Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 46 (1953)

Heft: 1

Artikel: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraélé (Graubünden)

Autor: Hess, Walter

Kapitel: I: Das kristalline Grundgebirge

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161693

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: 16.07.2025

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

Auch die Menschen, die wenigen, welche in dieser Landschaft leben, tragen deren stille Einsamkeit, deren Ernst und Wildheit in sich: der Tiroler Schafhirt mit seinem Hunde, der, fast selber zu einem Stück Natur geworden, täglich seiner Herde nachzieht und sich nachts in eine selbstgebaute Hütte verkriecht, oder jene bergamaskischen Hüterjungen, deren königliches Wesen selbst ihren schmutzigen Lumpen noch natürlichen Adel und Schönheit verleiht. Diesen Naturmenschen stehen die Sennen der Alphütten gegenüber, die ein in allen Teilen geregeltes und zivilisiertes Leben führen. Es sind offene, freundliche Menschen, und oft habe ich ihre Gastlichkeit und Freundschaft in Anspruch genommen.

Die südlichen Münstertaler Berge sind nicht nur eine Scheide europäischer Ströme, Sprachen und Kulturen, sondern sie sind auch für die geologische Erforschung ein Grenzland geblieben, wo sich die Arbeiten und Auffassungen der verschiedenen nationalen Schulen überschneiden. Wohl hat das einsame Gebirge seit THEOBALD eine Reihe von Geologen angezogen; sie alle versuchten ihre meist schon feststehenden Vorstellungen auf das graue, schwer differenzierbare Gebirge zu übertragen. Es sei an die „rhätische Schubmasse" von ROTHPLETZ, an die „Faltenbündel und Faltenbogentheorie" von SPITZ & DYHRENFURTH, an die Deckentheorie TERMIERS oder an die Schollen- und Bruchtektonik HAMMERS erinnert, um nur vier sich diametral gegenüberstehende Ansichten zu erwähnen, die sich alle scheinbar zwanglos in das Gefüge des geheimnisvollen, vielgestaltigen Gebirges einpassen liessen. Wollte man noch die verschiedenen Varianten der Deckentheorie dazuzählen – Schub aus S, Schub aus SE, Schub aus E, Schub aus N usw. –, so käme man zu einer überraschend grossen Zahl von grundlegend verschiedenen tektonischen Konzeptionen. Wohl kein zweiter Abschnitt der Alpen hat so viele sich widersprechende Interpretationen erlebt, wie gerade dieses Grenzland, das aber trotzdem ein relativ unbekanntes Niemandsland blieb, dessen spezieller Geologie wir uns im folgenden zuwenden wollen.

Nachdem die umliegenden Gebiete durch die Detailarbeiten von HEGWEIN, LEUPOLD, BOESCH, KAPPELER und INHELDER genauer bekannt geworden sind und ihre Gliederung und Problematik durch die umfassende Darstellung von R. STAUB 1937 enthüllt worden ist, mag die vorliegende Arbeit eine weitere Lücke in der Erkenntnis der Engadiner Dolomiten schliessen.

Erster Abschnitt

DAS KRISTALLINE GRUNDGEBIRGE

Geschichtliche Einführung

Die heutige Kenntnis des Grundgebirges zwischen dem Val di Sole und dem Unterengadin fusst in erster Linie auf der Arbeit zweier Männer: es sind dies GUIDO STACHE und WILHELM HAMMER. Für den Bereich des Münstertales und des oberen S-charltales hat auch ALBRECHT SPITZ einen wichtigen Beitrag geliefert. Was sonst noch beigesteuert wurde, ist leider wenig und geht meist über zufällige Beobachtungen nicht hinaus.

Alle erwähnten Untersuchungen standen noch durchwegs auf dem Boden der Autochthonie. Ein Wechsel der kristallinen Serien wurde deshalb in den allerseltensten Fällen auf Überschiebungen zurückgeführt. Eine Verfaltungs- und Bruchtektonik sollte im Zusammenspiel mit magmatischen Intrusionen und Regionalmetamorphismus die ganze Mannigfaltigkeit der kristallinen Gebirge erklären.

So war (und blieb im Grunde genommen bis auf den heutigen Tag) die Deckentheorie auf die Umdeutung der alten HAMMER'schen Vorstellungen und Kartenbilder angewiesen. Dabei bildeten sich zwei Meinungen. Die ältere, wohl von der autochthonen Auffassung inspirierte, betrachtete das gesamte Kristallin als eine gewisse Einheit, als den gewaltigen Kern der ostalpinen Decke schlechthin. Dieser Urgebirgskörper mochte sich, namentlich in seinem stirnwärtigen Teile, in einzelne Lappen auflösen, die von bald mehr, bald weniger tief einschneidenden Sedimentzügen getrennt werden; doch bedeutete die sekundäre Aufschlitzung der kristallinen Deckenmasse keineswegs eine tiefgehende Trennung in verschiedene Einheiten. Als solche abgespaltene Lappen wurden etwa das Brauliokristallin oder die kristallinen Deckkappen der Umbrailgruppe angesehen. Gelegentlich auftretende, meist sehr schmächtige Sedimentzüge, wie der Schaubachhüttenkeil im hinteren Suldental oder der Zumpanellkeil bei Trafoi, liessen sich leicht als ins Grundgebirge eingespiesste Synklinalreste deuten. Und selbst wo die Überschiebung von Kristallin auf eine tiefere Einheit sich mit eindrücklicher Klarheit offenbart, wie an der Schliniglinie, schien doch schon nach wenigen Kilometern im oberen Vintschgau, das Kristallin der höheren Einheit mit jenem der unteren zu verschmelzen. Das triftigste Argument hatte schliesslich schon HAMMER beigebracht, nämlich die auffallende petrographische Übereinstimmung gewisser saurer Orthogneise, die in allen kristallinen Gebieten des oberen Vintschgaues weit verbreitet sind. (HAMMER 1909; AMPFERER und HAMMER 1911, p. 606).

Auf Grund der HAMMER'schen Darstellung und seiner eigenen Untersuchungen kam WENK (1934b) zur Ansicht, dass nicht nur die sauren Orthogneise des oberen Vintschgaues unter sich, sondern auch jene der Silvrettamasse, des Ötzkristallins und der damaligen Umbraildecke miteinander identisch seien, mit anderen Worten, dass sie alle zusammen eine petrographische Provinz bildeten. In bezug auf die Tektonik gelangte WENK zu der Folgerung, dass die einzelnen gewaltigen Kristallinblöcke des Silvrettamassives, der Ötzmasse und der Umbraildecke sich wohl randlich leicht überschieben mochten, aber sowohl petrographisch als auch tektonisch als eine Einheit zu betrachten sind. Auch von italienischer Seite, so von GB. DAL PIAZ, wurde die Vereinigung all dieser kristallinen Massen zu einer einzigen ostalpinen Einheit begrüsst und die „Nichtexistenz" der mittelostalpinen Decken auch für den Vintschgau nachdrücklich postuliert.

Demgegenüber hat erstmals R. STAUB (1924) eine Aufgliederung der grossen Kristallinmassen zwischen Tonalelinie und Engadin versucht und zwar in zwei Grosseinheiten: in die mittelostalpine Campodecke und die oberostalpine Ötztalerdecke. Die Hauptgrenze zwischen der mittel- und der oberostalpinen Einheit wurde von der altbekannten Schliniglinie gebildet und zog im unteren Gehänge der Vintschgauer Sonnenberge weiter gegen E, um, etwa in der Texelgruppe nördlich Naturns, gegen NE abzubiegen. Südlich dieser Trennlinie lagen noch Teile der höheren Ötztaler Einheit als Erosionsreste auf der Campodecke, so die kristallinen Deckklippen der Umbrailgruppe, des Chavalatschkammes, des P. Cornet und des P. Starlex. Das ganze übrige Kristallin, also die Basis der Ortlerdecke und jene der alten Umbraildecke, zu welcher damals nicht nur das Brauliokristallin, sondern auch die Münstertaler Basis, der Grossteil des Chavalatschkammes und das Sesvennakristallin zählten, wurde insgesamt zur mittelostalpinen Einheit geschlagen.

Die Rechtmässigkeit der STAUB'schen Deckengrenze wurde von verschiedenen Seiten heftig angegriffen (HAMMER, SANDER, SCHMIDEGG, DAL PIAZ, WENK). Die Neuaufnahmen SCHMIDEGGS in den südlichen Ötztaler Alpen zeigten, dass die Grenze E des Schnalsertales tatsächlich innere Zusammenhänge im Kristallin unglücklich trennte (SCHMIDEGG 1933). Weitere Untersuchungen in den Unterenga-

diner Dolomiten ergaben ebenfalls eine Reihe neuer, vertiefter Erkenntnisse, so dass die im „Bau der Alpen" von R. STAUB verfochtene Auffassung wesentlich modifiziert wurde. Die Modifikationen erstreckten sich in erster Linie auf die Gliederung der mittelostalpinen Campodecke. HEGWEIN und LEUPOLD hatten von der alten TERMIER'schen Umbraildecke Stück um Stück abgetrennt, bis schliesslich nurmehr ein kümmerlicher Rest in der Gestalt des Brauliokristallins und der Hauptdolomitplatte des P. Umbrail übrig blieb, während die grosse Hauptmasse in der Quatervalsdecke HEGWEINS und in der Münstertaler Decke LEUPOLDS (nachmalige Scarldecke) aufgingen.

Deshalb stellte R. STAUB 1935 eine neue Interpretation der Innentektonik in den Gebirgen zwischen Engadin und Ortler zur Diskussion. Darnach schalten sich, in bezug auf unser Kristallinproblem, zwischen das eigentlich Campokristallin, welches die Ortlerbasis bildet, und das Ötzkristallin zwei eigene, kristallines Grundgebirge enthaltende Einheiten ein: 1. die Umbraildecke mit dem Brauliokristallin und 2. die Scarldecke mit dem Münstertaler- und dem Sesvenna-Kristallin. Die Umbraildecke erscheint als höhere Digitation des Mittelostalpins, die Scarldecke dagegen als ein besonderes Element, nämlich als ein alter, steckengebliebener Stirnkopf der Silvrettadecke, welcher nachträglich von der Hauptmasse der eigenen Decke überfahren und schliesslich sogar von der tieferen Umbraildecke längs seines Südrandes weitgehend eingewickelt wurde. Nur ein spärlicher kristalliner Klippenrest auf dem Rücken der Umbraildecke (P. Lad – P. da Rims) zeugt noch von der ursprünglich höheren Abkunft der Scarldecke.

Soweit etwa der Stand der Dinge. Es ergeben sich für eine neue Untersuchung der kristallinen Gebiete zwischen Spöl und Stilfser-Joch-Strasse eine Reihe von Fragen und Problemen. Gehören die kristallinen Gesteine des Gebietes nur einer einzigen petrographischen Provinz an? Lassen sich die kristallinen Schiefer im Sinne STACHES und STAUBS (1948) in verschiedene Serien aufgliedern? Ist die Verteilung der kristallinen Serien durch die alpine Bewegung bestimmt worden oder ist sie älter? Lässt sich die Zugehörigkeit einzelner kristalliner Klippen, wie jener vom P. Lad, oder ganzer kristalliner Deckenteile, wie der Scarldecke, mit Hilfe ihres Gesteinsinhaltes bestimmen? . . .

