

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	40 (1947)
<b>Heft:</b>	1
<b>Artikel:</b>	Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe : mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt
<b>Autor:</b>	Güller, Alfred
<b>Kapitel:</b>	I: Stratigraphie der Mischabel-Decke und der Combinzone
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-160900">https://doi.org/10.5169/seals-160900</a>

### 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:** 27.01.2026

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

## I. Stratigraphie der Mischabel-Decke und der Combinzone.

Obwohl die stratigraphische Gliederung der penninischen Sedimentserien in grossen Zügen schon lange durchgeführt ist, so sollen der Vollständigkeit halber die diesbezüglichen Beobachtungen auch in der vorliegenden Arbeit festgehalten und so weit als möglich erweitert und ausgewertet werden. Die zu besprechenden Serien stammen zwar aus verschiedenen tektonischen Einheiten (mittelpenninisch und oberpenninisch). Sie können aber trotzdem gemeinsam besprochen werden, da ihre faziellen Hauptmerkmale gemäss ihrer Zugehörigkeit zum gesamtpenninischen Faziesraum meist dieselben sind und auf besondere Merkmale der einzelnen Serien jeweils speziell hingewiesen werden kann.

Bei einem Versuch, die Sedimentserien meines Untersuchungsgebietes stratigraphisch feiner zu unterteilen, stösst man im wesentlichen auf zwei Faktoren, die diesem Versuch gewisse Schwierigkeiten entgegenstellen. Der erste ist die kräftige Metamorphose sämtlicher Gesteine, von den ältesten bis zu den jüngsten, und das damit verbundene Fehlen jeglicher bestimmbarer Fossilien. Dies ist der Hauptgrund, weshalb bis heute eine Detailstratigraphie der penninischen Zonen des Wallis entweder unmöglich war oder nur auf lithologischen Vergleichen mit anderen Gebieten beruhen konnte. Die zweite Schwierigkeit liegt in der tektonischen Verschuppung und Auswalzung besonders der triadischen und jurassischen Gesteinsserien. Die gewaltige tektonische Durchbewegung der penninischen Decken, bei der die mächtigen alten Kristallinsen weithin über die jüngern Sedimente hinweggestossen worden sind, brachte es mit sich, dass es heute meist sehr schwer fällt, ein einigermassen zusammenhängendes und durchgehend ungestörtes Profil zu finden. Entweder sind die Serien ausgewalzt, ausgequetscht, zerriissen oder gar in einzelne isolierte Linsen aufgelöst, oder sie sind in Stauungsräumen oder im Druckschatten älterer Gesteine in stratigraphisch wirrem Durcheinander so ineinander verschoben und tektonisch gehäuft, dass in vielen Fällen weder die wahre Mächtigkeit noch die ursprüngliche Reihenfolge der einzelnen Glieder klar erkannt werden kann. Eine weitere Schwierigkeit für die stratigraphische Einordnung liegt darin, dass Gesteine von ursprünglich gleicher lithologischer Beschaffenheit und Zusammensetzung durch ungleiche mechanische Beanspruchung ein wesentlich verschiedenes Aussehen bekommen können. Trotzdem gibt es aber Stellen, wo deutlich differenzierte Gesteine in anscheinend primärem Verband übereinanderliegen. Diese Profile, miteinander verglichen, ergeben allerdings keine genaue Übereinstimmung, doch lassen sich bestimmte charakteristische Gesteinstypen immer wieder in ähnlichem Verband erkennen. Das ist in andern Gebieten vielfach sehr ähnlich, und trotzdem gelingt dort eine verfeinerte stratigraphische Auflösung. Durch Vergleich und Ergänzung dieser an sich unvollständigen Profilserien wird es schliesslich aber auch hier möglich, die Haupttypen der im Gebiet auftretenden Gesteine chronologisch richtig einzuordnen und wenigstens in grossen Zügen ein durchgehendes, zusammenhängendes stratigraphisches Profil zu konstruieren.

### A. GRUNDGEBIRGE UND PALÄOZOIKUM.

Es kann sich in dieser Arbeit nicht darum handeln, auf die mannigfaltigen Probleme einer Stratigraphie und näheren Altersbestimmung der mächtigen kristallinen Grundgebirgsmassen der Mischabel-Decke einzutreten, um so mehr, als diese auch nicht das eigentliche Objekt unserer Untersuchungen darstellen. Wir schliessen uns nur prinzipiell der neueren Auffassung vom vorwiegend prä-

karbonischen Alter dieser Gesteine an (soweit es sich um sichere Paragesteine handelt) und beginnen unsere konkreten Betrachtungen mit den peripheren Partien, die deren jüngste Glieder darstellen.

ARGAND hat bereits in seiner Dent Blanche-Karte (1908) innerhalb meines Untersuchungsgebietes „Karbon“ und „Perm“ ausgeschieden. Darnach ist der Kern der Mischabelrückfalte von der Schüsslauenen (Siegfried-Atlas) nördlich Zermatt unter dem Brunegghorn durch bis unter die Barrhörner nach oben begrenzt von einer ziemlich mächtigen Karbon-Perm-Serie. Wenn man diese Berghänge bei guter Beleuchtung aus der Entfernung, beispielsweise von der gegenüberliegenden Talseite betrachtet, so lässt sich tatsächlich unter der Trias eine besondere Zone erkennen, die sich durch dunklere Färbung vom tieferliegenden Hauptkristallin deutlich abhebt. In der Südostwand des Brunegghorns scheint diese Zone in ihrer Mächtigkeit stark zu variieren und mit dem tieferliegenden, helleren Kristallin verschuppt zu sein, was allerdings aus der Dent Blanche-Karte nicht ersichtlich ist. Doch ist weder auf Distanz noch aus der Nähe eine eigentliche Permformation eindeutig zu erkennen. Über der dunklen Zone der „Karbon-gesteine“ setzt mit scharfem Kontakt unvermittelt der mächtige, meist gut gebankte Walliser Quarzit ein. Ob derselbe durchwegs noch zur Trias gehört, ist fraglich. Vielleicht liegt gerade in ihm, wenigstens zum Teil, das fragliche Perm. Bei einem genauen Studium dieser vortriadischen Gesteinsserien kommt man zum Schluss, dass hier eine scharfe Abtrennung von Perm und Karbon überhaupt nicht möglich ist. Zwischen den tiefen Partien und den peripheren Teilen des Mischabelkristallins besteht ein beträchtlicher lithologischer Unterschied. Dieser hat allerdings nicht überall denselben Charakter. Nördlich der Saaser Mulde, d. h. im Gebiet von ARGANDS eigentlicher Bernhard-Decke, finden sich in den tiefsten Partien die grobkörnigen, teils flaserigen Augengneise, die von Randa weg nach Norden ansteigen. Über denselben folgen die mächtigen Serien der „Casannaschiefer“, die in verschiedener Ausbildung bis an den Triaskontakt reichen, aber bis heute noch nicht näher gegliedert sind. Im wesentlichen lässt sich eine Zunahme der Schieferung gegen oben erkennen, eine Erscheinung, die besonders in den äussersten Partien sehr deutlich wird. Hand in Hand mit der Verschieferung geht aber auch eine deutliche Änderung im Mineralbestand, und zwar wie folgt:

Betrachtet man diese im allgemeinen sehr wechselvollen Gesteine der „Karbon- und Permformation“ der genannten Gegenden u. d. M., so sind es Chlorit-Serizit-Quarzite und Chlorit-Albit-Gneise, deren wechselnde Farbintensität von einem schwankenden Chloritgehalt und einem oft ziemlich häufigen, schwarzen Pigment herrührt, welches in feinster Verteilung schlierenartig das Gestein durchsetzt. Die Hauptgemengteile sind Chlorit (nach den tintenblauen Interferenzfarben handelt es sich zum Teil um Pennin), Quarz, meist stark zermalmt und undulös auslöschend, heller Glimmer sowie mehr oder weniger porphyroblastische, rundliche Albite mit reichlichen Quarz-, seltener Seriziteinschlüssen. Als Neben- und Über-gemengteile sind zu nennen: Apatit, Titanit, Magnetit, Limonit, Epidot, Rutil, Leukoxen und Turmalin, gelegentlich auch Biotit, Granat und Kalzit. Es handelt sich also um Typen, die u. a. bereits von WOYN (Lit. 135) aus den Casannaschiefer-serien des Val de Bagnes ausführlich beschrieben worden sind.

