrigmetamorphen Phyllite (Andreatta interpretiert sie als Phyllonite, KAPPELER 1938 spricht von «Casannaschiefern») bilden schliesslich überall die kristalline Unterlage des Ortlermesozoikums, wobei sich häufig geringmächtige Lager eines hellen Mu-Gneises zwischen Phyllite und Verrucanoformation einschalten. Diese Quarzphyllitformation hebt sich in ihrem petrographisch eintönigen Charakter von entsprechenden, geringmächtigen phyllonitischen Zügen im Kristallin der Umbraile-Chavalatsch-Schuppen ab.

Während in den bisher besprochenen ostalpinen Kristallinaren jüngere basische Gänge meist in Form von Diabasen vorliegen (Silvretta!), ist das Ortlergebiet reich an dioritischen Gängen (zum Teil die «Suldenite» und «Ortlerite» der alten Literatur), welche zum Teil dem Dioritgang vom Piz Val Gronda ähnliche Lagerungsverhältnisse zeigen. Diese Gänge intrudieren in die verfaltete Ortlertrias und sind nach KAPPELER (1938, S. 47) andererseits doch noch von letzten alpinen Bewegungen erfasst worden.

Ganz im Süden überschieben sich nach Angaben ANDREATTAS (1954) an der Pejo-Linie «kazonale Paraschiefer» auf niedriger metamorphe Serien: «Meso- bis epizonale Paraschiefer» (eventuell den «Phyllitgneisen» Hammers entsprechend?). Diese hochmetamorphe Serie südlich der Pejo-Linie begleitet die Tonale- und Judikarien-Linie und ist sowohl mit der Tonaleserie als auch der Pastoriserie vergleichbar.

b) Oberes Veltlin

Die Quarzphyllite begleiten die Basis des Ortlermesozoikums weiter bis ins westliche Livigno. Mit tektonischem Kontakt (frühalpin oder älter?) legen sich auf dieses im Norden vor allem aus diesen «Casannaschiefern» aufgebaute Campo-Kristallin höhere Einheiten: die Grosina-Einheit im Bereich der Grosinatäler südwestlich von Bormio. Aus diesem Gebiet liegen auch die einzigen Detailuntersuchungen neueren Datums vor: KOENIG (1964) und SCHUDEL (unveröffentlichtes Manuskript, deponiert an der ETH Zürich).

Schudel zeigte, dass sich das Campo-Kristallin tektonisch in mindestens 3 Teilschollen aufgliedert. Als sicher alpin erachtet dieser Autor aber nur die tektonische Auflagerung der Grosinaschollen auf das Campo-Kristallin. Im Campo-Kristallin beschreibt Schudel biotitfreie, saure porphyroklastische Gneise, die «Trevesina-Gneise», welche auffallend den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets gleichen. Sowohl an die Pastoriserie als auch an die Tonaleserie erinnert die «Dossaserie» Schudels, welche eine der Teilschollen des Campo-Kristallins aufbaut. Die Grosinaschollen enthalten vor allem biotitführende, granodioritische Gneistypen. Die Befunde Schudels sind in diesem Zusammenhang deshalb interessant, weil sie zeigen, dass geometrisch vielleicht plausible Verbindungen des Grosina-Kristallins zu den Kristallineinheiten der Umbraile-Chavalatsch-Schuppen (Braulio-Kristallin) durch petrographische Befunde nicht untermauert werden können (in der tektonischen Karte Staubs, Anhang zur Bernina-Karte, 1946, und neuerdings auch in den Erläuterungen zu Blatt Bormio der Carte Geologica d'Italia von BONSIGNORE et al. 1969 wird diese Verbindung gezogen).

Unmittelbar nördlich an die Tonale-Linie schliesst sich eine hochmetamorphe, petrographisch wechselvolle Serie an: die vor allem von CORNELIUS (1915 und 1930) beschriebene Tonaleserie, der weiter im Osten mindestens ein Teil der «katazonalen Paraschiefer» (ANDREATTA 1952) südlich der Pejo-Linie zugeordnet werden kann. Vor allem die zahlreichen Pegmatitgänge, welche Serien von sillimanitführenden Zweiglimmergneisen, Marmoren und Amphiboliten meist konkordant durchschwärmen, erinnern ganz an die Verhältnisse in der Pastoriserie.

Eine direkte Herleitung der Pastoriserie von der Tonalserie ist aber unwahrscheinlich. Es zeigt sich ja interessanterweise auch im Campo-Kristallin («Dossaserie») und im südlichen Ötztaler Kristallin (Matscher Glimmerschieferserie, Laaser Serie), dass hochmetamorphe Serien, die mehr oder weniger an die Tonaleserie erinnern, auf niedriger metamorphen Serien liegen, ohne Zwischenschaltung mesozoischer Züge⁵⁾. Es stellt sich auch hier die Frage nach dem Alter (frühalpin oder älter) dieser bedeutamen tektonischen Grenzen.

H. Ergebnisse der Untersuchungen des ersten Teils

Die Zusammensetzung der kristallinen Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone ist heterogen: Es nehmen an diesem Schuppenwerk Kristallinserien mit verschiedener geologischer Vergangenheit und vielleicht auch verschiedener Herkunft teil. Eine stratigraphische Auflagerung von Sedimenten der Permo-Trias auf diese Kristallineinheiten wurde nirgends beobachtet. Die Aufsplitterung des Kristallins der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone in verschiedene, gesonderte Deckeneinheiten wäre ungerechtfertigt.