Lauter Fragen, auf die nur das Kristallin, dieser „grosse Klassiker am Weltenbau" selber uns eine Antwort geben kann!

Zur Methode

Das Grundgebirge wurde in erster Linie nach geologischen und nicht nach petrographischen Gesichtspunkten bearbeitet. Die für die Untersuchung wegleitenden Ideen und Gedankengänge seien im folgenden flüchtig skizziert, ohne auf die berührten Probleme weiter einzugehen:

1. Für die Lösung geologischer und tektonischer Probleme kommt den Sedimenten und den aus ihnen hervorgegangenen Paraschiefern eine überragende Stellung zu, so dass auf sie in erster Linie Rücksicht genommen werden muss. Vgl. R. STAUB 1916.

2. Die Umwandlung der Sedimentserien kann nicht von selber erfolgen. Es gibt (mit Ausnahme des radioaktiven Zerfalles) keine selbsttätige Metamorphose, und demgemäss sind selbst die ältesten Sedimente heute noch so frisch wie zur Zeit ihrer Bildung, solange sie nicht durch ganz besondere Ereignisse zur Umwandlung gezwungen werden. Ein Beispiel dafür bilden die unmetamorphen vorkambrischen

Sedimente Grönlands, die sich in ihrem lithologischen Habitus ohne weiteres mit analogen jurassischen und selbst tertiären Ablagerungen der Schweiz vergleichen lassen, obwohl sie im Vergleich zu diesen ein ganz unvergleichlich höheres Alter besitzen.

3. Bei den kristallinen Schiefern ist somit ihre ursprüngliche frische und unveränderte Natur von den Folgen jener nachträglichen Einwirkungen, welche die Metamorphose bedingte, zu trennen. Dementsprechend haben wir zu unterscheiden zwischen der ursprünglichen Fazies des unmetamorphen Ausgangsgesteines, und der kristallinen Fazies, welche die Art und den Grad der kristallinen Umprägung charakterisiert.

4. Die äusseren Anstösse, welche Anlass zu einer Metamorphose geben, können im Prinzip nur von zweierlei Art sein:

a) Kontaktmetamorphose im weitesten Sinne, vom kleinsten Kontaktsaum bis zur Regionalmetamorphose im grössten Stile. In der Regel weisen die Produkte der Kontaktmetamorphose eine massige Textur auf.

b) Bewegungsmetamorphose im weitesten Sinne. Bewegungen, vor allem Differentialbewegungen erzeugen in der Regel geschieferte Texturen.

5. Die Kontaktmetamorphose ist stets die Folge irgendwelcher magmatischer Tätigkeit und ist deshalb mit der Intrusions- und Erstarrungszeit der betreffenden Eruptiva zeitlich zu koordinieren. Im Verhältnis zum Gesamtalter der Sedimente ist die Kontaktmetamorphose meist nur als kurzfristiges Ereignis zu betrachten.

Die Bewegungsmetamorphose ist umgekehrt an tektonische Bewegungen gebunden, wie sie nur in Zeiten orogener Aktivität auftreten. Auch sie ist, mit geologischen Zeitmaßstäben gemessen, ein relativ kurzfristiges Geschehen. Somit kann die Metamorphose eines Gesteines im allgemeinen als kurzer Abschnitt in seiner geologischen Geschichte betrachtet werden.

6. Nach der Ansicht verschiedener Geologen können derartige Geschehnisse nicht zu jeder beliebigen Zeit auftreten, sondern sind an einen bestimmten orogenetischen Ablaufsmechanismus gebunden. Als ein klassisches Modell für einen solchen Mechanismus gilt der alpine Zyklus, bei welchem sich sowohl die einzelnen Eruptivformationen als auch die tektonischen Bewegungsphasen in gesetzmässiger zeitlicher Staffelung folgen würden.

Liesse sich ein solcher gesetzmässiger Ablauf auch in den älteren orogenetischen Zyklen erkennen, so würde er für die geologische Forschung gewaltige Perspektiven eröffnen, die für die Altersbestimmung der kristallinen Schiefer von grosser Bedeutung wären. Vgl. Hinweise bei R. Staub 1945, p. 47; 1948.

7. Die ursprüngliche Fazies lässt sich in schwach metamorphen Gesteinen meist noch deutlich erkennen und zwar im Mineralbestand, in der Struktur und der Textur. Bei stärker metamorphen Gesteinen ist der Chemismus oft der einzige und letzte Anhaltspunkt, um noch Schlüsse auf die ursprüngliche Fazies ziehen zu können. Doch kann er mehrdeutig oder durch Stoffwanderung beeinträchtigt worden sein, so dass schliesslich nurmehr eine ± abstrakte chemische Klassifikation der Paraschiefer möglich ist.

In ungestörten Paraschieferserien lässt sich bisweilen noch eine deutlich erhaltene stratigraphische Anordnung der kristallinen Schiefer erkennen. Derartige Ablagerungsfolgen können von grosser Bedeutung sein, um verwandte stratigraphische Stufen in unterschiedlich metamorphen Gesteinsserien wiederzufinden. Man kann dabei von der Tatsache ausgehen, dass trotz der vielen „kleinern" Fazieswechsel, welche den lokalen Charakter des Ablagerungsraumes widerspiegeln, sich doch die stratigraphischen Profile grösserer Zeitabschnitte auch in weitentfernten Gebieten in den grossen Hauptzügen sehr ähnlich sehen. So sind in der alpinen Trias von der

schmächtigen Entwicklung im Helvetikum oder der metamorphen Ausbildung im Penninikum bis zu den gewaltigen, unmetamorphen Ablagerungen der N-Kalkalpen und der Dolomiten die grossen Faziesdifferenzen evident; trotzdem bleibt sich die Aufeinanderfolge von nichtkarbonatischer, terrigener Untertrias („Permowerfénien") und karbonatischer Mittel- und Obertrias überall die gleiche: sie ist die charakteristische Sedimentationssequenz der Trias. Die Ursachen derartiger stratigraphischer Sequenzen sind wohl in erdweiten Veränderungen klimatischer, geologischer oder biologischer Faktoren zu suchen, deren Einfluss die durch die Gestalt des Ablagerungsraumes bedingten „kleineren" Fazieswechsel überlagert. Man darf nun wohl annehmen, dass sich auch innerhalb der alten, nunmehr kristallinen Sedimentserien des Grundgebirges derartige Sequenzen wiederfinden lassen, so dass auf diese Weise die stratigraphische Gliederung sich auch im kristallinen Grundgebirge weiterführen lässt. Vgl. R. STAUB 1948[1]).

8. Die kristalline Fazies wird zunächst einmal durch die Bildung von neuen Mineralien gekennzeichnet, deren Kristallisation von sehr mannigfaltigen Faktoren, wie den chemisch-physikalischen Zustandsbedingungen, der Anwesenheit von Katalysatoren und mineralisierenden Lösungen, der Zufuhr von Stoffen usw., abhängig ist. Je nach den Verhältnissen entstehen Kata-, Meso- oder Epimineralien, deren Milieuansprüche durch die Untersuchung ihrer physikalisch-chemischen Existenzbereiche bestimmt werden können. Vgl. GRUBENMANN-NIGGLI 1924.

Ein weiteres, wichtiges Kennzeichen der kristallinen Fazies ist die Schieferung. Diese ist weitgehend vom ursprünglichen Gesteinsmaterial und von Bewegungsvorgängen abhängig und zeigt auf diese Weise Bewegungen und Massenumlagerungen im Gesteine selber an. Dass Schieferung in statisch absolut ruhigen Gebilden, unter dem Einfluss des blossen Druckes, von selber entstehen kann, ist nur schwer vorstellbar. Die Schieferung ist von der Tiefenlage des Gesteines nicht abhängig. Granite oder Ganggesteine von massiger Textur treten in allen Tiefenlagen auf, während umgekehrt das Grundgebirge bis in grosse Tiefen von schiefriger Textur sein kann (Tessiner Gneise).

Als drittes Kennzeichen der kristallinen Fazies kann der innerhalb der Reihe von den unveränderten Gesteinen bis zu den mehrfach umgewandelten hochkristallinen Schiefern erreichte Umwandlungsgrad dienen.

Bei den besonders schwierig zu erfassenden polymetamorphen Schiefern lässt sich in vielen Fällen doch eine letzte, das heutige Wesen des kristallinen Gesteines prägende Hauptmetamorphose erkennen, die dann entweder die Relikte älterer Metamorphosen nicht vollständig zu verwischen vermochte oder durch unbedeutendere jüngere Prägungen überschattet wird.

Auf diese Weise summieren sich im Begriff der kristallinen Fazies alle jene Einflüsse, die im Laufe der geologischen Geschichte auf das Gesicht des ursprünglichen Gesteines einwirkten.

9. Für stratigraphische Altersvergleiche zwischen verschiedenen kristallinen Serien genügt der Nachweis identischer Ablagerungssequenzen und einer identischen ursprünglichen Fazies.

Gleich alte, auch räumlich und tektonisch zusammengehörende Gesteinsserien besitzen zudem die gleiche kristalline Fazies; denn zwei Erdrindenstücke, die seit ihrer Bildung einander immer auf das engste benachbart waren wie Teile der glei-

---

[1]) Derartige stratigraphische Sequenzen sind schon von ARGAND aus der Valpelline-Serie und von R. STAUB aus der Fedozserie (1916) beschrieben worden. Auch im kristallinen Grundgebirge auf der Bergeller- und der Bernina-Karte von R. STAUB lassen sich derartige Sequenzen erkennen.

chen Decke, müssen auch ungefähr dieselbe Erdgeschichte durchlaufen haben und den gleichen äusseren Einflüssen unterlegen sein, so dass sie schliesslich auch die gleiche kristalline Prägung erhielten.

10. Auch die Eruptiva können für die Ermittlung von Verwandtschaftsbeziehungen herangezogen werden. Doch darf man nicht auf Grund einer petrographischen Verwandtschaft auch gleich auf engste tektonische Zusammenhänge schliessen. So haben beispielsweise die alpinen Granitintrusionen vom Traversella-Massiv im W bis zum Riesenferner im E über eine Distanz von ca. 400 km ihren ± einheitlichen tonalitischen Chemismus beibehalten. Dagegen scheint die Gleichartigkeit ihres Chemismus auf die gleichzeitige Entstehung dieser alpinen Intrusionen hinzuweisen. In entsprechender Weise könnte man auch auf die Idee kommen, dass die petrographische Provinz WENKS, welche die Orthogneise der mittel- und oberostalpinen Decken, also die Flüelagranitgneise der Silvretta, die Augen- und Flasergneise der Ötzmasse und des Sesvennakristallins und die Angelusaugengneise des Vintschgaues umfasst, auf eine einheitliche alte Intrusionsphase zurückzuführen wäre. Somit wären alle die erwähnten Gesteine Teile derselben grossen, orogenen Granit„front", deren engadinitischer bis granitaplitischer Chemismus – abgesehen von randlichen Veränderungen, Assimilationen, lokalen Differentiationen in abgeschnittenen Magmaherden usw. – über grosse Gebiete durchaus einheitlich bliebe. Damit würde der Chemismus ein Kriterium für die genetische und stratigraphische Gleichwertigkeit orogener Granitintrusionen.