In den tieferen Serien geht die Schieferung etwas zurück. Neben Muskowit wird Biotit zum Hauptgemengteil und an Stelle des Albites tritt Kalifeldspat, der vielfach, z. B. in den Orthogneisen von Randa, grosse Augen bildet.

Etwas abweichend sind die Verhältnisse im Gebiet südlich der Saaser Mulde, d. h. in der Monte Rosa-Teildecke. Hier lassen sich die Verhältnisse am schönsten studieren am Profil des Gornergrates, am besten längs des Wegleins, das vom

Rotenboden an der Gornergratbahn nach der Bétempshütte (Monte Rosa-Hütte) führt. In den Paraserien lässt sich hier gegen oben eine Zunahme des Quarzgehaltes feststellen, die so weit geht, dass man es in den äussersten Partien mit reinen Quarziten zu tun hat, die sich von denjenigen der Trias nur durch den grössern Gehalt an hellem Glimmer und stärkere Schieferung unterscheiden. Dann treten in den äussersten Partien Typen auf, in denen Quarzaugen in verschiedener Grösse sehr zahlreich sind, so dass das Gestein auf den ersten Blick einen Augengneis vortäuscht. Noch höher hinauf verschwinden diese Quarzaugen fast vollständig, die Glimmerblättchen beginnen sich in bestimmten Lagen anzureichern, während sie zwischen diesen Lagen immer mehr zurücktreten. Dadurch wird eine ausgesprochene Tafelung des Gesteins hervorgerufen; es entsteht die charakteristische Ausbildung des Tafelquarzites. Dieser ist seit langem bekannt als Vertreter der untersten Stufe der penninischen Trias und findet sich auch in unserem Gebiet durchwegs an der Basis der übrigen Triasgesteine, wie weiter unten gezeigt wird. Man findet demnach am Gornergrat einen allmählichen Übergang der höchsten Monte Rosa-Paragneise in die Tafelquarzite der untern Trias. Dabei liegt es nahe, in den Glimmerquarziten mit den Quarzaugen (Augenquarzite) ein gewisses Äquivalent des Verrucano zu sehen und sie mit analogen Gesteinen der Splügener Mulde, die auch STAUB (siehe Bergeller Karte 1921) als Verrucano-Äquivalent betrachtet, zu vergleichen. Auf welche Weise hier aber das Karbon abzugrenzen ist, bleibt eine noch ungelöste Frage. Vielleicht könnten die reinen Glimmerquarzite, denen im wesentlichen die Quarzaugen fehlen, als karbonisch angesprochen werden. Da die Augenquarzite aber wiederum nicht streng an die Zone unter den Trias-Tafelquarziten gebunden sind, sondern in mehr oder weniger mächtigen Zügen auch innerhalb der gewöhnlichen Glimmerquarzite auftreten, ohne dass sichtbare Anzeichen von Verschuppungen vorhanden sind, lässt sich diese Unterscheidung jedenfalls nicht streng durchführen. Mit einiger Sicherheit kann daher nur gesagt werden: Innerhalb der epimetamorphen Serien südlich des Gornergrates besteht ein Übergang von fraglich präkarbonischen Paragneisen über Glimmerquarzite in die Tafelquarzite der Trias. Über die Abgrenzung dieser epimetamorphen Serien nach unten lassen sich bis jetzt noch keine sicheren Angaben machen. Die Glimmerquarzite sind daher bis heute am ehesten als permokarbonische Bildungen zu betrachten, wobei die Augenquarzite möglicherweise direkt dem Perm entsprechen.

Die eben beschriebenen Verhältnisse am Gornergrat sowie eine Reihe anderer Beobachtungen haben den Verfasser veranlasst, auch die mächtige Glimmerquarzit-Serie des Zuges von Hubel-Triftschlucht und deren Fortsetzung nach Osten nach diesen Gesichtspunkten zu betrachten. ARGAND (Lit. 4) fasst diese Serie zusammen als „Groupe du Hubel“, nach der typischen Lokalität westlich von Zermatt und charakterisiert sie als «quartzites feuilletés avec lits subordonnés de calcaires dolomitiques et de prasinites». Nun lässt sich beispielsweise im Profil der Triftschlucht oberhalb Zermatt sehr deutlich erkennen, dass die Lagen von dolomitischen Kalk durch tektonische Vorgänge in die Quarzite geraten sind, liegen sie doch fast ausnahmslos auf Schubflächen (Prasiniten sind hier innerhalb der Quarzite nicht vorhanden). Im selben Profil befindet sich an der Basis des obersten Triaszuges, der die Quarzitserie nach oben begrenzt, ein deutlich ausgebildeter Tafelquarzit, der sicher der Trias zuzurechnen ist (vgl. Fig. 1).

Die Hauptmasse der quarzitischen Gesteine des Triftschluchtprofils sind jedoch stark schiefrige bis blättrige Muskowitzquarzite, die stellenweise durch das Hinzutreten von reichlichem Albit in helle Albitgneise übergehen. Sehr oft gesellt

sich ferner in beträchtlichen Mengen noch Chlorit dazu, wodurch ein  $\pm$  dunkelgrün gefärbter Chlorit-Albit-Gneis entsteht.

Die eigentlichen Muskowitquarzite oder „Blätterquarzite“, wie sie wegen ihrer ausgesprochenen Schieferung auch genannt werden, sind helle, auf den Schieferungsflächen weisse, stellenweise schwach grünlich gefleckte Gesteine, die



Fig. 1. Ansichtsskizze des Profils am Eingang der Triftschlucht westlich Zermatt.

in den oberflächennahen Partien infolge der Verwitterung leicht aufblättern. U. d. M. bestehen sie aus ca. 75% stark zertrümmertem, verzahnt ineinander greifendem Quarz von sehr wechselnder Korngrösse und stets undulöser Auslöschung. Der zweite H. G. ist der Muskowit, der in Blättern von oft mehreren Millimeter Länge zu  $\parallel$  Lagen und Linsen angeordnet ist. An Über- und Nebengemengteilen treten auf: Apatit, Zirkon, Magnetit, Rutil und Turmalin.

In einigen Typen, die als Übergangsglieder von den Quarziten zu den Gneisen betrachtet werden können, finden sich Feldspäte bereits in beträchtlichen Mengen, die an Grösse und Ausbildung dem Quarz etwa gleichkommen. Dieselben sind vorwiegend Albit, seltener Mikroklin. Der Muskowit bleibt mengenmässig und auch an Grösse der einzelnen Blätter hinter demjenigen in den Blätterquarziten zurück, wodurch die Schieferung nicht mehr derart ausgesprochen ist.