Der Vergleich mit anderen oberostalpinen Arealen wurde deshalb vorgenommen, weil sich die sedimentären Anteile des Schuppenbaus für eine fazielle Einordnung in den ostalpinen Ablagerungsraum nur beschränkt eignen: Es liegt nur ein kleiner Ausschnitt der triadischen Schichtreihe vor. Somit sind Anhaltspunkte für die Beantwortung der Frage nach der Herkunft dieser Schuppen neben den geometrisch-tektonischen Überlegungen vor allem aus diesen faziellen Vergleichen zu gewinnen. Es soll aber sogleich betont werden, dass solche Vergleiche von im wesentlichen voralpin geprägten und in vorpermischer Zeit wahrscheinlich dem gleichen Grundgebirgskomplex angehörigen Kristallinserien für Fragestellungen der alpinen Tektonik nur einen ganz beschränkten Aussagewert haben. Es ist durchaus möglich, dass verschiedenste petrographische Einheiten die gleiche alpintektonische Stellung einnehmen (wie dies ja in der vorliegenden Schuppenzone der Fall ist) oder dass umgekehrt die petrographische Identität zweier Kristallinareale nicht deren alpintektonische Gleichstellung beweisen kann. Die hier angestellten petrographischen Vergleiche liefern sicher alleine keine schlüssigen Kriterien für die Zugehörigkeit dieser Kristallinschürflinge in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone zu dem einen oder anderen zentralostalpinen Kristallinareal. Sie bekommen erst zusammen mit anderen Überlegungen tektonischer Natur eine beschränkte Aussagekraft.

⁵⁾ Die Frage der Datierung eines alten Deckenbaus wird neuerdings in den Westalpen diskutiert: Eine solche Überschiebungsbahn ohne begleitende mesozoische Gesteine liegt auch in der Unterlage der Sesia-Dent-Blanche-Decke vor, an der sich die Valpellinserie bzw. die «zona diorito-kinzingitica» auf eine niedriger metamorphe Unterlage überschiebt (vgl. CARRARO et al. 1970).

Die Ergebnisse der angestellten petrographischen Vergleiche lassen sich etwa so zusammenfassen:

- Sowohl die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise als auch die rostig-schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise finden sich vor allem im Bereich des mittleren und oberen Vintschgau wieder: Am Westrande der Öztaler Masse und in der kristallinen Unterlage des Ortlermesozoikums. Doiritische Gänge finden sich vor allem im Ortlergebiet. Die petrographisch sehr charakteristische und für Vergleiche viel besser verwendbare Pastoriserie findet Analogien nur einerseits in den Serien der Matscher Decke nördlich des Vintschgaus und andererseits in der Tonaleserie. Gesamthaft betrachtet treten alle in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone zum Teil tektonisch miteinander vergesellschafteten Kristallinserien in ebenfalls enger Vergesellschaftung (zum Teil alpin- oder früh-alpin-tektonisch?) und auf engem Raum zusammen im Gebiet des mittleren Vintschgaus entlang der wahrscheinlichen Fortsetzung der Schlinig-Überschiebung nach Osten hin auf. Eine tektonische Herleitung der Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone vom Westrande des Öztalkomplexes würde dem petrographischen Befund zumindest nicht widersprechen.
- Eine Verbindung der Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone mit dem Münstertaler Kristallin ist aus petrographischen Gründen sehr unwahrscheinlich.

Zweiter Teil

DIE MESOZOISCHEN ANTEILE DER UMBRAIL-CHAVALATSCH-SCHUPPENZONE

A. Einführendes

Südlich einer steilstehenden tektonischen Grenzfläche, welche von Punt dal Gall («Gallo-Linie», vgl. KARAGOUNIS 1962) durch die Val Mora und das obere Val Vau in die Nordwand des Piz Lad und schliesslich nach Punt Teal an der Umbrailpaßstrasse (Kote 1883 m) verläuft (vgl. Fig. 1), fehlen sowohl die Verrucano-Buntsandstein-Formation als auch die karbonatische unter- und mitteltriadische Schichtreihe gänzlich. Auch die basalen Raibler Schichten (Grenzdolomit) und der Diabas-Gang der Lad-Nordwand und der Turettaskette – beide Formationsglieder sind im Liegenden der «oberen Rauhwacke» horizontalisiert – fehlen südlich dieser Linie mit einer für fazielle Überlegungen bedeutsamen Ausnahme: auf I Alt südlich des M. Solena (Fraele-Tal) erwähnen SPITZ und DYHRENFURTH (1914, S. 55) Vorkommen von Diabas-Schiefern. Diese Aufschlüsse konnten auf Begehungen tatsächlich verifiziert werden: Violett und grün gefärbte Diabas-Schiefer, zum Teil mit rundlichen Karbonateinschlüssen erinnern ganz an die Verhältnisse am Turettaskamm.

Ebenso fehlen im untersuchten Gebiet Sedimente des höheren Norians, des Rhaetians und der Jungschichten. Die Raibler Schichten und der basale Hauptdolomit wurden aus der gesamten oberostalpinen Schichtreihe tektonisch isoliert und bilden zusammen mit kristallinen Serien das vorliegende Schuppenwerk.

Detaillierte sedimentologisch-stratigraphische Beobachtungen an Detailprofilen der Raibler Schichten und des Hauptdolomits werden hier nicht angeführt, soweit sie