Der Mechanismus derartiger Granit„fronten" mag in vieler Hinsicht jenem der Migmatisierung und Granitisierung, wie er von WEGMANN 1935 dargestellt wird, entsprechen.

11. Schliesslich liefern auch die jüngeren Gänge (Diabase, Diorite, Pegmatite usw.), welche das Grundgebirge oder die Sedimenthülle durchsetzen, äusserst wertvolle Indizien, um die Verwandtschaftsbeziehungen zwischen den einzelnen Decken zu klären. Im Grundgebirge der selben Einheit sind fast immer nur die gleichen charakteristischen Gangformationen vertreten, während andere auf ebenso charakteristische Weise fehlen.

DIE KRISTALLINE SERIE DER SCARLDECKE

Zur Scarldecke gehören die Kristallinmassen des unteren Münstertales (Münstertaler Basis), der Region um S-charl und des P. Sesvenna (vgl. Taf. VI und VII).

Am rechtsseitigen Gehänge des Münstertales zwischen Rifair bei Taufers und Valchava wurden 5 Profile durch das Kristallin der Scarldecke aufgenommen. Diese weisen eine Reihe deutlicher Übereinstimmungen auf, sowohl in bezug auf den kristallinen Habitus der Gesteine als auch in bezug auf deren stratigraphische Anordnung.

Der einheitliche, stark schiefrige Habitus aller beteiligten kristallinen Schiefer ist weitgehend die Folge einer durchgreifenden Epiklastese, durch welche der mächtige Grundgebirgskomplex und auch grosse Teile des unteren Verrucano ziemlich gleichmässig durchgearbeitet und zu fein- bis ultramylonitischen Schiefern (Typen D und E nach R. STAUB) mit ausgezeichneter linearer oder leicht gefältelter Textur zerrieben wurden. Anzeichen älterer Metamorphosen wurden durch diese jüngste fast völlig ausgelöscht und die ursprüngliche Mannigfaltigkeit im Grundgebirge stark verwischt.

An Gesteinstypen kann man die folgenden unterscheiden:

Diaphthoritischer Zweiglimmergneis (Orthogneis):

Graues, schiefriges Gestein mit grösseren Muskowitblättchen auf den Schichtflächen. Häufig von phyllitischem Habitus. U. d. M. erkennt man ein grosskörniges, stark klastisches und mechanisch zerdrücktes Mineralaggregat, das aus grossen, fast vollständig serizitisierten Orthoklasleisten, aus ganzrandigen, in sich meist stark zerbrochenen Quarzen und ebenfalls stark mitgenommenem Oligoklas besteht. Dazu gesellt sich in reichlicher Menge ein farbloser Glimmer, der makr. als „Muskowit" erscheint, u. d. M. jedoch dank seiner etwas abnormalen Interferenzfarbe und dank gelegentlich noch erhalten gebliebener, kleiner, biotitbrauner Flecken als völlig entfärbter Biotit (Bauerit) diagnostiziert werden kann. Ferner treten auf: Muskowit in kleinen Blättchen, Chlorit, Serizit, Apatit und Pyrit.

SPITZ 1914 beschreibt das Gestein als reinen Muskowitgneis im Gegensatz zu HAMMER 1909, der es als biotitreichen Zweiglimmergneis anführt. Beide haben recht: Das ursprüngliche Gestein war ein biotitreicher Zweiglimmergneis, dessen Biotit jedoch durch die Diaphthorese zu Bauerit ausgebleicht wurde, so dass das heutige Gestein mindestens makroskopisch als reiner Muskowitgneis erscheint.

Struktur, Mineralbestand und Chemismus (vgl. HAMMER und v. JOHN 1909) beweisen seinen Orthocharakter zur Genüge.

Über dem basalen Orthokristallin folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Serie von Paraschiefern, unter welchen sich verschiedene Typen und Abarten unterscheiden lassen:

„Stahlgraue Schiefer": Makr. stahlgraues bis leicht violettliches, stark schiefriges Gestein, dessen s-Flächen von feinen, grauen Serizithäuten überzogen sind. U. d. M. ist ein sehr feinkörniges, schiefrig texturiertes Gefüge sichtbar, an dessen Grundgewebe Plagioklas (Oligoklas) und Quarz in wechselndem Verhältnis beteiligt sind. Das gleichmässig-feinkörnige Trümmermus wird von zahlreichen vorwiegend aus Serizit, aber auch aus Muskowitblättchen und Chlorit bestehenden Glimmerschnüren durchzogen. Ferner fügen sich gelegentlich Calzit, Apatit und Erzkörner ins Mineralgewebe ein.

Das Vorherrschen der einen oder der andern Mineralkomponente lässt aus den indifferenten stahlgrauen Schiefern verschiedene Varietäten entstehen. Ein höherer Chloritgehalt verleiht den „grüngrauen Schiefern" ihre Farbe.

„Grüngraue Schiefer": Makr. chloritgrünes bis dunkelgraugrünes Gestein von phyllitischem Habitus. Bei muskowitreicheren Typen tritt dieser in zahlreichen silberglänzenden Muskowit-Serizit-Putzen auf, so dass das Gestein in seinem Aussehen stark an die alten Phyllitgneise des Brauliokristallins erinnert. U. d. M. bilden reichlicher Glimmer, Plagioklas und Quarz ein leicht schiefriges Körnergefüge, in welches sich akzessorisch Erz, Apatit und Leukoxen einschalten. Hauptglimmer ist Chlorit (häufig etwas pleochroitisch, evtl. umgewandelter Biotit), der häufig mit Muskowit „zebraartig" verwachsen ist. Der Plagioklas, ein saurer Oligoklas, tritt in grossen Körnern auf und ist meist stark zersetzt.

Von den alten Phyllitgneisen des Brauliokristallins unterscheiden sich die grüngrauen Schiefer durch ihren Mangel an Granat, Turmalin und Epidot, sowie durch das Fehlen einer stromatitischen Textur.

Eine Anreicherung von Limonit und oxydiertem Eisenkarbonat färbt die helle Plagioklasgrundmasse oft rostbraun oder weinrot und führt so zu der Varietät der „rostroten Schiefer". Dominieren die Glimmer, vor allem Serizit, so entsteht eine glimmerschieferähnliche Varietät, die „silberglänzenden Schiefer".

Die gleichmässige Feinkörnigkeit des Grundgewebes sowie dessen Struktur und die Mineralkombination Quarz-saurer Plagioklas – Muskowit scheinen mir eher zugunsten einer sedimentären Abkunft dieser Schiefer zu sprechen. Noch sichtbarer tragen die Gesteine einer in die Paraschiefer eingeschalteten, quarzreichen Lage das Zeichen ihrer sedimentären Herkunft. Es sind dies die „speckigen Schiefer".

Serizit-quarzitische Schiefer („Speckige Schiefer"): Makr. ein speckig aussehendes Gestein dessen weissliches Quarzmaterial von dicken, gelblichgrünen bis rötlichen Serizitkrusten überzogen ist. Seltener schalten sich auch mehr oder weniger zahlreiche Muskowitblättchen ein. U. d. M. zeigt sich ein sehr feinkörniges Gemenge von ziemlich stark überwiegendem Quarz und Plagioklas (Oligoklas, ca. 12% An, mit Zoisitmikrolithen), das von flaserig verlaufenden, mit reichlichem Serizitmaterial ausgekleideten s-Flächen durchzogen wird. Dazu gesellen sich Karbonat, das immer mit Limonit verbunden ist und dem Gestein die rötliche Farbe verleiht, Apatit und Zirkon. Das Strukturbild erweckt den Eindruck eines feinen, gut aufgearbeiteten Sandsteines, in dessen Grundgewebe sich die einzelnen kleinkörnigen Mineralien regellos und bisweilen gerundet einlagern.

SPITZ kartiert dieses Gestein als Quetschgestein, doch wirkt sich die Epiklastese scheinbar nur auf die serizitbelegten s-Flächen aus.

Auch Einlagerungen von Grünschiefern, die von HAMMER als Amphibolit (?) angeführt werden, finden sich innerhalb der Paraschieferserie.

Grünschiefer: Makr. schilfgrüner, mattbrechender Chloritschiefer. U. d. M. wird ein äusserst feinkörniges Gefüge enthüllt, in welchem chloritreiche Lagen und Schlieren mit plagioklas- oder calzitreichen wechseln. Ausser den Hauptgemengteilen, nämlich Oligoklas, ca. 13% An, Chlorit und Calzit, beteiligen sich als häufige Nebengemengteile Zoisit-Epidot, Titanit und Pyrit am Grundgewebe. Calzit, Epidot, Oligoklas und der gelegentlich auftretende Quarz dürften mindestens teilweise Umwandlungsprodukte eines basischeren Plagioklases sein. Ebenso scheint der Chlorit aus Hornblende hervorgegangen zu sein.

Ein Schliff von Müstair (Pension Craista) zeigt alle Umwandlungsstadien von der hoch. doppelbrechenden Hornblende bis zum Klinochlor mit der Interferenzfarbe Grau I. Ordnung. Der Plagioklas ist noch ein basischer Andesin, der allerdings schon stark zersetzt ist. Nach diesem Befund scheinen die Grünschiefer durch Diaphthorese aus einem dioritischen bis gabbroiden Lagergang hervorgegangen zu sein.

Ein weiteres verschiefertes Eruptivgestein tritt schliesslich noch im Val Schais zutage, wo sich fast zuoberst in die Paraschieferserie ein biotitreicher Orthogneis einschaltet.

Biotitgneis des Val Schais: Makr. bläulich-grauer Schiefer, auf dessen Schichtflächen zahlreiche kleine Biotittäfelchen zu erkennen sind. U. d. M. erscheint ein schiefriges, stark klastisches Körnergefüge, in welchem Quarz, serizitisierte Feldspäte, Oligoklas und Biotit mit pleochroitischen Höfen und Sagenitgittern als Hauptgemengteile auftreten. Nebengemengteile sind Muskowit, Apatit und Zirkon. Ein kleiner Teil des Biotites ist in Chlorit umgewandelt. Calzit und Quarz erscheinen als Neubildungen in Rissen.

Dieses Gestein weist eine Reihe von auffallenden Parallelen mit dem Gomagoier Granodiorit auf, so in Farbe und Habitus, im Mineralbestand und in der stratigraphischen Stellung innerhalb der Paraschiefer, und ist möglicherweise als ein letztes, westlichstes Vorkommen desselben zu deuten. Granodiorite vom gleichen Chemismus wie der Gomagoier Granodiorit sind auch sonst aus dem Bereich der Scarldecke längst bekannt. HAMMER 1909, p. 708, beschreibt derartige Gesteine vom Waldaschlikopf (Sesvennagruppe), wo er „rund umgrenzt besonders hornblendereiche Stellen im Gestein als basische Konkretionen" beobachtete, wie ich sie in gleicher Weise im Granodiorit bei Gomagoi feststellen konnte. Vgl. p. 119.