Die eigentlichen, hellen Albitgneise, wie sie z. B. am Theodulhorn, auf der Tufternalp oder in den Kristallinschuppen der Rothorngruppe zutage treten (vgl. Tafel IV), sind dagegen nur schwach schiefrig. Das Gestein ist hell, grünlich-weiss gesprenkelt und lässt im Querbruch zahlreiche weisse Feldspatkristalle von rundlicher Form erkennen. U. d. M. erreicht dieses Mineral mengenmässig ca. 40%. Häufig bildet es rundliche bis ovale Porphyroblasten bis zu 2 mm  $\varnothing$ , die in geringen Mengen Einschlüsse von Quarzkörnern und Serizitschüppchen enthalten. Es handelt sich hierbei vorwiegend um sauren Plagioklas (An. ca. 10%), daneben tritt oft ziemlich reichlich Mikroklin auf. Quarz (ca. 40%) zeigt allgemein Spuren der Kataklase und bildet hauptsächlich die Zwischenmasse der Feldspäte. Der übrige Raum wird vom Muskowit eingenommen, während Chlorit nur selten, gelegentlich den Glimmer umsäumend, vorhanden ist. An Nebengemengteilen sind Apatit, Titanit und stellenweise etwas limonitische Substanz zu erwähnen. Die Struktur ist granoblastisch bis porphyroblastisch.

Die Chlorit-Albit-Gneise endlich unterscheiden sich äusserlich von den vorigen hauptsächlich durch ihre dunklere Farbe, welche von leicht grünlich über kräftig dunkelgrün bis braungrün wechselt. Diese Färbung beruht darauf, dass ein Teil des Muskowites durch Chlorit und bei den braungrünen Typen auch durch feinblättrigen Biotit ersetzt ist. Die Akzessorien sind dieselben wie bei den gewöhnlichen Glimmerschiefern und Albitgneisen. Die Gesteine unterscheiden sich also häufig in keiner Weise von gewissen Casannaschiefern der Mischabel-Decke, nach mündlicher Mitteilung von R. STAUB aber auch nicht von vielen Gesteinen der Malojaserie Graubündens.

Sind die Feldspäte auch hier porphyroblastisch, so treten sie aus dem grünlichen Untergrund besonders deutlich hervor, wodurch das ganze Gestein einen prasinitartigen Habitus erhält. Da aber in dieser ganzen Serie innerhalb der quarzitischen Gesteine nirgends echte Prasinite, d. h. solche mit der Mineralkombination Albit, Epidot, Klinozoisit, Chlorit (Lit. 51) gefunden wurden, ist wohl anzunehmen, dass ARGAND bei seiner Charakterisierung diese Gesteine für Prasinite gehalten hat.

Endlich fällt in den Profilen der Zermatter Schuppenzone immer wieder das Missverhältnis in den Mächtigkeiten der verschiedenen Gesteinstypen auf. Die Tafelquarzite sind, wie die kalkig-dolomitischen Glieder der Trias, wohl hauptsächlich infolge tektonischer Beanspruchung auf 0,5 bis 4 m reduziert, während die obgenannten hochkristallinen Gesteine oft 50 m Mächtigkeit übersteigen. Es erhebt sich daher die Frage, ob es gerechtfertigt ist, im Sinne ARGANDS den ganzen Komplex der Blätterquarzite und Albitgneise noch der Trias zuzurechnen oder ob nicht der Grossteil dieser Gesteine, analog denjenigen im Profil des Gornergrates oder unter dem Mettelhorn, eher vortriadiisches Alter besitzt und nur ganz ausschliesslich die Tafelquarzite der Trias zuzusprechen wären. Andere Beweise für ein vortriadiisches Alter dieser Gesteine, ausser den genannten lithologischen Daten, konnten zwar keine gefunden werden, doch glaubt der Verfasser, nach den obgenannten Befunden denselben am ehesten karbonisches Alter geben zu dürfen. STAUB hat diese Gesteine stets als zum kristallinen Grundgebirge gehörig betrachtet.

Interessant ist in diesem Zusammenhang die soeben erschienene Arbeit von R. STAUB (Lit. 118), in welcher das Alter der Casannaschiefer als grössten Teils vorpaläozoisch angenommen wird. Es ist zu erwarten, dass sich hieraus vollkommen neue Gesichtspunkte zur Altersfrage der altkristallinen Gesteine der Alpen ergeben werden und dass im besondern die sog. Casannaschiefer des Wallis weiter zu gliedern versucht werden müssen.

## B. TRIAS.

Auf weit sichererem Boden befindet man sich in stratigraphischer Hinsicht bei den Gesteinen der Trias. Bestimmte charakteristische Gesteine, wie etwa der dichte, gelbe Dolomit oder die Rauhwacken, waren längst als zur Trias gehörig erkannt worden. Die Schwierigkeiten begannen hier erst, als diese Gesteine in ihrer natürlichen Reihenfolge richtig eingeordnet werden mussten, weil eben die paläontologischen Anhaltspunkte sowie durchgehend ungestörte Profilserien fehlten. Durch Vergleiche mit den paläontologisch gut fundierten Serien der unterostalpinen Trias oder besonders der fossilbelegten Trias des Briançonnais hatte man allerdings längst auch für die normalpenninische Trias eine gewisse Schichtfolge aufgestellt, in welche die Gesteine der tektonisch reduzierten und vielfach zerrissenen Triasvorkommen in den verschiedenen Gebieten des Wallis jeweils eingeordnet wurden. Da aber die unterostalpine Trias von der penninischen Normaltrias unseres Gebietes schon rein faziell grosse Abweichungen zeigt, so mussten alle diese Gliederungsversuche, vielleicht mit Ausnahme des Tafelquarzites als unterste Stufe, noch als unsicher angesehen werden. Im Bewusstsein dieser Tatsache habe ich von Anfang an bei meinen Untersuchungen besondere Aufmerksamkeit auf solche Gesteine gerichtet, in denen aller Voraussicht nach am ehesten noch erkennbare Fossilreste erwartet werden durften. Tatsächlich wurden in einigen Niveaus auch Spuren gefunden, die mit grösster Wahrscheinlichkeit als Reste ehemaliger Organismen gedeutet werden konnten. Sie waren aber stets durch Umkristallisation oder Verwitterung derart verändert, dass es unmöglich war, diese Reste auch nur annähernd zu bestimmen. In den letzten Feldtagen gelang es mir aber, an einer Stelle, fast zufällig, Fossilien zu finden, deren Erhaltungszustand eine einwandfreie Bestimmung noch zulies. In einem lithologisch ziemlich reich gegliederten Profil südwestlich des Schwarzbergkopfes (der Siegfried-Atlas benennt diese Stelle als „Äusserer Turm“) im Nordostgrat des Strahlhernes bzw. des Fluchthornes, auf ca. 3000 m Höhe, fanden sich in grauen, schiefrigen, etwas dolomitischen Kalken zahlreiche gelbliche Knoten, von denen sich mehrere als Stielglieder von Crinoiden erkennen liessen. Bei einigem Suchen konnten solche gefunden werden, die sogar den ursprünglichen Bau noch deutlich zeigten. Sie liessen sich von Prof. JEANNET, der die Fundstücke in verdankenswerter Weise sichtete, eindeutig als *Encrinus liliiformis* LAM. bestimmen. Die einzelnen Scheibchen, die in ihrem Durchmesser zwischen 2,5 und 6 mm variieren, haben eine Dicke von ca. 2 mm. In den am besten erhaltenen Stücken lassen sich der Zentralkanal wie die peripheren Radialstrahlen deutlich erkennen. Neben seitlich zylindrisch begrenzten Gliedern finden sich auch rundlich ausgebauchte. An einigen Stellen liegen zwischen den isolierten Trochiten zahlreiche kleine Häkchen, die von Prof. JEANNET als die Pinnulae der zerfallenen Fangarme identifiziert wurden (in Fig. 2a unten vereinzelt sichtbar). Der Horizont, in dem die Crinoiden gefunden wurden, erreicht eine Mächtigkeit von ca. 1 m. Das Gestein aber, die grauen, dolomitischen Kalke erreichen in diesem Profil ca. 4—6 m, wobei sich die sterilen Partien von den fossilführenden nur durch eine etwas geringere Schieferung unterscheiden.

