

Lithologie und Stratigraphie

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **48 (1955)**

Heft 1

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

wird zur hoch- und oberpenninischen Schürf- und Schuppenzone. Mte. Rosa-Decke und St. Bernhard-Decke werden zu einer Einheit zusammengefasst, zur neuen mittelpenninischen Mischabel-Decke, deren Äquivalent in Bünden die Suretta-Tambo-Decke bildet.

Damit ist auch die Ansicht HUANGS hinfällig geworden, der noch 1935, in Anlehnung an ARGAND, eine deckentrennende, hypothetische Linie zwischen Triftgrätli- und Grundbergmulde einerseits und der Laquinmulde andererseits postuliert hatte.

R. STAUB zeichnet dieses neue Bild in den folgenden Jahren (1937, 1942 a) in weitestem Rahmen und gibt in zahlreichen Arbeiten (1942 b, 1942 c, 1948 a, 1952, 1953) der Walliser Geologie neue Impulse.

1939 bestätigt P. BEARTH nach eingehenden Studien im Val d'Antrona und Val Bognanco die Mischabeleinheit R. STAUBS.

1946 sucht FR. ROESLI in seiner Arbeitshypothese neue Wege im strittigen Fragenkomplex der Bernhard-Monte Rosa-Diskussion und schlägt eine neuerliche Trennung vor. Er beheimatet die Bernhard-Decke südlich der Monte Rosa-Decke. Mit dieser Auffassung stösst er auf den Widerstand von BEARTH, der 1952 wiederum die Mischabel-Einheit als solche postuliert – allerdings aus tektonisch-strukturellen Gründen –, diese umbenennt und als Bernhard-Monte Rosa-Decke zusammenfasst.

Die durchgeführten Neuaufnahmen des Walliser Penninikums von HAGEN (1944, 1948, 1952), GARD (1947), GÖKSU (1947), GÜLLER (1947), WITZIG (1948) ITEN (1949), SZEPESSY (1949) und R. JÄCKLI (1950) belegen die Richtigkeit der Vorschläge R. STAUBS. Die Probleme dieser Gebiete und die von den Autoren vorgeschlagenen Lösungen sollen im Verlauf der folgenden Studie behandelt werden. Insbesondere haben wir auf die neueren Vorschläge über die Zugehörigkeit der Barrhornserie (R. STAUB 1952, ELLENBERGER 1952) im Zusammenhang mit der Frage nach ihrer westlichen Fortsetzung einzugehen.

Die 1953 von R. STAUB am Beispiel der Westalpen demonstrierten Hinweise auf die engste Verknüpfung uralter Bruchsysteme mit jungen gebirgsbildenden Vorgängen, deren Effekte auf Sedimentation und Tektonik, finden auch in unserem kleinen Untersuchungsgebiet in gewissem Sinn ihre Bestätigung. Im tektonischen Abschnitt wird darauf Bezug genommen.

B. Lithologie und Stratigraphie

I. DIE CASANNASCHIEFER

Allgemeines

Ein Durchgehen der Literatur zeigt, wie verschieden im Laufe der Zeit der von THEOBALD geschaffene Begriff „Casannaschiefer“ angewendet wurde. 1948 hat R. STAUB erneut eine Präzisierung der Bezeichnung gegeben, nach der nur epizonale, schwach umgewandelte kristalline Schiefer und epimetamorphe Orthoeinlagerungen, Gneise und Grüngesteine, von den Diaphtoriten mit rückschreitender Metamorphose abgesehen, zu den „Casannaschiefern“ gezählt werden dürfen. Dank den Erkenntnissen in den nördlichen Ostalpen und in der karnischen Kette, wo die „Casannaschiefer“ zum mindesten mit ihren tieferen Gliedern die Basis des Silurs bilden, dazu dank Vergleichen mit Serien aus dem Grundgebirge Nordeuropas wird vorpaläozoisches Alter vorgeschlagen. Sie entsprechen der „jotnischen Stufe“.

Im mittelpenninischen Raum ist ein sporadisches Auftreten des Paläozoikums festzustellen. Nur vereinzelte Vorkommen von Karbon, zu denen auch die hangendsten Graphitphyllite der oberen „Casannaschiefer“ zu zählen wären, und ein spärlicher „Verrukano“ würden es repräsentieren.