Innerhalb der Paraschieferserie der Scarldecke lässt sich eine gewisse stratigraphische Anordnung der Schiefer erkennen. Die stahlgrauen Schiefer und ihre rostroten und silberglänzenden Varietäten stellen den Hauptanteil der Paraschiefer und sind über das ganze Profil verteilt. Die speckigen Serizit-Quarzit-Schiefer bilden darin die unterste Einschaltung. Die Grünschiefer folgen, meist mit einigem Abstand, darüber. Sie sind häufig mit den graugrünen Schiefern verknüpft, die sich im mittleren und oberen Abschnitt des Profiles einfinden. Noch höher liegt der Biotitgneis von Val Schais. Die höchsten, zum Verrucano überleitenden Schiefer zeichnen sich durch ihre helle Farbe und durch ihren Muskowitgehalt aus. Es

scheint sich um einen Orthogneis zu handeln, der an weniger durchbewegten Stellen auch das Aussehen eines schönen Muskowitgranitgneises annimmt (Gneiss chiaro?, vgl. p. 67). Mit dem Aussetzen des Muskowites beginnt der Verrucano, dessen unterste Varietäten noch stark an die Paraschiefer des Grundgebirges erinnern.

DAS BRAULIOKRISTALLIN

Die sanftgeformte, weite Berglandschaft des Stelvio und des Cuolm d'Umbrail und die Höhen des Monte Braulio, des Monte Scorluzzo, der Dreisprachenspitze und des S Chavalatschkammes sind aus der mächtigen Masse des Brauliokristallins herausmodelliert worden (vgl. Taf. VI). Obwohl dieses Kristallin tektonisch in verschiedene Schollen zerfällt, die alle ihre spezifischen Eigenheiten haben, ist das Grundgebirge in seinen Hauptmerkmalen doch überall das gleiche, so dass es gesamthaft dargestellt werden kann und erst abschliessend noch auf die speziellen Verhältnisse in den einzelnen Schollen eingegangen werden muss.

Ortho- und Parakristallin lassen sich in der Braulio-Umbrailmasse schon von ferne gut voneinander unterscheiden. Das Orthokristallin besteht aus den von HAMMER eingehend beschriebenen Angelus-Augengneisen, deren graugrün anwitternder Komplex sich deutlich gegen die auffallend rostrot gefärbte Paraschieferserie abhebt. Letztere soll hier nach ihrer Farbe als „rostige Serie" bezeichnet werden. Sie hat trotz aller nachträglicher Umprägung noch viele Züge ihrer ursprünglichen Ausbildung als mächtige, sehr kalkarme Tonschiefer-Sandstein-Folge zu bewahren vermocht.

Die Art ihrer Metamorphose unterscheidet sich grundsätzlich von der nur mechanisch auswalzenden und mylonitisierenden Epiklastese der Scarldecke. Sie wird durch eine weitgehende mineralische Umwandlung der ehemaligen Sandsteine und Tonschiefer gekennzeichnet. Es entstehen Glimmer, ursprünglich wohl auch in reichlicher Menge Biotit, der jedoch meist zu Bauerit (mit braunen Limoniträndern und bisweilen noch erhaltener reliktischer Braunfärbung!) ausgebleicht oder in Chlorit umgewandelt wurde. Mit der Verglimmerung scheinen gleichzeitig auch Neubildungen von Granat und Zoisit-Epidot entstanden zu sein. Dazu gesellt sich bisweilen ein reichlicher Turmalingehalt. Doch ist es bei diesen Gemengteilen häufig sehr schwierig, allfällig normal einsedimentierte Körner von den nachträglichen Neubildungen zu unterscheiden. In gewissen quarzitischen Gesteinen treten innerhalb des stromatitischen Gesteinsgefüges reine Quarz-Turmalin-Lagen auf, die sicher Bildungen einer pneumatolytischen bis hydrothermalen Phase sind und möglicherweise eine Beteiligung von mineralisierenden Lösungen an der gesamten Gesteinsumwandlung anzeigen.

Gesteinstypen:

Das Orthokristallin besteht aus einem häufig sehr glimmerarmen Quarz-Feldspatgestein, dem von HAMMER 1909 p. 693 beschriebenen Angelus-Augengneis.

Angelus-Augengneis („Quarz-Feldspat-Gestein"): Makr. erscheint das Gestein als weisser, selten als leicht grünlich schimmernder Augen- oder Flasergneis, der meist auffallend glimmerarm ist, so dass er als fast reines Quarz-Feldspat-Gestein bezeichnet werden kann. U. d. M. zeigt sich ein grosskörniges, schwach geflasertes Gefüge von Mikroklin, Albit bis Albit-Oligoklas und etwas zurücktretendem Quarz. In geringer Menge ist Muskowit, Apatit und bisweilen auch Chlorit (= umgewandelter Biotit) vertreten.

Mineralbestand und Chemismus (lit. HAMMER – v. JOHN 1909) beweisen den Orthocharakter des Gesteines eindeutig. Im Umbrailkristallin tritt, eng mit den

Angelus-Augengneisen verknüpft, ein prachtvoller Muskowitgneis ohne Flasertextur auf, der vermutlich eine muskowitreiche Varietät des Angelus-Augengneises ist und von HAMMER auch aus der Angelusgruppe (Tschengelser Hochwand) beschrieben wird.

Die „rostige Serie" besteht zum weitaus überwiegenden Teil aus glimmerreichen, grünen Schiefern und zu einem kleinen Teil aus darin eingelagerten quarzitischen Gesteinen von verschiedener Ausbildung. Die beim ersten Eindruck recht uninteressant und monoton aussehenden Schiefer wurden von HAMMER und SPITZ als Phyllitgneise beschrieben.

Grüne Serizit-Chlorit-Schiefer und -Gneise, Braulioschiefer (alte Phyllitgneise nach STACHE *und* HAMMER*):* Makr. je nach Gehalt an Plagioklas bald grüner, bald weisslich-grüner phyllitischer Schiefer mit dunkelgrünen Chloritputzen und silbrigen Serizit-Muskowitflecken. Äusserlich oft nicht unähnlich den grüngrauen, chloritreichen Varietäten der S-charler Paraschiefer. U. d. M. zeigen sich jedoch eindeutige Unterschiede im Mineralbestand und Strukturbild. Neben den hellen Gemengteilen Quarz und Oligoklas spielen vor allem die Glimmer, nämlich Chlorit und Serizit, eine wichtige Rolle. Aber auch kleinkörniger Granat, der sich in einzelnen Lagen sehr stark anreichern kann, und Apatit sind häufige Gemengteile. Mehr akzessorisch treten Turmalin, Epidot und Erz auf. Das Strukturbild zeigt ein meist ziemlich gleichkörniges, bisweilen deutlich stromatitisches Mineralgefüge, in welchem Granat und Epidot, sich gegenseitig vertretend, lagenweise gehäuft auftreten. Auch im übrigen Mineralgewebe wechseln quarzreiche Lagen mit oligoklasreichen, chloritischen oder serizitischen ab. Glimmer ist stets reichlich vertreten.

Die feine Lagentextur scheint das Abbild einer ursprünglichen feinen Wechselschichtung von bald tonigeren, sandigeren oder mergeligeren Absätzen zu sein.

In die mächtige Abfolge der grünen Braulioschiefer lagern sich vor allem gegen oben quarzitische Gesteine mit einem eigenartigen, plastisch verfalteten Stromatitgefüge ein. Diese haben trotz der Metamorphose ihr ursprüngliches Wesen weitgehend erhalten können: Es sind alte Sandsteine, die sehr stark an die „Quartzites rubannés" der Serie von Sydsermilik auf S-Grönland oder an die Bänderquarzite der jotnischen Stufe Skandinaviens erinnern.

Alter Sandstein (Normaltypus, Oberer Pin Grond E Sta. Maria): Makr. stark plastisch verfalteter Stromatit mit auffälligen, durchziehenden, dunklen Streifen von leicht variabler Dicke. Die Hauptmasse des Gesteines ist ebenfalls stromatitisch struiert und von weisslicher bis leicht grünlicher Farbe. U. d. M.: Lagiges, bisweilen auch leicht helizitisches Gefüge, dessen Grundgewebe aus Quarz und häufig serizitisiertem Oligoklas besteht, in welches lagenweise massenhaft Granätchen, Chlorit oder Muskowit (ausgebleichter Biotit) und Serizit eingelagert sind. Im Schliff kann man beispielsweise folgende, meist wenige Millimeter messende Lagen erkennen:

Quarz + Serizit
Granat + Quarz (± Chlorit)
Serizit + Quarz + Granat
Serizit + Quarz + wenig Granat
Muskowit + Erzhäufchen usw.

Unregelmässiger verteilt erscheinen als Nebengemengteile Apatit, Epidot, Turmalin, Rutil und Erz. Sie scheinen, mindestens teilweise, eingeschwemmte Mineralkörner zu sein.

Von diesen alten Sandsteinen gibt es zahlreiche Varietäten, die sich durch Reichtum oder Mangel der einen oder anderen Mineralkomponente auszeichnen. Quarz dominiert jedoch in allen Typen. Besonderes Interesse verdient noch eine granatfreie Varietät:

Granatfreie Varietät des alten Sandsteines (V. Costainas): Makr. verfalteter Stromatit mit dunkeln Streifen. U. d. M.: Die helle Hauptmasse des Gesteines besteht aus einem lagig struierten Mineralgewebe von Albit-Oligoklas, Quarz und Chlorit. Als spärliche Beimengungen gesellen sich dazu Titanit, Muskowit, Apatit und Turmalin. Die dunklen Streifen bestehen aus reinen Quarz-Turmalinlagen, deren innerste Kernpartie nur aus ziemlich grosskristallinem Quarz besteht, wäh-

rend die Ränder von einem etwas kleinkörnigeren Gemenge von Turmalin und Quarz gebildet werden. Die symmetrische Struktur dieser Lagen und ihre Mineralkombination deuten auf die Einwirkung von pneumatolytischen bis hydrothermalen Lösungen hin, welche das Gestein völlig durchtränkten und auf ihren Zirkulationswegen die Quarz- und Turmalinneubildungen zurückliessen.

Die grünen Braulioschiefer und die alten Sandsteine bilden zusammen eine einheitliche Serie, unsere „rostige Serie", welche in einem engeren Sinne der Phyllitgneisgruppe STACHES entspricht. Nach den Beschreibungen HAMMERS zum Blatt Bormio-Tonale (1908, p. 6 und 8: 1912, p. 6) treten die Sandsteine in den obersten Lagen der Phyllitgneisserie gehäuft auf und bilden in der Gruppe des Corno dei tre Signori, des Cevedale und der Cima di Venezia den oberen Abschluss der Serie. Sie werden unmittelbar von den Phylliten der Quarzphyllitgruppe überlagert. Ähnliche Beobachtungen können auch im Brauliokristallin gemacht werden. Somit scheint sich auch für die rostige Serie eine gewisse stratigraphische Sequenz zu ergeben, bei welcher sich die alten Sandsteine im allgemeinen in die höchsten Glieder der Braulioschiefer einschalten. Auch die stratigraphische Stellung der rostigen Serie erfährt damit eine gewisse Klärung: sie ist bestimmt älter als die Serie der kohlenstoffhaltigen Quarzphyllite.