Durch diesen Fund neu angeregt, wurden verschiedene Triasprofile auf der Westseite des Saasgrates nochmals eingehend nach bestimmbarer Fossilien untersucht, so die tektonische Fortsetzung des crinoidenführenden Profils vom Schwarzbbergkopf, der intrakristalline Zug südlich des Hohtälligrates (s. S. 67), die Zone der untern Zermatter Schuppen am Nordgrat des Unterrothorns sowie die Schüsslauenen-Trias. An allen diesen Lokalitäten finden sich die dunklen, dolomitischen Kalke, stets in einem ähnlichen Schichtverband wie oben, doch nur an einer Stelle gelang es, den „Fossilhorizont“ mit Sicherheit wieder zu finden. In der

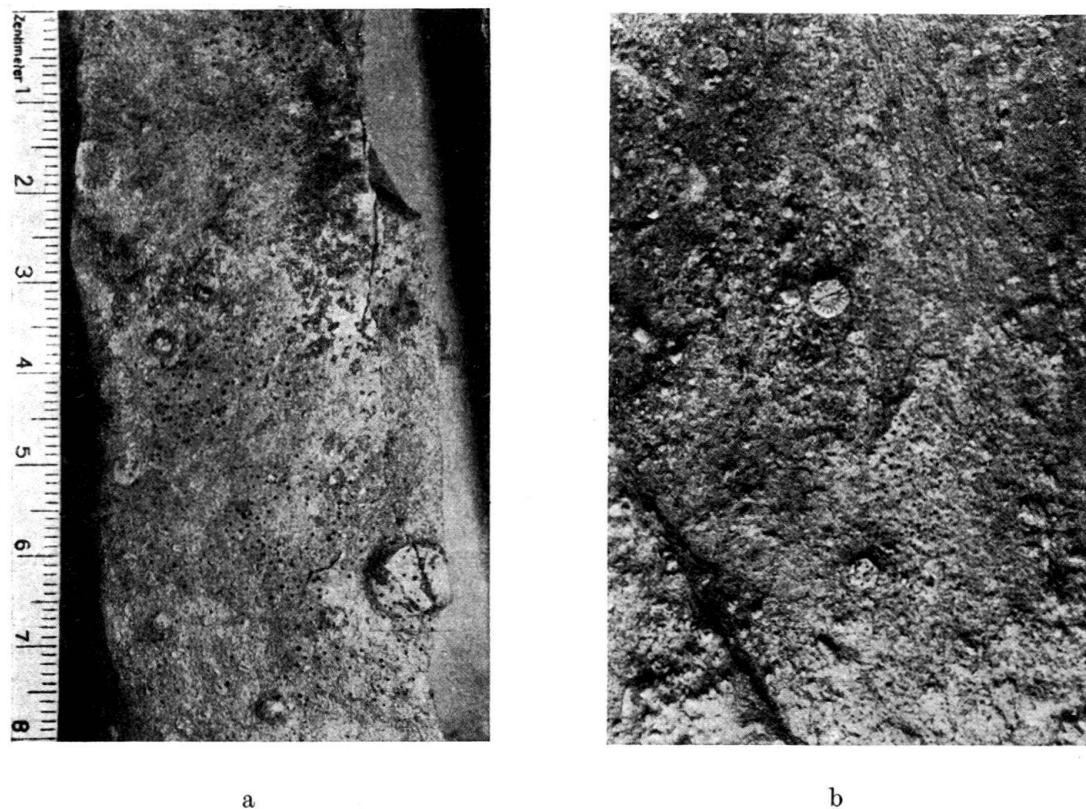


Fig. 2. Crinoiden aus der Trias des Fluchthorn-Nordostgrates.

„Schweifinen“ nordwestlich von Zermatt finden sich an einer durch ihre Lage der Verwitterung besonders ausgesetzten Stelle in den analogen dolomitischen Schiefern in grösserer Zahl die bereits erwähnten gelblichen Knoten von etwas variierender Grösse. Da diese den schlecht erhaltenen Trochiten im Profil des Schwarzbbergkopfes durchaus ähnlich sind, so besteht kein Zweifel, dass es sich auch hier um völlig umkristallisierte und angewitterte Crinoidenstielglieder handelt.

Durch diesen Fund von *Encrinus liliiformis*, bei dem es sich meines Wissens um das erste bestimmbar Fossil der penninischen Trias des Wallis handelt (SCHMIDT und PREISWERK [Lit. 98] erwähnen eine nicht näher bestimmbar Crinoidenbreccie ob Alpien am Südabhang des Monte Leone), ist der obere Muschelkalk, das Ladinien, eindeutig nachgewiesen und in seiner lithologischen Ausbildung innerhalb des behandelten Gebietes bekannt.

Es ist daher gerechtfertigt, die übrigen Gesteine, die häufig zusammen mit den obgenannten, dunklen dolomitischen Schiefern auftreten, versuchsweise in

ihrer natürlichen Reihenfolge einzuordnen, soweit die unvollständigen Profile des Untersuchungsgebietes einen solchen Versuch zulassen.

Die folgenden Profile sollen nun zeigen, in welchem Gesteinsverband die als Ladinien erkannten kalkig-dolomitischen Schiefer im allgemeinen zu finden sind.

**1. Gornergratzone (Fluchthorn NE-Grat).**

- e) Hellgelbe bis weisse, körnige Dolomite, braun anwitternd, mit dünnen Zwischenlagen von Rauhwacken. 10–15 m.
- d) Graue, schieferige Dolomite bis dolomitische Kalke mit Crinoiden. 3–6 m.
- c) Dunkel anwitternder, blauweisser Bänderkalk vom Typus Hochstegenkalk. 8–15 m.
- b) Massiger, gelb anwitternder Kalk und Dolomit. 0–8 m.
- a) Grüner, durch Glimmerlagen tafeliger Quarzit, nach unten blätteriger werdend.

**2. Schusslauenen (Mittlerer Schusslauenenzug):**

- d) Rauhwacke mit Lagen von Dolomitschiefern.
- c) Helle dolomitische Kalke, die lagenweise dunkler (grau) und zugleich schieferiger werden und in einem Niveau verwischte Reste von Crinoiden erkennen lassen.
- b) Massiger oder grob gebankter heller Kalk.
- a) Grüner, meist gut tafeliger Quarzit (Kern der Rückfalte).

**3. Oberer Würmlizug, Hauptschuppe (hinter Kalbermatten).**

- f) Blauweiss gebänderter Marmor (darüber Tafelquarzit einer höhern Schuppe)<sup>1)</sup>.
- e) Rauhwacke (Basiskontakt derselben unsicher, da verwischt).
- d) Dunkelgraue dolomitische Schiefer, nach unten übergehend in:
- c) Helle, grobgebankte Dolomite und Kalke (100–200 m mächtig, die Hauptmasse der „Arbenwand“ bildend).
- b) Blaugrauer Kalk.
- a) Quarzit (einige bis über 50 m), unten aufliegend auf Rauhwacke einer tiefern Schuppe.

Nach diesen Profilen ist es wohl gerechtfertigt, die verschiedenen Gesteinstypen versuchsweise in ein Triasprofil einzuordnen, wie dies in der folgenden Tabelle geschehen ist.