In den Arbeiten petrographisch-mineralogischer Natur, die mit den Namen GERLACH (1871), DUPARC & RITTER (1896), ARGAND (1909, 1911 d, 1934), WOYNO

(1911), DIAS (1920), WEGMANN (1922), DIEHL (1938) und SIGG (1944) verbunden sind, wird das Problem der „Casannaschiefer“ der Mischabel-Decke behandelt und die mögliche stratigraphische Gliederung meist diskutiert. Die Resultate weichen voneinander ab. In einer neuesten Untersuchung verweist VALLET (1950) die oberen und unteren „Casannaschiefer“ wiederum gesamthaft ins Permokarbon; offensichtlich handelt es sich aber nicht um die eigentliche „Casannaschiefergruppe“ von R. STAUB.

Für unser Gebiet liegt eine petrographische Studie von HALM (1944) über die „oberen Casannaschiefer“ vor. Ausserdem geben GILLIÉRON (1946) aus dem Talhintergrund von Turtmann und GÖKSU (1947) aus dem Raum Bela Tola–Les Diablons übereinstimmende Profile aus dem Hangenden der „Casannaschiefer“, so dass wir hier mit Vorteil auf die genannten Autoren verweisen und uns auf die wesentlichsten Beobachtungen beschränken.

Die Aufnahmen aus dem südlichen Turtmantal und dem Val d’Anniviers seien hier in einem Profil von HALM (1944) wiedergegeben. Es lautet von oben nach unten:

(Triastafelquarzite)

1. karbonatführende Serizit-Chlorit-Schiefer,
2. albitporphyroblastische Glimmerschiefer mit eingelagerten Amphiboliten,
3. Amphibolite mit aplitisch-pegmatitischen Injektionen,
4. Serizit-Chlorit-Gneise und -Schiefer mit eingelagerten Muskovit-Turmalinpegmatiten,
5. Serizit-Chlorit-Schiefer mit eingelagerten Amphiboliten.

Diese Angaben beruhen auf Beobachtungen der Gesteinsserien, die am Aufbau der Pointe de Tsirouc beteiligt sind und somit zum vorliegenden Untersuchungsgebiet gehören. Tatsächlich lassen sich unsere eigenen westlich und östlich angrenzenden Profile zwangslos in diese Einteilung einfügen. Die Verhältnisse in der Gegend von Zinal weichen jedoch insofern davon ab, als hier im Druckschatten einer Rückfaltung der abtauchenden Mischabel-Decke [vgl. Taf. XII] schwarze, an kohligem Pigment reiche Tonschiefer [Karbon? vgl. S. 157] und feinere und gröbere Konglomerate [Perm, vgl. S. 158] das Profil erweitern.

Verfolgen wir die Obergrenze der höchsten „Casannaschiefer“, so erhalten wir mit Hilfe des beschriebenen Profils einen vorzüglichen Einblick in die Struktur des tief zerschlitzten Körpers des untertauchenden Mischabel-Deckenrückens. Das teilweise Fehlen der obersten Glieder der „Casannaschiefer“ bis in die Gegend der Frilhörner demonstriert auf eindruckliche Weise die tektonischen Ereignisse.

Zur Lösung der Altersfrage gibt HALM vom petrogenetischen Standpunkt aus keine neuen Vorschläge, sondern übernimmt Angaben früherer Autoren, die den fraglichen „Casannaschieferkomplex“ gesamthaft dem Permokarbon zuordnen. Wir möchten uns bei der Altersdiskussion auf die mit einiger Sicherheit festlegbaren Horizonte des Karbons und des Perms beschränken.

a) Karbon

Von Zinal über Chapec nach Chiesso aufsteigend, befinden wir uns, da die Steigung des Weges annähernd dem südlichen Einfallen des Mischabel-Deckenrückens entspricht, auf einer längeren Strecke in schwarzglänzenden Phylliten

[vgl. Fig. 1]. Über weite Gebiete des Mischabelrückens bilden sie einen mehr oder weniger konstanten Horizont. Wir betrachten sie mit ARGAND als Analogon zu den dunkeln Gesteinen der „Zona graphitica“ [Karbon]. Dieser Horizont tritt, wenn auch nicht immer gutaufgeschlossen, morphologisch in Erscheinung und ist an der intensiven schwarzen bis grünlichgrauen Verwitterung schon aus der Ferne gut erkennbar, zumal die überliegende Serie des Perms mit ihren resistenteren und heller anwitternden Gesteinstypen eine gute Kontrastwirkung ergibt.

Aus der Nähe erweisen sich die Phyllite als waffelig brechende, teilweise rostrot anwitternde Tonschiefer, die immer reichlich dunkles Pigment führen. Grauer Glanz und fettiges Anfühlen vervollständigen den Eindruck eines stark kohlig Substanz führenden Gesteins. Makroskopisch beobachten wir in den Graphitphylliten¹⁾ zahlreiche Porphyroblasten [Albit]. Je weiter wir die Phyllite gegen NW verfolgen, desto geringer wird ihr Gehalt an kohlig Substanz.