Der Gesamtkomplex des Brauliokristallins setzt sich aus zwei bis drei selbständigen kristallinen Schollen zusammen. Durch den sog. Forcolazug, einen Sedimentzug von Raiblergesteinen, wird eine N Scholle, die Umbrail-Costainas-Scholle, von der Hauptmasse des Brauliokristallins abgetrennt.

Der Forcolazug löst sich von der karnischen Schuppenzone der Valle Forcola ab, lässt sich über den Sattel der Bocchetta di Forcola bis in die unmittelbare Nähe der Schweizergrenze bei Cuolm d'Umbrail verfolgen und quert diese in der Gegend des Grenzsteines 8 als auffällige, rostrote Bewegungszone. Seine Fortsetzung dürfte er wahrscheinlich in dem bereits von SPITZ (1914, p. 179–180) beschriebenen Raiblerzug auf der W-Seite des P. da Val Gronda finden und ist vielleicht in kleinen Schürfresten auch weiter gegen E an der Grenze zwischen den rostigen Paraschiefern des Tartscher Kopfes und dem Orthokristallin des P. Costainas nachzuweisen.

Die Umbrail-Costainas-Scholle bildet die kristalline Basis der Umbraildecke und scheint im Val Muranza von dieser ± normal (?) überlagert zu werden. Sie besteht aus einer Basis von Orthokristallin, das neben den glimmerarmen Angelus-Augengneisen auch schöne, paralleltexturierte, weisse Muskowitgneise führt, und einer Paraschieferserie, die zur Hauptsache aus grünen Braulioschiefern und nur spärlich darin eingelagerten Sandsteingliedern zusammengesetzt ist. In die Paraschiefer ist ein ca. 10–20 m mächtiger Dioritlagergang, der aus einem kleinkörnigen, massigen Diorit von wahrscheinlich jungmesozoischem Alter besteht, eingeschaltet (vgl. p. 61).

Diorit: Makr. massiges, hell-dunkel gesprenkeltes Gestein. U. d. M. ist das ursprüngliche kleinkörnige, ophitische Gewebe von kurzen, gedrungenen Hornblendesäulchen und mittelbasischem Plagioklas noch gut erkennbar, obwohl eine nachträgliche Diaphthorese den Andesin meist in Serizit, Oligoklas, Calzit, Epidot umsetzte und bisweilen auch die Hornblende in Chlorit umwandelte. Ferner treten Pyrit als Nebengemengteil und seltener auch Quarz als Neubildung auf.

Am P. da Val Gronda liegt der Dioritlagergang horizontal in den Paraschiefern, folgt also nicht in der von SPITZ auf der Karte dargestellten Weise dem Raiblerzug von Fopp dellas Muntanellas (TA, Bl. 429 bis), sondern verbindet sich direkt mit dem Diorit auf der N-Seite des Berges. In dem bereits stark ausgedünnten Umbrailkristallin am SE-Grat des P. Umbrail ist der Diorit ebenfalls noch vertreten. Vom Umbrailpass an gegen W wird das Umbrailkristallin immer schmächtiger und lässt

sich schliesslich nurmehr als ausgequetschter Kristallinmylonit im Hangenden der Forcolaschuppenzone verfolgen.

S des Forcolazuges schliesst sich die grosse Kristallintafel der Braulio-Rötlspitz-Scholle an. Sie besteht aus einer mächtigen Basis von Angelusaugengneisen und der rostigen Serie, welche vor allem gegen E (Rötlspitz) grosse Mächtigkeit erlangt und weitgehend von den grünen Braulioschiefern gebildet wird. Am N-Grat des Monte Braulio ist von W her die horizontalliegende „Transgression" der dunkeln, biotit- und granatreichen Paraschiefer über dem helleren Orthokristallin deutlich zu erkennen. Die Braulio-Rötlspitz-Scholle streicht ungefähr SW–NE und wird von grösseren und kleineren Stör- und Schuppungsflächen durchsetzt.

Weiter gegen SE schliesst sich nach der HAMMER'schen Karte (Blatt Glurns-Ortler) eine im gleichen Sinne streichende Kristallinzone an, die Scorluzzoscholle, die sich nach der Karte durch ihren Reichtum an „quarzitischen Phyllitgneisen" (wahrscheinlich alte Sandsteine) auszeichnet.

Auch die Chavalatsch-Schuppe, welche – abgesehen von einigen kleinen Deckklippen – die oberen Teile des Grenzkammes von der Trias des Fallaschjoches an bis zum Pt. 2520 N des P. Chavalatsch aufbaut, setzt sich aus Angelusaugengneisen und einer mächtigen rostigen Serie zusammen, in deren obersten Teilen sich schöne quarzitische Sandsteinbänke einschalten (Furkel S P. Sielva).

DAS KRISTALLIN IN DEN DECKKLIPPEN DER MURTAROEL-UMBRAIL-GRUPPE

In den Deckklippen des P. Minschuns, des P. Chazforà, des Pastorikammes usw. (vgl. Taf. VI) sind, allerdings in geringer Verbreitung, zwei weitere kristalline Paraschieferserien vertreten: eine Serie mit echten, „kohlenstoffhaltigen" Casannaschiefern und eine hochkristalline Serie vom Typ der Laaser Glimmerschiefer oder der Tonaleserie. Zur Hauptsache jedoch bauen sich die Schuppen aus Orthokristallin, und zwar aus Angelusaugengneisen auf.

Verbreitung: In den westlichsten Schürflingen ist das Kristallin meist so arg zerdrückt dass man froh ist, wenn man überhaupt noch seine kristalline Natur, allenfalls noch seinen Ortho- oder Paracharakter feststellen kann. Die meisten dieser kleinen Lager bestehen ausschliesslich aus Augengneis. Nur die Kristallinlager auf der Bergschulter des P. Teafondada enthalten auch kleine Inseln von Paraschiefern.

Die Höhen W des Passo dei Pastori (zwischen P. Umbrail und P. Schumbraida) werden von einem Grundgebirge gekrönt, das auf der italienischen Seite rund 100–150 m mächtig ist, auf der schweizerischen N-Seite jedoch bis tief ins Val Dössradond hinabreicht. Das Kristallin scheint am überaus komplizierten Schuppenbau des Monte Forcola teilzuhaben. Nach ihrem petrographischen Inhalt lassen sich zwei, auch tektonisch getrennte Gesteinssippschaften unterscheiden: eine untere, welche aus Orthokristallin und darin eingeschlossenen, noch näher zu beschreibenden Dioritporphyriten besteht, und eine obere, welche von der bereits erwähnten hochkristallinen Glimmerschieferserie gebildet wird (vgl. Fig. 14). Letztere soll im folgenden als Pastoriserie ausführlich behandelt werden.

Die kristallinen Deckklippen der Umbrail-Lad-Gruppe, die zur altbekannten TERMIERschen Chazforàdecke gehören, erweisen sich bei genauerer Untersuchung als ein kompliziertes Schuppengebilde, als eine Schubmasse, deren einzelne Glieder gleichsam „auf der Nase stehend" über einer gemeinsamen Bewegungsfläche zusammengeschoben worden sind. Die südlichste dieser Schuppen, jene des P. Chazforà, besteht aus Orthokristallin, in welches, allerdings sehr spärlich, grüne Porphyrite eingeschaltet sind. Das Kristallin des P. da Rims und des Ladgipfels ist in sich weiter verschuppt und setzt sich aus Ortho- und Paragestein zusammen. Letzteres gehört zu der Casannaschieferserie THEOBALDS, die hier Marmore, kohlenstoffhaltige Phyllite, Pegmatite usw. führt und eigens beschrieben werden soll.

Auch die Gipfelregion des P. Minschuns und P. Chaldéras wird von solchen Casannaschiefern eingenommen. Sie bilden hier eine ebenfalls leicht verschuppte, im grossen ganzen aber ruhig und normal gelagerte höchste Deckklippe.

Die Pastoriserie

Von der grossen Kristallinmasse, die dem Kamm des Passo dei Pastori (TA Bl. 429) aufliegt und die sich bis tief ins V. Dössradond erstreckt, lässt sich eine selbständige obere Schuppe abscheiden (vgl. Taf. VI). Diese baut nur die höchsten Teile des Kammes auf und wird vom übrigen Kristallin durch einen Dolomitkeil und eine Reihe kleiner Dolomitlinsen abgetrennt. Sie besteht aus einer hochkristallinen Serie, einer Gesellschaft von Biotitglimmerschiefern, Amphiboliten und Marmoren und wird stark von Pegmatiten injiziert.

Der Chemismus der Gesteine weist auf ihre Paranatur hin und zwar auf eine ursprüngliche Sedimentfolge von Kalken (→Marmore), Mergeln, evtl. Tuffen (→Amphibolite) und Tonschiefern (→Biotitglimmerschiefer). Einzig bei den Amphiboliten könnte man im Zweifel sein, ob sie nicht im Sinne WEINSCHENKS als metamorphe intermediäre Intrusiva zu deuten seien. Doch fehlen dafür irgend welche Beweise, während die Auffassung HAMMERS, der die Amphibolite für sedimentären oder tuffogenen Ursprunges hält, im Rahmen der ganzen Paraschieferserie als die weitaus natürlichere Deutung erscheint. Den einzigen sicheren Orthoanteil der Serie bilden die Pegmatite.

Die kristalline Fazies der Serie wird durch die vollständige Umschmelzung der Sedimente unter Kataverhältnissen (Sillimanit) charakterisiert. Die oft sehr strenge Kristallisationsschieferung deutet auf Bewegungen innerhalb der Gesteinsmasse, auf eine Art Gesteinsströmung hin, wie sie in ähnlicher Weise auch für die Schlingen- und Wirbeltektonik des Ötz- und Silvrettakristallins angenommen werden muss und wie sie von WEGMANN 1935 als typisch für tiefentektonische Bildungen betrachtet werden. Marmor und Amphibolit sind häufig verformt und miteinander verfaltet und verknetet worden. Die Glimmer sind relativ großschuppig und verleihen den Gesteinen einen starken Glanz.

Gesteinstypen:

Biotitglimmerschiefer: Makr. klassischer Glimmerschiefer mit ziemlich großschuppigem Biotit als Hauptglimmer und häufigen Quarzlagen im Querbruch. U. d. M. sind in dem schiefrigen Mineralgewebe helle und dunkle Gemengteile etwa in gleicher Menge vertreten. Von den hellen Gemengteilen wiegt der glattrandige, allotriomorphe Quarz über den klaren, unzersetzten Plagioklas (Albit-Oligoklas) vor. Von den Glimmern ist der rotbraune, häufig zu Bauerit ausgebleichte Biotit der vorherrschende. Er ist oft mit Muskowit verknüpft oder auch mit Sillimanit in wirren, filzigen Knäueln aufs innigste verwoben. Letzterer lagert sich häufig als seidenglänzende, feinfaserige Knäuel ins übrige Mineralgewebe ein. Vereinzelt treten kleine Granatkörner, Turmalin und Zirkon auf; Apatit ist etwas häufiger. Rutil ist in Form des Sagenites häufig im Biotit enthalten.