Carnien:	Gips, in reiner, weisser Ausbildung. Findet sich aber nur östlich der Wasserscheide des Saasgrates stets in tektonisch stark reduzierten Profilen und als isolierte Schubspäne zwischen älteren, kristallinen Gesteinen.  Braun bis dunkelrotbraun anwitternde, in frischem Bruch hellgelb bis weissliche, meist grobkörnige Dolomite mit Zwischenlagen von Rauhwacken. Letztere können gegenüber den Dolomiten überwiegen oder die Stufe allein vertreten.
Ladinien:	Hell- bis dunkelgraue Dolomite und dolomitische Kalke, teils massig, teils schiefrig, mit <i>Encrinus liliiformis</i> .
Anisien:	Meist dunkel anwitternder, massiger, weisser bis grauer Marmor. Gelegentlich leicht rosarot gefärbt. Stellenweise auch grob kristallisiert. Weissblauer Bänderkalk. Darunter: ungebankter, massiger, heller, gelb anwitternder Kalk und Dolomit.
Werfenien:	Sandige, dolomitische Schiefer mit reichlichen Serizitblättchen = evtl. Campilerniveau, nur stellenweise vorhanden, gelegentlich vertreten durch Rauhwacken. Grünliche, serizitische, mehr oder weniger tafelige Quarzite, stellenweise nach unten übergehend in blätterige Muskowitquarzite der permischen Stufe.

<sup>1)</sup> Ist vielleicht schon als Rhät-Lias zu deuten.

Zu dieser Zusammenstellung sind noch folgende Bemerkungen anzuführen:

Nirgends in unserem Untersuchungsgebiet ist an einem einzigen Aufschluss ein vollständiges, lückenloses Triasprofil zu finden, wie es die Zusammenstellung wiedergibt. Häufig findet sich untere und mittlere Trias mit Quarzit, Dolomit und Bändermarmor, während die ladinischen, dunklen Dolomite ganz fehlen. Die Rauhwacke ist dann an andern Stellen in sehr grosser Mächtigkeit angehäuft. In der Schusslauenen findet sich, und zwar in der untern Zermatter Schuppenzone, das Profil stellenweise vom Quarzit bis zur carnischen Rauhwacke, während der helle, körnige Keuperdolomit fehlt.

Häufig liegen aber die einzelnen Glieder vollständig isoliert. Der „Obere Würmlizug“ besteht stellenweise aus auffallend mächtigen Linsen von hellem, massigem Dolomit oder dolomitischen Kalk, der nach seiner Beschaffenheit dem anisischen, aber auch einem Keuperdolomit entsprechen könnte. Die diese Linse gewöhnlich umschliessenden, oft rauhwackeartigen Dolomite könnten zudem, statt dem Campilerniveau zu entsprechen, auch als Mylonite rein tektonischen Ursprunges oder als Raibler-Rauhwacke betrachtet werden, als welche nach mündlichen Mitteilungen auch R. STAUB sie deuten möchte.

Der von mir ins Anisien gestellte Bänderkalk ist nach Ansicht von STAUB zu einem Teil liasischen Alters. Einer solchen Zuteilung aller Bänderkalke unseres Untersuchungsgebietes können wir aber nicht beistimmen, da sie im allgemeinen im Verband mit sicher triadischen Gesteinen auftreten. Dann finden sich Stellen, wo die Bänderung verschwindet und das Gestein in die helle, massive Varietät übergeht, wie sie in normalen Triasprofilen sehr häufig zu finden ist. In der „Plattenhorntrias“ findet sich beispielsweise rosaroter Bänderkalk neben massigem, hellem und dunklem (grauem) Kalk zwischen Tafelquarzit an der Basis und Rauhwacke im Hangenden. In den Serien der Gornergratzone, sowohl am Gornergrat selbst wie östlich des Saasgrates, finden sich graue, geflammte Bänderkalke, die auch nach R. STAUB durchaus den Charakter der Hochstegenkalke aus gewissen Profilen des mittleren Penninikums Graubündens aufweisen, wo diese bisher stets als typische Gesteine der Suretta-Trias aufgefasst wurden (s. Berninakarte).

Alles in allem bestehen nach R. STAUB in dieser Triasserie recht auffällige Anklänge an das Briançonnais, dessen Trias im allgemeinen vom Quarzit der Werfenerstufe über anisischen Muschelkalk und die ladinischen «Calcaires francs» bis in das Raiblerniveau reicht, während Hauptdolomit im eigentlichen Briançonnais fehlt. Die Trias des mittleren Penninikums im Wallis zeigt somit immer noch eine weitgehende Übereinstimmung mit der Trias des Briançonnais.

#### BASALBRECCIE DER BÜNDNERSCHIEFER (RHÄT-UNTERLIAST?)

In unserer Beilage (Tafel IV) wurde ein Niveau ausgeschieden, das in der Legende als Basalbreccie der Bündnerschiefer aufgeführt wird. Es handelt sich bei diesem Gestein um einen feingegebänderten, stark ausgewalzten Kalkstein bzw. Dolomit. Häufig bildet es eine deutliche Breccie, bei der die Komponenten ausschliesslich dolomitisch, das Bindemittel kalkig-sandig bis dolomitisch-sandig ist. Die ersten sind in ihrer Grösse sehr variabel, zeichnen sich aber auch dadurch aus, dass sie fast immer sehr stark zerquetscht und ausgewalzt sind. Es finden sich Komponenten, die mehrere Dezimeter lang und ebenso breit sein können bei einer Dicke von 5 mm. Im frischen Bruch ist das Gestein bläulich und lässt die feine, durch die genannte Auswalzung bedingte Bänderung nur schwach erkennen. Die verwitterte Oberfläche ist gelblichbraun in verschiedenen Intensitäten, auf der die Komponenten sehr schön sichtbar werden. Das feine, sandige Bindemittel ent-

hält kieselige Partien, die der Verwitterung gegenüber resistenter sind und daher als weissliches Gekröse dem angewitterten Gestein eine rauhe Oberfläche verleihen. Diese kieseligen Partien enthalten reichlich feine Serizitblättchen, die besonders auf den Schichtflächen deutlich sichtbar sind und an der Schieferung des Gesteins starken Anteil haben. Neben ausgesprochen schiefrigen Gesteinsvarietäten treten aber wieder fast massige auf, und endlich finden sich weissliche bis graue, fast reine Kalke, die deutlich kristallisiert sind.

Irgendwelche paläontologische Anhaltspunkte, wie Lumachellen oder sonstige Fossilien, konnten nicht gefunden werden. Zu bemerken ist, dass WEGMANN (Lit. 130) in seiner Breccienserie im Val d'Herens, die wohl unseren Gesteinen stratigraphisch gleichzusetzen ist, in einem Element der Breccie ein nicht weiter bestimmbarer Stielglied einer Seelilie gefunden hat. Für eine Altersbestimmung wäre dieser Fund aber trotzdem nur von untergeordneter Bedeutung, auch wenn er in bestimmbarer Zustand erhalten wäre, weil er nur über das Alter der (sehr wahrscheinlich triadischen) Komponente, nicht aber über dasjenige der ganzen Serie Aufschluss gäbe.

Eine Einordnung dieser Gesteine in den tiefern Lias könnte auf Grund ihrer Lagerung zwischen der Trias und den eigentlichen Bündnerschiefern durchaus möglich sein. An verschiedenen Stellen, so z. B. am Unterrothorn-Nordgrat, lässt sich beobachten, dass sie ohne scharfe Grenze aus den triadischen Dolomiten in die Bündnerschiefer übergehen. Dieser Übergang erfolgt derart, dass die Komponenten zahlenmäßig zurückgehen und das Bindemittel zugleich kalkiger wird.