Das Gestein entspricht in jeder Beziehung den „plagioklashaltigen Biotitglimmerschiefern" mit Sillimanit, welche HAMMER (1912, p. 12) aus der Zone Schluderns–Kortscherjöchl (Vintschgauer Sonnenberge) beschreibt.

Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer: Makr. Glimmerschiefer, auf dessen Schichtflächen grosse, bläulich-weisse Knoten herauswittern. U. d. M. erscheint ein granoblastisches Glimmerschiefer-Grundgewebe. In dasselbe sind lagenweise bis 7 mm dicke, rundliche Sillimanitknoten eingeschaltet, deren Kern fast stets aus einem von Quarz völlig durchsiebten Granat besteht.

Feinschichtiger Lagenamphibolit: Makr. feingestreifter lagiger Amphibolit, in welchem die Hornblende dominiert und der Plagioklas sich in feinen weissen Lagen einschaltet. U. d. M. wird die streng geregelte, stromatitische Anordnung der Mineralkörner, vor allem der stengligen Horn-

blende sichtbar. Hornblendelagen mit reichlich Titanit und wenig Plagioklas wechseln mit Plagioklaslagen (Andesin, z.T. stark zersetzt, 40–60% An). Auch Epidot und Apatit sind vertreten.

Grobkörniger Amphibolit: Makr.: Grosse Hornblendeaggregate mit kleinen weissen Plagioklaszwickeln dazwischen und vereinzelten Biotitnestern verleihen dem zwar immer noch leicht linear texturierten Gestein ein fast massiges Aussehen. U. d. M.: Zu dem eigentlichen Amphibolitmineralbestand Hornblende–Andesin–Titanit–Apatit treten noch Biotit, der oft mit der Hornblende verwachsen ist, und Titaneisen. Die leicht linear gerichtete Textur wird durch die ± geregelte Anordnung der Hornblenden bedingt.

Biotitamphibolit: Durch Anreicherung von Biotit auf Kosten der Hornblende gehen die Amphibolite in Biotitamphibolite und schliesslich in Biotitglimmerschiefer über. Es treten dabei alle Zwischenglieder auf.

Marmore: Makr. meist sehr reine, weisse Marmore. U. d. M. zeigt sich ein makrokristallines, häufig auch meso- bis kryptokristallines Körneraggregat von Calzit, in welches sich nur in spärlichen, kleinsten Fetzchen Serizit oder Quarz einfügen.

Silikat-Marmor: Makr.: Das Gestein gleicht einem Lagenamphibolit, doch treten an die Stelle der hellen Plagioklasstreifchen gelblich anwitternde Marmorlagen. So entsteht ein inniges Gemenge von Amphibol- und Marmorlagen. U. d. M.: In dem ausgeprägt lagigen Mineralgewebe erscheint als weitaus dominierender dunkler Gemengteil Hornblende und als ebenso dominierender „heller" Gemengteil Calzit. Calzitlagen von ca. 2–3 mm Dicke wechseln mit ca. 3–5 mm dicken Hornblendelagen ab, doch sind die einzelnen Zonen nicht scharf gegeneinander abgegrenzt, sondern der Marmor greift in feinsten Aufsplitterungen bis in die innersten Teile der Hornblendelagen hinein, während umgekehrt Hornblendekristalle sich in die sonst fast reinen Marmorlagen einschalten. Die Hornblende ist bisweilen epidotisiert. Mit ihr sind kleine Biotitblättchen und Titanit verknüpft. In vereinzelten Körnern treten Plagioklas (Andesin) und Apatit auf.

Eigentliche Kontakterscheinungen an den Grenzen zwischen den Marmoren, den Glimmerschiefern und den Amphiboliten fehlen. Gelegentlich jedoch weist der Marmor an der Grenze gegen die Silikatgesteine eine zoisitgraue Rinde auf, die sich durch Anreicherung von Zoisit, Epidot, Albit und Quarz gebildet hat und öfters ganze Warzen aus solchen Mineralien enthält. Da der Zoisit keine Katabildung sein kann, scheint dieser graue Kontaktsaum nicht während der katazonalen Hauptumwandlung der Pastoriserie, sondern erst später, unter meso- oder epizonalen Verhältnissen entstanden zu sein, als Folge nachträglicher, niedrigthermaler Diffusionsvorgänge, durch welche, vielleicht dank der Vermittlung durch wässrige Lösungen, silikatisches Material aus den Glimmerschiefern in den Marmor verlagert wurde.

Auf der Südseite des Pastorikammes ist die stratigraphische Wechselfolge der Marmore, Glimmerschiefer und Amphibolite gut aufgeschlossen. Mächtige Pegmatitlager fügen sich meist mehr oder weniger konkordant in den Schichtverband ein. Von den Hauptmassen der Pegmatite zweigen schmächtigere Gänge ab, welche die Paraschiefer oft diskordant durchdringen und sich bis in feinste, quarzreiche Apophysen aufsplittern. Durch diese Apophysen werden die Glimmerschiefer aufgeblättert und in feinsten Lagen injiziert, wobei sie gleichzeitig als Nebengestein kontaktmetamorph umgewandelt, das heisst weitgehend turmalinisiert werden.

Gneisartiger Plagioklaspegmatit: Makr. weisslicher Gneis, mit gelblichem Muskowit und spärlichen dunklen Apatitkörnchen. Durchdringt das Nebengestein, einen Biotitglimmerschiefer, völlig diskordant, blättert ihn auf und injiziert ihn mit feinen Apophysen, die zwischen die einzelnen „Blätter" eindringen und die dunkeln Gemengteile (Glimmer usw.) vollständig turmalinisieren. U. d. M. schiefriges Körnergefüge von Quarz, Oligoklas, Muskowit und Apatit.

Grau gefleckter, aplitischer Plagioklaspegmatit: Makr. weisses, dichtes Gestein mit grauen, eckigen Flecken und Sprenkeln von Quarz. U. d. M. grobkörniges Gefüge von Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas), in welches sich inselartig grössere Quarznester einschalten. Sehr spärlich sind auch Serizit in kleinen Schüppchen und Turmalin vertreten.

Die Pegmatite mögen wohl mit jenen Ereignissen, welche die Tiefenmetamorphose der Pastoriserie bewirkten, in Zusammenhang stehen, doch sind sie zweifellos nicht als deren eigentliche Urheber zu betrachten, wie dies CORNELIUS

(1915, p. 295) für die Tonaleschiefer, welche nach ihm „ganz einfach als durch die Pegmatite kontaktmetamorphosierte Aequivalente des Quarzphyllits" zu deuten sind, und WEINSCHENK für den Laaser Marmor annehmen. HAMMER (1906, p. 508) wies bereits nach, dass die Laaser Marmore und Glimmerschiefer auch da, wo in weitem Umkreis jegliche Pegmatite fehlen, genau gleich stark regionalmetamorph sind, während die sog. „typischen Kontaktmineralien" nur auf die engste Nachbarschaft der Pegmatite beschränkt bleiben. Die Pegmatite verursachten somit eine eigene Metamorphose (Turmalinisierung des Nebengesteines, vergl. p. 57) und haben denn auch da, wo sie wirklich in die Quarzphyllite eingedrungen sind, wie beispielsweise am P. Minschuns (vergl. p. 60), eine ganz andere Einwirkung auf das Nebengestein genommen, indem sie die Quarzphyllite in Äugleinschiefer, Feldspatphyllite usw. umwandelten, niemals aber irgendwo zur Bildung von Biotitglimmerschiefern, Amphiboliten und dergleichen führten. Die Tiefenmetamorphose der Pastoriserie ist ein besonderer Vorgang und als solcher von der nachträglichen Beeinflussung der Serie durch die Pegmatite zu trennen. Die hochkristalline Serie kann nicht einfach mit den halbkristallinen Casanna- und Braulioschiefern gleichgesetzt werden. Vgl. auch R. STAUB, 1948.

Die Pastoriserie ist weitgehend identisch mit den von HAMMER (1912, p. 12) beschriebenen „plagioklashaltigen Biotitglimmerschiefern", welche in gleicher Weise Sillimanit führen und in ihrem Verbande auch Marmore und Amphibolite einschliessen. Nach der Karte (Blatt Glurns-Ortler) beginnt diese Serie zwischen Tartsch und Schluderns im ob. Vintschgau und streicht von hier gegen E allmählich am Gehänge der Vintschgauer Sonnenberge empor, um schliesslich E des Matschertales die höchsten Erhebungen: die Litzner Spitze, den Hochalt, die Zerminiger Spitze usw. aufzubauen. Noch vor dem Schnalsertal endet die Serie, die wir kurz als *Hochaltserie* bezeichnen wollen, und wird nur durch den Einschnitt des Schnalsertales von dem bereits in der gegenüberliegenden Texelgruppe beginnenden Schneebergerzug getrennt.

Wie HAMMER a. a. O. ausführt, könnte die Gesteinsfolge der Hochaltserie wohl Anlass zu einer Gleichstellung mit den Laaser Glimmerschiefern geben, doch würde an die Stelle des Kataminerales Sillimanit dessen mesozonales Aequivalent Staurolith treten. Die Laaser Glimmerschiefer sind somit um eine Stufe weniger tiefenmetamorph als die Hochalt- und die Pastoriserie. Noch weniger tiefenmetamorph ist der in seiner Zusammensetzung (Hornblendegesteine, Glimmerschiefer, Marmore) sonst nicht unähnliche Schneebergerzug, der aber weder Sillimanit noch Staurolith, sondern typische Epimineralien wie Chlorit usw. führt. Alle diese marmorhaltigen Glimmerschieferserien stimmen somit wohl hinsichtlich ihrer ursprünglichen Fazies, nicht aber hinsichtlich ihrer kristallinen Fazies miteinander überein.

Das Pastorikristallin kann somit nur mit der Hochaltserie direkt verglichen werden, nicht aber mit den Laaser Glimmerschiefern oder dem Schneebergerzug. Im Süden weist die Tonaleserie trotz ihrer Schlingentektonik wieder deutliche Affinitäten zur Pastoriserie auf (vgl. CORNELIUS 1915, p. 293 ff).

Die Casannaschiefer (Quarzphyllite)

Die Casannaschiefer der Minschuns- und Lad-Deckklippen bilden ziemlich kleine, in sich erst noch verschuppte Vorkommen, so dass das Bild, welches sich nach ihrer Untersuchung von der Casannaschieferserie zeichnen lässt, notwendigerweise ein fragmentarisches und lokal begrenztes bleiben muss.