Es bleibt vorderhand nicht abgeklärt, ob es sich bei diesen Gesteinen effektive schon um eine liasische Basisbreccie oder doch noch um eine rhätische Ablagerung handelt. Sicheres Rhät, etwa in Form von Kössener Schichten oder von Dolomit-Bänderkalken, konnte jedoch bisher nicht gefunden werden. Die Möglichkeit, dass die Breccie noch zur Trias selbst gehören könnte, erscheint auf Grund der obigen Beobachtungen jedoch eher unwahrscheinlich.

### C. JURA.

Wenn die triadischen Gesteine, wie oben dargelegt, mit einiger Sicherheit doch stratigraphisch noch eingeordnet werden konnten, so ändert sich nun die Sachlage vollständig bei den jüngeren Sedimenten. So mächtig diese Gesteinsserien gegenüber der eher „magern“ Trias auch sind, so fehlen doch absolut sichere Anhaltspunkte für ihr Alter bisher fast vollständig. Es sind dies die Serien der «schistes lustrés», die ARGAND in ihrer Gesamtheit vorsichtigerweise als „Jura“ bezeichnet hat. Wenn auf Grund der weitgehenden Analogie dieser Gesteine mit solchen in andern Gebieten ihr Alter oft einfach als Lias bestimmt wurde, so trifft das wohl für einen grossen Teil derselben, kaum aber für alle zu. Die neulich erfolgten Fossilfunde von BERNOLLI (Lit. 18) und NABHOLZ (Lit. 69) aus andern Gebieten des Wallis bezeugen zwar nur das Vorkommen von Lias in denselben. In unserem Gebiet konnten bisher keinerlei Fossilfunde gemacht werden. Jedoch ist immerhin im Auge zu behalten, dass jüngere Bündnerschiefer vom Dogger-, Malm- und Unterkreidealter durch STAUB, JAECKLI und NAENNY aus Graubünden bekanntgeworden sind, die bei jeder stratigraphischen Deutung der Walliser Bündnerschiefer zur Vorsicht in der Beurteilung mahnen.

Der Hauptgrund für die Schwierigkeit einer stratigraphischen Detailgliederung ist, wie seit langem bekannt, die fazielle Monotonie, wie sie für bathiale Sedimente im allgemeinen typisch ist. Dazu kommt der hohe Grad der Metamorphose, der

diesen Gesteinen das ursprüngliche Aussehen vollständig geraubt hat. Was heute vor uns liegt, sind keine primären Sedimente mehr, sondern epi- bis mesometamorphe kristalline Kalkschiefer. Da sie ferner zufolge ihrer relativ geringen Härte und ihres plastischen Verhaltens den älteren kristallinen Gesteinen als Gleithorizonte dienten und infolgedessen in Zonen geringerer Durchbewegung oft mächtig angehäuft wurden, an andern Stellen aber oft fast fehlen, so ist auch ihre normale Aufeinanderfolge ziemlich verwischt. Ich muss gestehen, dass ich innerhalb dieser Serien eine normale Schichtfolge nicht finden konnte, obwohl bestimmte Gesteinstypen an verschiedenen Orten immer wieder auftreten. Im folgenden sollen daher einfach die einzelnen Typen nach lithologisch-petrographischen Gesichtspunkten beschrieben werden.

Weitaus der grösste Teil dieser Gesteine lässt sich nach seinem Mineralbestand drei Hauptgruppen zuteilen, die sich auch im Feld unschwer erkennen lassen, abgesehen von gewissen Übergangsformen, die die einzelnen Gruppen untereinander verbinden. Die vierte Gruppe ist mengenmässig stark untergeordnet.

Es sind dies:

- a) kalkreiche Schiefer;
- b) kalkig-sandige Schiefer;
- c) glimmerreiche Schiefer;
- d) quarzreiche Schiefer.

Zu einer analogen Einteilung wurde schon ALB. HEIM im südwestlichen Bünden geführt. Sie entspricht nicht genau derjenigen, zu der DIEHL (Lit. 33) in der Combinzone des italienischen Val d'Ollomont gelangt ist, indem unsere Gruppen b) und c) z. T. seinen Gruppen a) und c) entsprechen, während wir seine kieselsäurereichen Schiefer als Gruppe d) eher anhangsweise besprechen wollen, da diese immer nur lokal und sehr untergeordnet auftreten. Im einzelnen scheinen die verschiedenen Typen jedoch dieselben zu sein.

Es ist anzunehmen, dass diese Unterschiede im Mineralbestand, die heute auch in der Textur zum Ausdruck kommen, primär, d. h. durch die ursprünglich verschiedene chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine, bedingt sind. Den heutigen kalkreichen Schiefern und Marmoren lagen zweifellos reine oder fast reine Kalksteine zugrunde, während die glimmer- und quarzreichen Schiefer von mergeligen und sandigen Sedimentgesteinen abstammen.

#### a) Die kalkreichen Schiefer.

Bei dieser Gruppe handelt es sich um teils gebänderte, teils bankige Gesteine von grauer Farbe. Die bankigen Typen sind, sofern in ihrer Lagerung nicht allzu stark gestört und verfaltet, meist gut spaltbar und werden an verschiedenen Stellen von den Einheimischen in grossen Platten gebrochen und, ähnlich wie Quarzittafeln, für Bedachungen oder Strassenbeläge verwendet. Es ist der Gesteinstyp, den ARGAND und STAUB als Lias-Tafelkalk bezeichnen. Wo sie an Berghängen in grösseren Mächtigkeiten auftreten, bilden sie annähernd senkrechte Felswände und zeigen eine helle Anwitterungsfarbe. Die gebänderten Typen kommen dadurch zustande, dass der meist bläulichgraue Kalk von dünnen, hellen Marmorlagen durchzogen ist. Eigentliche Bändermarmore, wie wir sie in der Trias vorgefunden haben, fehlen hier fast ganz.

U.d.M. zeigt sich Kalzit in mittel- bis grobkörniger Ausbildung als der dominierende Gemengteil. Er erreicht 90—95% des Gesteinsvolumens und zeigt stets die dem Kalzit

eigene granoblastische Struktur. Dazu tritt Quarz vereinzelt oder in Gruppen kleiner (bis 0,4 mm Ø), verzahnter oder gelappter Körner. Als dritter Gemengteil, der nie ganz fehlt, ist Serizit zu nennen, der in Form von vereinzelten Schüppchen von bis 0,3 mm Länge regellos eingestreut ist.

Als Nebengemengteile sind Titanit und Erze (Hämatit pseudomorph nach Pyrit) vorhanden.

Eine Schieferung oder Parallelanordnung der Gemengteile ist im Dünnschliff nur andeutungsweise zu erkennen.

### b) Die kalkig-sandigen Schiefer.

Sie sind durch Übergänge mit der vorigen Gruppe verbunden, indem der Quarzgehalt zunimmt, der Kalkgehalt entsprechend etwas zurückgeht.

Mikroskopisch sind sie stets deutlich geschiefer und meist von bräunlicher Anwitterungsfarbe. Auf den Schieferungsflächen treten grauschwarz glänzende, tonig-glimmerreiche Partien hervor, weil der braungelb gefärbte Kalzit stärker zurückwittert. Besonders im Querbruch entsteht dadurch eine rauhe, sandig anzu-fühlende Oberfläche. Es ist der Haupttyp der eigentlichen «schistes lustrés». Die Gesteine dieser Gruppe stellen auch den weitaus grössten Teil der Bündnerschiefer unseres Untersuchungsgebietes und erreichen oft Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern, so am Hörnli, unterhalb Hohlicht, in der „Schweifinen“ und in der Rothorngruppe östlich von Zermatt.

U.d.M. ist auch hier der Kalzit noch der vorherrschende Gemengteil (ca. 70%). Die Korngrösse bleibt im allgemeinen unter 0,3 mm. Auch der Quarz ist auffallend feinkörnig und stets undulös auslöschen. Anteil ca. 25%. Vereinzelt tritt Albit auf, der meist etwas grössere Individuen bildet und Einschlüsse von Serizit, Kalzit oder Erzen enthält. Der Serizit ist zu Büscheln geordnet, die in  $\pm \parallel$  Anordnung das Kalzitgefüge durchziehen. In diesen Büscheln finden sich auch immer die nicht sehr reichlichen Akzessorien, Apatit in vereinzelten, xenoblastischen Körnern, Titanit und, diesen umgebend, ein feines, kohliges Pigment, welches in dünnen Fäden, sich stets an den Glimmer haltend, das Gestein durchzieht. Die Erze sind, wie in der vorigen Gruppe, hauptsächlich Pyrit und Hämatit, ferner stellenweise gelbliche, limonitartige Substanzen.

Die Struktur ist, zufolge des geringen Glimmergehaltes und trotz den etwas grösseren Albitkristallen, noch durchwegs als granoblastisch zu bezeichnen.

### c) Die glimmerreichen Schiefer.

In diesen Gesteinen treten Glimmer und z. T. auch Chlorit sehr in den Vordergrund, während Kalzit oft fast ganz verschwindet. Mikroskopisch tritt vor allem die ausgesprochene Schieferung hervor und zudem ist ihre Farbe häufig dunkelgrau bis nahezu schwarz. Dies röhrt weitgehend von einem reichlich vorhandenen kohligen Pigment her. Das Verhältnis zwischen Glimmer und Chlorit einerseits und Quarz anderseits kann ziemlich grossen Schwankungen unterworfen sein, ohne dass das Aussehen des Gesteins dadurch stark verändert wird. Anderseits kann der Farbunterschied zweier Gesteine sehr beträchtlich sein, während das Verhältnis ihrer Gemengteile praktisch dasselbe bleibt. Das folgende Beispiel soll dies verdeutlichen.

Die Typen mit geringem Pigmentgehalt sind auf den Schieferungsflächen glänzend silberweiss und graugrün gesprenkelt. Im Querbruch lassen sich in dem mattgrünen Gefüge weissliche Quarzlagen erkennen.

U.d.M. zeigt sich als vorwiegender Gemengteil feinblättriger weisser Glimmer, der, zusammen mit Chlorit, ca. 80—90% des Gesteinsvolumens ausmacht. Die Mineralien zeigen enge Parallelverwachsung und stark helizitische Verfaltung. Der Chlorit zeigt schwachen Pleochroismus

⊥ Spaltbarkeit = hellgelbgrün  
 || Spaltbarkeit = lichtgrün

Die Interferenzfarben sind dunkelbraungrün. Darnach dürfte es sich um Klinochlor handeln. Quarz bildet meist Schnüre von verzahnten Körnern, die durchwegs undulös auslöschen. Mengenmäßig tritt er jedoch sehr stark zurück (wenige Prozent). Albit bildet vereinzelte Porphyroblasten bis zu 1 mm Ø. Die stets rundlichen, aber unregelmäßig begrenzten Individuen enthalten zahlreiche feine Einschlüsse von Quarz, Limonit, Rutil und Turmalinsäulchen. Anteil 5—10%.

An Übergemengteilen ist besonders der Turmalin zu erwähnen. Dieser findet sich sehr zahlreich, aber stets nur in kleinen (maximal 0,1 mm) Säulchen und Nadelchen, die im Serizit eingestreut sind. Die Querschnitte sind rundlich bis sechseckig, die Schnitte || der C-Achse zeigen einen kräftigen Pleochroismus.

|| der Schwingungsrichtung des Polarisators = schwach grünlich-farblos.

⊥ zur Schwingungsrichtung des Polarisators = dunkelblaugrau.

Apatit bildet vereinzelt xenoblastische Körner bis zu 0,5 mm Ø. Kalzit ist selten und meist von limonitischer Substanz umgeben. Rutil findet sich in vereinzelten Körnern stets zusammen mit dem nicht sehr reichlichen schwarzen Pigment.

Textur: helizitisch.

Struktur: lepidoblastisch.

Das Verbreitungsgebiet dieses Gesteins ist schwer abzugrenzen, da es auf Distanz den Gesteinen der Gruppe b) sehr ähnlich ist und oft erst beim Anschlagen richtig erkannt werden kann.

Demgegenüber sind die pigmentreichen Typen dieser Gruppe stets schon auf weite Distanzen erkennbar an ihrer braunroten bis schwarzen Farbe. Die Schutt-halden dieser Gesteine zeigen in der Sonne einen metallischen Glanz. Im Handstück sind sie dunkelbraunrot oder schwarz, sammetartig glänzend. Im Querbruch lässt sich gelegentlich ein helles, milchigweisses Mineral erkennen.

Der Dünnschliff zeigt wiederum Serizit in Nestern und Schnüren. Die einzelnen Blättchen sind grösser als im vorigen Gestein (durchschn. 0,2 mm) doch ist die || Anordnung nicht so ausgeprägt. Der stets als Klinochlor auftretende Chlorit ist ähnlich ausgebildet wie der Glimmer, mit dem er zusammen ca. 75% erreicht. Albit (ca. 10%) bildet maximal 0,5 mm grosse rundliche Individuen. Der Quarz (ca. 10%) findet sich meist in feinkörnigen Aggregaten zwischen den Glimmerzügen. Vom Feldspat unterscheidet er sich leicht durch die undulöse Auslöschung und das Fehlen jeglicher Einschlüsse.

An Neben- und Übergemengteilen sind zu erwähnen: Titanit, braunrote, limonitische Fetzen, vereinzelte Apatitkörner und ein rutilartiges Mineral, das, meist zu Nadeln und Säulchen ausgebildet, stets zusammen mit dem sehr reichlichen schwarzen Pigment auftritt. Dieses durchzieht in dichten Wolken die Glimmer- und Chloritlagen und ist mit ihnen verfaltet, durchzieht ferner in dichten Schwaden auch die Feldspäte, während es die Quarzkörner gänzlich meidet.

Textur: schiefbrig.

Struktur: kristallisationsschierig.

Hier finden sich z. T. auch die S-förmigen Einschlüsse in den Albiten, wie sie von andern Autoren, z. B. von GANSSE (Lit. 43) aus gleichartigen Gesteinen der Misoxer Zone, beschrieben wurden. Daneben erinnert dieser Gesteinstyp stark an die eigentlichen Nollaschiefer der Viamala oder, nach STAUB, des Avers.

Da der Mineralbestand der beiden beschriebenen Gesteinstypen praktisch derselbe ist, so kann die dunkle Färbung nur auf das schwarze Pigment zurückgeführt werden.

Diese Gesteine finden sich besonders in der Rothorngruppe östlich Zermatt. Auf der Südseite des Unterrothorns bilden sie mehrere Lagen bis über 20 m Mächtigkeit (vgl. Tafel IV). Von hier streichen sie in die Tufterkumme zwischen Unter- und Oberrothorn und bilden teilweise die Westabhänge des letzteren Gipfels.