Das Leitgestein der Casannaschiefer sind die schwarzen, kohlenstoffhaltigen Quarzphyllite, die sehr verbreitet sind und im Dünnschliff dank ihres schwarzen, feinverteilten graphitischen Pigmentes leicht eindeutig zu diagnostizieren sind. Sie führen bisweilen reichlich Granaten und werden von einer bunten Gesellschaft von anderen Phylliten begleitet, die wenigstens äusserlich ein mannigfaltiges Aussehen besitzen. Das Verhältnis von Quarz zu Plagioklas ist in den Phylliten ein stark wechselndes, meist aber sehr einseitiges, und zwar bei den Quarzphylliten zugunsten des Quarzes, bei den Feldspatphylliten (HAMMER 1902) zugunsten des Plagioklases. Die schwächere Komponente kann häufig nahezu oder ganz fehlen. Bisweilen schalten sich auch weithinstreichende, meist aber nur 1–2 cm dicke Marmorzwischenlagen ein, welche lokal allerdings mächtig anschwellen können, wie am P. da Rims. Auch zahlreiche Pegmatite und spärliche Reste von Grünschiefern begleiten die Serie.

In ihrer ursprünglichen Fazies bildeten die Casannaschiefer eine mächtige Abfolge von Tonschiefern mit gelegentlichen, meist sehr schmächtigen Kalkzwischenlagen.

Die Metamorphose wirkte in mehrfacher Weise auf diesen Tonschieferkomplex ein: 1. durch die Verglimmerung der Tonmineralien, 2. durch die Bildung von sehr beträchtlichen Quarzzwischenlagen und -flasern, 3. durch die Bildung von Plagioklasaugen und allgemeine Feldspatisierung mit einem sauren Oligoklas von ca. 15–20% An. und 4. durch die Neubildung von Granat und seltener von Turmalin.

Die oft sehr grosse Anreicherung von Quarz oder Plagioklas in einzelnen Phylliten ist wahrscheinlich auf eine entsprechende Stoffzufuhr zurückzuführen. Diese wäre von zweifacher Natur: 1. Zufuhr von Plagioklas durch stark verwässerte pneumatolytische Lösungen und 2. Zufuhr von Quarz durch kieselsäurereiche hydrothermale Lösungen, welche wohl grosse Teile des Tonschieferkomplexes vollständig durchtränkt haben und auf ihren Zirkulationswegen den Quarz abschieden. Die Feldspatphyllite scheinen in einer gewissen Abhängigkeit von den Pegmatiten zu stehen, die als Quellen für die pneumatolytische Zufuhr zu betrachten sind und auch den entsprechenden Oligoklas als Hauptmineral führen. In der Nähe der Pegmatite und parallel ihren Schichtinjektionen findet sich häufig ausgesprochene Augenbildung (Nordseite des P. Minschuns-Chaldéras-Rückens). Leider lässt sich in den kleinen Deckklippen nicht mit Sicherheit feststellen, ob die Feldspatphyllite ein eigenes stratigraphisches Niveau einnehmen, oder ob sie, wie es scheint, nur eine pneumatolytisch injizierte Varietät der Quarzphyllite sind.

Die Metamorphose scheint auf alle Fälle unter Epiverhältnissen und unter Einfluss von mineralisierenden und evtl. stoffzuführenden wässrigen Lösungen stattgefunden zu haben. Die unterschiedliche Einwirkung der einzelnen Faktoren während der Metamorphose ist die Ursache für die bunte Vielfalt an Phyllittypen.

Gesteinstypen:

Quarzphyllite

„*Kohlenstoffphyllit*" (*schwarzer Casannaschiefer*): Makr. violett-schwärzlicher, glänzender Phyllit aus feinblättrigen Phyllitlagen bestehend, zwischen welche sich im Querbruch häufig dicke, klare, grauviolettliche Quarzlagen und -flasern einschalten. Anderen, meist etwas stumpfer gefärbten Varietäten fehlen derartige ausgeprägte Quarzzwischenlagen, so dass das Gestein eine tonschieferähnliche, dichtere Beschaffenheit besitzt. U. d. M. erscheint ein stark schiefriges Phyllitgrundgewebe, welches aus Chlorit- und Muskowitschüppchen besteht; Quarz und Plagioklas

(Oligoklas) lagern sich in stark variierendem Mengenverhältnis in Flasern und Zwischenlagen ein. Das Mineralgewebe, vor allem aber die Glimmerschnüre sind von wolkig verteiltem Kohlenstoffpigment bestäubt. Ferner treten kleine Granätchen und Turmalinsäulchen, offenbar als Neubildungen, auf, bisweilen auch Erz in leistenförmigen Gebilden.

Granatphyllit: Makr. ähnlich den schwarzen Casannaschiefern, vielleicht etwas stärker metamorph, stark glänzend und bereits an Glimmerschiefer erinnernd. Die Schichtflächen sind von zahlreichen braunen Granaten von 3–5 mm Grösse bedeckt. U. d. M.: An dem stark dominierenden phyllitischen Grundgewebe sind Muskowit und zurücktretend Chlorit beteiligt. Oligoklas und Quarz treten eher untergeordnet in Flasern und Augen auf. Der blassrötliche Granat bildet grosse, rundliche Inseln, die von stromlinienförmigen Chlorithöfen umschlossen sind. Kleine idiomorphe Säulchen von Turmalin und die normale Kohlenstoffbestäubung ergänzen das Bild.

Feldspatphyllite

Äugleinphyllit: Makr. grünlichgraues Gestein, auf den Schichtflächen von kleinen weissen Knötchen bedeckt, die im Querbruch als kleine, glänzende Feldspatäuglein hervorschauen. U. d. M. flaseriges, augengneisartiges Mineralgewebe von viel Oligoklas (ca. 17% An), der bisweilen zu grösseren Augen anschwillt, und von Muskowit-Serizit in Glimmerschnüren. Dazu gesellen sich Biotit in kleinen Blättchen, Apatit, Epidot und Chlorit. Schon HAMMER beschreibt das Gestein von der mittleren Pederspitze (1906, p. 514).

Feldspatphyllit (hellgrauer Casannaschiefer): Makr. heller, bräunlichgrauer, phyllitischer Schiefer, dessen Schichtflächen von feinen Glimmerschüppchen belegt oder von zusammenhängenden Serizitkrusten überzogen sind. U. d. M. erscheint der Schiefer als gleichkörniges, sehr plagioklasreiches (Oligoklas) Gestein, in welches sich der Muskowit in Glimmerschnüren und vereinzelten Blättchen einordnet. Sehr untergeordnet treten Quarz, Apatit, Epidot und Erz auf.

Je nach Gehalt und Feinkörnigkeit des Plagioklases erscheint der Phyllit mehr oder weniger aufgehellt, so dass zahlreiche Varietäten des Feldspatphyllites möglich sind. In der Nähe der Pegmatite finden sich häufig auch lagig struierte Mischgesteine, die ebenfalls zu der Gruppe der Feldspatphyllite zu zählen sind.

Grüne Casannaschiefer: Am P. Lad treten auch grüne, chloritreiche Varietäten der Casannaschiefer auf, welche stark an die grünen Braulioschiefer erinnern.

Marmore: Makr. feine, dichte, weisse Marmore, in welche sich häufig Serizithäute und -krusten und Glimmerschüppchen einschalten. Die Marmore sind häufig durch ein fein verteiltes, schwarzes Pigment verunreinigt und sind dann grau oder grauweiss meliert.

Ganggesteine

Die Pegmatite besitzen nicht den gewohnten grobkristallinen Habitus mit den grossen Glimmerblättern, denn sie scheinen so aussergewöhnlich kaliarm zu sein, dass ihnen Kalifeldspäte vollkommen und Kaliglimmer meistens fehlen.

Turmalin-Plagioklas-Pegmatit: Makr. weisses, dichtes Plagioklasgestein, das von blauschwarzen, hieroglyphenartigen Turmalinzeichen und von hellgrauen Quarzsprenkeln bedeckt ist. U. d. M. erscheint ein sehr grosskörniges Mineralgefüge, das zur Hauptsache aus Plagioklas (Oligoklas) und ziemlich zurücktretendem Quarz besteht. Das Gestein ist stark klastisch, so dass die Plagioklase vielfach zerbrochen sind und häufig die prachtvolle feine Streifung von Translationszwillingen zeigen. Blauer Turmalin, spärliche kleine Blättchen von Muskowit und Apatit ergänzen den Mineralbestand.

Ich vermute, dass diese Pegmatite zu der Ganggefolgschaft der Marteller Pegmatite gehören, von welchen HAMMER 1903 ähnliche glimmer- und kalifeldspatarme Typen beschrieben hat. Diese durchschwärmen dort in gleicher Weise die Phyllitgneise und die Quarzphyllite und geben auch dort Anlass zu Bildungen ähnlich den beschriebenen Feldspatphylliten.

Am P. Minschuns finden sich ausser den Pegmatiten noch fast glasartige, holokristalline Porphyritgänge:

Mikrokristalliner Porphyrit: Makr. durchschimmerndes, helles, grünlichgraues Gestein, von dichter Beschaffenheit und mit scharfkantigem, glattem Bruch. Es bildet etwa meterdicke Gänge in den Phylliten und gleicht einem gewöhnlichen Quarzgang. Erst bei näherem Zusehen erkennt man kleine weisse und eckige Porphyroblasten und kleinste grüne Chloritflecklein sowie eine strenge Lineartextur. U. d. M. tritt ein äusserst feinkörniges, streng geschiefertes und geregeltes Grundgewebe hervor, dessen sehr kleine Mineralkörner schwierig zu bestimmen sind. Es konnten Plagioklas, Serizit und Quarz sicher bestimmt werden. Die grossen idiomorphen Einsprenglinge bestehen aus Andesin. In Lagen und Schmitzchen ist Chlorit im Grundgewebe eingeschaltet.

Das Grundgewebe, vor allem die Plagioklase, sind streng geregelt, und auch die Porphyroblasten machen hievon keine Ausnahme.

Der basische Andesin und der reichliche Chlorit beweisen, dass diese graugrünen Gänge, die man auf den ersten Blick fast eher für Kluftquarzlagen oder rasch erstarrte, glasartige Pegmatitapophysen halten könnte, eine eigene selbständige Porphyritformation vertreten.

Über das Alter dieser Porphyritgänge lässt sich weiter nichts sagen, als dass sie jünger als die Quarzphyllitformation sein müssen, also wahrscheinlich herzynisch oder sogar alpin.

Dioritporphyrite

Das Kristallin der Fuorcla Schumbraida (LK. BL. 259) ist von einer Reihe dioritischer Ergussgesteine durchsetzt, die offenbar als jüngere Gänge in das Orthokristallin eingedrungen sind. Man kann nach der Farbe zwei Gesteinstypen auseinanderhalten: eine dunkelgrüne, serpentinartige, stark diaphthoritische und eine hellgraue, feingefleckte, vielleicht etwas saurere Varietät.

Dunkelgrüner, diaphthorisierter Dioritporphyrit: Makr. schwarzgrünes, serpentinartiges Gestein, mit einzelnen weisslichen bis blassgrünen, unscharf umgrenzten Flecken. Im Anschliff erscheint die schwarzgrüne Grundmasse gesprenkelt, da sie von zahlreichen kleinen, hellgrünen Flecklein übersät ist. U. d. M. wird ein feines, verfilztes Gewebe von Serizit und Chlorit sichtbar, in welches einzelne Körnchen von Quarz und saurem Plagioklas eingewoben sind. Der Chlorit ist vielfach pseudomorph nach Hornblende und bildet dann dünne Stengel mit ausgefransten Enden oder grössere, von Erzhäufchen erfüllte, gedrungenere Pseudomorphosen.