#### d) Die quarzreichen Schiefer.

Die Stellung dieser quarz- und glimmerreichen Schiefer innerhalb der übrigen Bündnerschiefer ist noch sehr unklar. Im Mineralbestand lehnen sie sich weitgehend an die pigmentarmen Typen der vorigen Gruppe an. In ihrem Habitus sind sie vielen Glimmerschiefern und permokarbonischen Albitgneisen durchaus ähnlich. Innerhalb der Bündnerschiefer der Gruppen a) und b) bilden sie meist nur dünne, scharf begrenzte Bänke von 10, 20, höchstens 50 cm Mächtigkeit, die nach den Seiten hin ausdünnen. Die Lagerung ist anscheinend normal, was auf ihre stratigraphische Zugehörigkeit zu den Bündnerschiefern hinweist.

Makroskopisch sind es grünlichweiss gesprengelte, auf den Schieferungsflächen silberglänzende Schiefer. Im frischen Querbruch lassen sie meist eine porphyrisch-flaserige Struktur erkennen.

U.d.M. zeigt sich Quarz in verzahntem, hornfelsartigem Gefüge von ca. 0,3 mm Korngrösse. Er tritt fast monomineralisch in Bändern auf, die, beidseits vom Glimmer begrenzt, den ganzen Schliff durchziehen. Serizit findet sich meist nur in kurzen Fasern, aber zu Bändern gehäuft, die,  $\pm \parallel$  angeordnet, das Gestein durchziehen. Meist enthalten sie neben kleinen Quarzanhäufungen, die stets unregelmässig begrenzten Albitporphyroblasten, die 1,5—2 mm  $\varnothing$  erreichen können. Einschlüsse von Serizit, Turmalin und besonders Quarz enthalten sie häufig. Bemerkenswert ist, dass die randlichen Partien oft völlig klar und rein sind, indem sich diese Einschlüsse nur auf die zentraleren Partien beschränken. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz sind vereinzelt zu beobachten. Zusammen mit dem Serizit, häufig im Druckschatten beidseits der Albitporphyroblasten, tritt ein Chlorit auf, der einen schwachen Pleochroismus und bei + N dunkelolivgrüne Farbe zeigt (Klinochlor).

Die mengenmässige Verteilung dieser Mineralien ist ungefähr die folgende:

Quarz	35—40%
Serizit und Chlorit	35—40%
Albit	20%

An Neben- und Übergemengteilen ist durch seine Häufigkeit besonders der Turmalin zu erwähnen. Er tritt in kleinen, idiomorphen Prismen meist im Serizit auf. Die häufigen sechseckigen Querschnitte lassen gelegentlich Zonarstruktur erkennen. Apatit, Titanit und Erze sind nur vereinzelt, dagegen bildet eine rotbraune, limonitische Substanz, die wohl durch Verwitterung aus einem Karbonat hervorgegangen ist, oft grössere zusammenhängende Partien.

Textur: schiefrig.

Struktur: lepidoblastisches Grundgewebe mit porphyroblastischen Feldspäten.

Bänke dieser Gesteine finden sich an verschiedenen Orten, doch treten sie naturgemäß an Gräten besonders in Erscheinung, während sie an Berghängen zu folge ihrer geringen Mächtigkeiten meist verdeckt sind oder übersehen werden.

Betrachten wir rückblickend die besprochenen Bündnerschiefertypen, so fällt uns von Gruppe a) zu Gruppe d) der zunehmende Albitgehalt auf, der besonders in der letzten Gruppe so beträchtlich wird, dass wir hier, petrographisch gesprochen, in vielen Fällen direkt einen Albitgneis vor uns haben. Diese Erscheinung wurde schon verschiedentlich aus andern Bündnerschiefergebieten beschrieben. Obwohl

an der sedimentären Abkunft dieser Gesteine nicht gezweifelt werden kann, bleibt doch stets der Ursprung des vorhandenen Na recht unklar. Die meisten Autoren erklären ihn durch hydrothermale oder pneumatolytische Zufuhr aus benachbarten Intrusivmassen. Als solche kämen, wie u. a. auch DIEHL (Lit. 33, S. 259/261) bemerkt, wohl nur die Ophiolithe in Frage. Es ist jedoch eigenartig, dass nicht selten albitreiche Schiefer oft 100 und mehr Meter vom nächsten Ophiolithvorkommen entfernt auftreten, während in nächster Umgebung derselben Albit ganz fehlen kann. Auch die oft scharfe Begrenzung der albitführenden Schiefer von den übrigen, wie dies besonders bei der letzten Gruppe erwähnt wurde, erscheint in dieser Hinsicht recht sonderbar. R. STAUB hat daher diesen Albitgehalt und anderes mehr bereits 1920 (Lit. 103) auf den Einfluss der geosynkinalen Telemetamorphose zurückgeführt. Zur definitiven Abklärung der Albitisierungsfrage bedarf es auf alle Fälle noch weiterer Beobachtungen.

Es wäre naheliegend, für die oben beschriebenen Schiefertypen nach Anhaltspunkten für eine stratigraphische Einordnung zu suchen. Bereits 1937 hat R. STAUB (Lit. 113) für die Elemente der Schamser-Decken und der obersten Misoxer Zone eine stratigraphische Gliederung nach lithologischen Gesichtspunkten vorgeschlagen, und 1941 gelang es JAECKLI (Lit. 60), die Schiefer der Adula-Decke am Piz Beverin in ein ziemlich lückenloses Profil vom Lias bis zum Flysch einzuordnen. Dabei waren jedoch zwei Faktoren von Bedeutung, die wir in unserem Gebiet vermissen. Einmal ist die Metamorphose jener Gesteine, wie aus Vergleichen deutlich hervorging, eine geringere als bei den unsrigen, und zweitens scheinen jene in mehr oder weniger ungestörtem normalem Zusammenhang vorzuliegen, während im Wallis die Lagerungsverhältnisse weit gestörter sind. Als wahrscheinlich ist in unserem Gebiet nur Lias und eventuell Dogger im Sinne der Nollaschiefer (Gruppen c) und d)) anzunehmen. Jüngere Glieder sind mit genügender Sicherheit nicht bekannt.

## II. Die Randzone des Mischabelkristallins.

Seit den klassischen Untersuchungen von E. ARGAND ist der Deckenbau der penninischen Hochalpen des Wallis zu einem allgemein gültigen Begriff geworden. Die Profile mit den charakteristischen Bewegungsbildern, den steil emporsteigenden und nach Norden abgeknickten Wurzeln, die sich in den mächtigen Leib der Bernhard-Decke hineinbohrende Monte Rosa-Stirne und die über allem lagernde Dent Blanche-Decke haben bereits in vielen Lehrbüchern Eingang gefunden.

In den letzten Jahren sind nun durch verschiedene Untersuchungen Detailergebnisse bekanntgeworden, die das allgemeine Bauschema ARGANDS in den grossen Zügen nachträglich zwar nicht grundlegend zu ändern, aber doch wesentlich zu modifizieren vermochten. So war es R. STAUB, der, veranlasst durch Unstimmigkeiten in der angenommenen Detailparallelisation zwischen Bünden und Wallis und durch die inzwischen erfolgten Aufnahmen von K. T. HUANG (Lit. 59), die trennende Sedimentmulde zwischen Bernhard- und Monte Rosa-Decke genauer verfolgte und 1936 (Lit. 112) bereits sehr bestimmt darauf hinwies, dass eine Trennung dieser beiden Einheiten bis in die Wurzelzone nicht bestehe, sondern dass dieselben bereits viel weiter nördlich, im Gebiete der Weissmiesgruppe, miteinander verbunden seien. 1939 wurde diese von STAUB 1937 näher belegte Auffassung von P. BEARTH (Lit. 15) vollauf bestätigt. Damit war die alte ARGANDSche Ansicht von zwei grossen selbständigen Haupteinheiten, der Bernhard-Decke und der Monte Rosa-Decke, hinfällig geworden und an ihre Stelle eine einzige, mächt-