Das Gestein ist vollständig diaphthorisiert und besitzt den einem Dioritporphyrit entsprechenden Epimineralbestand. Die dunkle Farbe ist nur auf den hohen Chlorit- und den feinverteilten Erzgehalt zurückzuführen.

Helle Dioritporphyrite: Makr. massiges, dichtes und zähes Gestein, das von hellgrauer bis leicht grünlicher Farbe und von unscharfen, dunkelgrünen Sprenkeln bedeckt ist. Auf der verwitterten Gesteinsoberfläche lässt sich oft ein filziges Gewebe feiner, heller Mineralleistchen erkennen. U. d. M. erscheint ein sehr feines, verfilztes bis ophitisches Grundgewebe von Plagioklas, das eine deutliche Regelung zeigt. In grossen Porphyroblasten schaltet sich die Hornblende ein, entweder in kurzen gedrungenen Säulchen oder als lange, schlanke Stäbchen mit wirr ausfasernden Enden. Auch die langen Hornblendenadeln unterwerfen sich der Regelung des Grundgewebes, indem sie sich mit ihrer c-Achse $\pm$ parallel zu $n\alpha'$ des Plagioklases einstellen. Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch mit leichter Fluidaltextur (Regelung).

In den hellen Dioritporphyriten schwimmen nicht selten grössere, eckige Brocken eines fremden, dunklen Schiefers, offenbar Bruchstücke des durchschlagenen Nebengesteins, welche vom Dioritfluss umschlossen und seiner Masse einverleibt wurden (= agmatitische Breccien).

Die Dioritporphyrite und ihre agmatitischen Varietäten scheinen mit der von STACHE (1879) beschriebenen Familie der „Nadelporphyrite, Ortlerite und Suldenite" im hinteren Suldental und in der Region des M. Cevedale eng verwandt zu sein. Auch die auf Seite 54 erwähnten Diorite gehören vermutlich zur gleichen Familie. An der Königsspitze (Ortlergruppe) durchsetzen dioritische und porphy-

ritische Gänge die bereits verfaltete Obertrias, so dass der ganzen Ganggefolgschaft ein sicher posttriadisches Alter zugesprochen werden muss. Da die Gänge in den kristallinen Deckschollen der Umbrail-Chavalatschgruppe ohne Wurzeln sind, muss die Intrusion vor der Verfrachtung des Kristallins an seine heutige Stelle erfolgt sein.

Der eigentliche Eruptivbereich der Diorite und Porphyrite liegt nach STACHE im Umkreis des M. Cevedale und des hinteren Suldentales. Es liesse sich nach den tektonischen Verhältnissen auch denken, dass die kristallinen Deckschollen zur Zeit der Intrusion noch in dieser Region gelegen haben und somit aus einer südöstlichen Heimat herzuleiten sind.

In geringer Verbreitung treten Porphyrite auch im Kristallin des Passo dei Pastori und des P. Chazforà auf.

ZUSAMMENFASSUNG ÜBER DAS KRISTALLINE GRUNDGEBIRGE

I. Im kristallinen Grundgebirge des untersuchten Gebietes lassen sich mit Hilfe makroskopischer und mikroskopischer Kriterien vier ihrem Wesen nach verschiedene Paraschieferserien einwandfrei unterscheiden (vgl. Tab. 1):

1. die Paraschieferserie der Scarldecke
2. die „rostige Serie" (Phyllitgneise) des Brauliokristallins
3. die Pastoriserie
4. die Casannaschieferserie.

Das Grundgebirge der Ötz-Silvretta-Masse steht diesen vier Serien als eigener, charakteristischer Typ gegenüber.

II. Von diesen verschiedenen Serien stehen höchstens die Braulioschiefer und die Casannaschiefer unter sich in Zusammenhang. Nach HAMMER 1908 überlagern die Quarzphyllite, „welche durch Übergänge mit dem Liegenden verbunden sind", die obersten Quarzite der Phyllitgneisserie, welche nach der Beschreibung durchaus der „rostigen Serie" entspricht. Auch in ihrer Metamorphose und Mineralisierung (Granat, Turmalin) stimmen die beiden Serien überein. Unter der Voraussetzung, dass die erwähnte Überlagerung in den S Ortleralpen (V. del Monte, Gleck usw.) wirklich stratigraphischer Natur ist, und unter der Annahme eines präkambrischen Alters der beiden Serien (vgl. R. STAUB 1948) gelangt man zu der Folgerung, dass die Braulioserie und die Casannaschiefer zwei möglicherweise jotnische Altersstufen vertreten, und man ist versucht, in Analogie mit dem nordischen Grundgebirge die Casannaschieferserie mit den blauen Tonen von Petersburg und die Braulioschiefer mit der jotnischen Sparagmitformation zu vergleichen. Die Tonschiefer der Casannaschiefer wären dann die alpinen Äquivalente der blauen Tone, die alten Sandsteine der Braulioserie die alpinen Vertreter der jotnischen Sandsteine und Sparagmite.

III. Schliesslich ergeben sich noch eine Reihe tektonischer Resultate und Folgerungen:

1. Das Brauliokristallin ist seinem ganzen Wesen gemäss durchaus verschieden von der Münstertaler Basis und kann somit weder am Chavalatschkamm noch im Val Muranza mit der Münstertaler Basis direkt verbunden werden.

Tabelle 1

Die kristallinen Serien der S-Engadiner Dolomiten im Vergleich zur Silvretta und zur Tonalezone

	Scarldecke	Brauliokristallin	Casannaschiefer	Pastoriserie	Silvretta (nach WENK)	Tonale (CORNELIUS)
Paraschiefer	stahlgraue Schiefer grüngraue Schiefer *speckige Schiefer*	grüne Brauliokristallin-Schiefer *alte Sandsteine*	*Quarzphyllite* *Feldspatphyllite* Äugleinphyllite Marmore	*Biotitglimmerschiefer mit Sillimanit* Marmore *Amphibolit* Biotitamphibolit	Biotitschiefergneis Granat-Staurolith-Gneis Para- und Mischgneise Amphibolit	*Biotitgneise mit Sillimanit* Marmore Amphibolit
Orthokristallin-Gänge	Zweiglimmergneis Grünschiefer *Granodiorit*	Angelus-Augengneis *Diorit*	Angelus-Augengneis Pegmatit Grünschiefer Porphyritgänge	Pegmatite	Flüelagranitgneis Diabase Quarzporphyre selten Pegmatit	Pegmatite
Fehlende Gesteine	Marmore Pegmatit Quarzporphyr Diorit und Dioritporphyrit	Marmore (Pegmatit) Quarzporphyr Granodiorit	Quarzporphyr Granodiorit	Diorit und Dioritporphyrit Quarzporphyr Granodiorit	Granit Granodiorit	
Typische Mineralien	Oligoklas, Muskowit, Chlorit, Karbonat *kein Granat oder Turmalin*	*Granat, Turmalin* Chlorit, Muskowit, Oligoklas	*Granat, Turmalin* Oligoklas, Chlorit, Muskowit	*Sillimanit*, Granat, Biotit, Muskowit, Hornblende Albit-Oligoklas	Granat, Staurolith, Biotit	*Sillimanit*, Granat, Biotit, Muskowit, Albit-Oligoklas
Metamorphose	„trockene" Epiklastese	„feuchte" Epimetamorphose	„feuchte" Epimetamorphose mit pegmatitischer Stoffzufuhr	Katametamorphose	Tiefenmetamorphose mit Schlingenbildung	Katametamorphose z. T. mit Schlingenbildung (Tremenesca)

2. Die Heimat des Brauliokristallines scheint im SE zu liegen. Seine Paraschiefer und seine Ganggesteine entsprechen dem Kristallin der Campodecke N der Linie von Peio.

3. Das Kristallin der Deckklippen in der Umbrailgruppe enthält nirgends irgendwelche Gesteine der Scarler Serie. Ihre Paraschiefer sind den Casannaschiefern des P. Minschuns gleichzustellen. Die von SPITZ postulierte „fast vollkommene petrographische Identität zwischen den Münstertaler Deckschollen und der Münstertaler Basis" (1914, p. 200) ist nicht vorhanden. Somit können diese Deckklippen, insbesondere jene des P. da Rims, nicht mit der Münstertaler Basis in direktem Zusammenhang stehen, wie dies von R. STAUB 1937 vermutet wird.

4. Die Pastoriserie bildet eine etwas rätselhafte, exotische Klippe, die nach ihrem Gesteinsinhalt nur mit der Hochaltserie in den Vintschgauer Sonnenbergen oder mit der Tonaleserie verglichen werden kann.

5. Die von zahlreichen Pegmatitgängen durchsetzten Casannaschiefer des P. Minschuns müssen eine eigene Deckklippe bilden, denn den darunterliegenden Braulioschiefern fehlen derartige Pegmatite vollständig, so dass die Gänge in der Deckklippe ohne Wurzeln sind und nur durch Überschiebung in die heutige Position gebracht worden sein können. Unmittelbar unter dem Gipfel des P. Chaldéras ist die Schubfläche auch als Bewegungshorizont mit tektonischen Breccien und Harnischen aufgeschlossen.

6. Das Scarler Kristallin ist mit dem Silvrettakristallin in keiner Weise zu vergleichen, wie dies schon R. STAUB (1937, p. 25) ausgeführt hat, denn es fehlen ihm die Amphibolite, die Quarzporphyre, der Mesomineralbestand und die ausgesprochene Tiefentektonik (Schlingentektonik) des oberostalpinen Kristallins. Somit ist auch eine Einordnung der Scarldecke zwischen die Schlingengebiete der Silvretta und der Ötzmasse ausgeschlossen.

IV. Mit den vorliegenden Untersuchungen ist das gesteckte Ziel nur in einem eng begrenzten Rahmen erreicht worden, denn noch wissen wir über das umliegende Grundgebirge zu wenig, um die kristallinen Serien ihrer Bedeutung gemäss mit Sicherheit einordnen und gliedern zu können. So ist diese Darstellung noch irgendwie in den leeren Raum hineingestellt und muss in ihren weitergehenden Folgerungen noch vage und unbestimmt bleiben.

Mit vereintem petrographischem, stratigraphischem und tektonischem Scharfsinn ist dem Doppelwesen der kristallinen Schiefer zu Leibe zu rücken, denn erst auf diese Weise wird es möglich sein, ihre vielfach noch dunkle geologische Geschichte zu entziffern und schliesslich auch den tektonischen Bau rein kristalliner Gebiete zu erfassen. Lokale Detailuntersuchungen führen hier zu nichts, denn es ist unmöglich, die Bedeutung solcher Detail-Ergebnisse abzuwägen und sie in den richtigen Rahmen zu stellen. Erst vor einem weiten, unbefangenen Blick verbinden sich die einzelnen Teile zu einem natürlichen Ganzen und ordnen sich die kleinen und grossen, sich oft widersprechenden Teilergebnisse in ihrem richtigen Zusammenhang ein.