Die Ähnlichkeit zu gewissen Spielarten der Bündnerschiefer ist gross. Neben ihrer ungestörten Lagerung unter den konglomeratischen Quarziten, den Blätterquarziten, den Tafelquarziten und der karbonatischen Trias schliesst die Tektonik dieses Abschnittes, wo Tafelquarzite als einheitliche Masse den abtauchenden Mischabel-Deckenrücken umhüllen, eine Bündnerschiefer-Zugehörigkeit aber zum vorneherein aus.

Die mikroskopischen Befunde und Gegenüberstellungen ergeben ein gut übereinstimmendes Bild.

Im Dünnschliff zeigt ein an kohligem Pigment reicher Phyllit aus Zinal einzelne xenomorphe Albitporphyroblasten in einem lepidoporphyroblastischen, wirr gefalteten und mit zahlreichen Clivageflächen durchsetzten Grundgewebe, bestehend aus Serizit-Chlorit-Schüppchen, kohlig Substanz und fein verzahnten, teilweise undulös auslöschenden Quarzaggagaten, die teils quer, teils längs zur Clivagefläche liegen. Die Albitporphyroblasten enthalten regelmässig Einschlüsse von dunkelm Pigment. Eine auffallende, starke Drehung der Individuen ist typisch.

In den Schliffen aus dem „Grand Couloir-Profil“ erkennen wir eine regelmässige Verteilung der kohligen Substanz in der Grundmasse und – ungeachtet ihrer Korngrenzen – in den Porphyroblasten. In den Phylliten von Zinal sind die Albite mit Einschlüssen von kohligem Pigment S-förmig gedreht. Die Drehung scheint demnach syntektonisch der Verfaltung der Mischabel-Decke stattgefunden zu haben. Die gross erscheinende Differenz zwischen den westlichen und den östlichen Profilen muss grossenteils auf tektonische Ursachen zurückzuführen sein.

Die Tatsache ist sehr auffallend, dass sich der Kohlenstoff auf diese Stufe beschränkt oder zumindest in derselben besonders gehäuft erscheint. Der Horizont ist in bezug auf den Mineralbestand im wesentlichen beständig. Ferner bestätigt die deutliche Grenze gegen das Hangende und gegen das Liegende die Einheitlichkeit der Phyllitgruppe. Auch in petrographischer Hinsicht ergibt sich, dass eine Einheit vorliegt, die eine Abtrennung von den obersten „Casannaschiefern“ fordert. Die graphische Darstellung nämlich des prozentualen Volumenanteils der einzelnen Mineralien Quarz, Serizit, Chlorit, Karbonat, die in der Arbeit von HALM (1944) zu finden ist, zeigt an der Obergrenze der schwarzen Phyllite deutliche Verschiebungen der Mengenverhältnisse.

¹⁾ Im folgenden wird durchwegs von „Graphitphylliten“ die Rede sein, wiewohl im Grunde „Graphitoid-Phyllite“ nach petrographischen Gesichtspunkten richtiger wäre. Dies aus nomenklatorischen Gründen, da die Bezeichnung „Zona graphitica“ der italienischen Westalpengeologen und ARGANDS „schistes noirs graphiteux“ als Teil der „Casannaschiefer“ in die Literatur eingegangen sind.

Trotz der generellen Zuordnung ins Permo-Karbon teilt HALM nach petrographischen Gesichtspunkten die obersten „Casannaschiefer“ doch in verschiedene Zonen ein [vgl. S. 156]. Diese stimmen mit den von uns beobachteten sehr gut überein.

Wir setzen deshalb die albitporphyroblastischen Glimmerschiefer von HALM unseren Graphitphylliten gleich und gehen wohl nicht fehl, wenn wir sie dem Karbon zuordnen. So erhalten wir für das ganze Gebiet eine Aufteilung der obersten „Casannaschiefer“.

b) Perm

Im ganzen Untersuchungsgebiet werden die Graphitphyllite von den Sedimenten des Perms in wechsellagerter Mächtigkeit überlagert. Im vollständigen Profil handelt es sich dabei, von oben nach unten, um eine Abfolge von [vgl. Fig. 1, Index 2–6]:

- 2) Blätterquarziten,
- 3–5) verrukano-ähnlichen Konglomeraten,
- 6) Serizitquarziten.

Quarzporphyre (GÖKSU 1947, ITEN 1949) konnten nirgends beobachtet werden.

Im Gelände treten die Sedimente des Perms deutlich in Erscheinung. Über den stark verwitterten Graphitphylliten (1) von 30–40 m Mächtigkeit setzen mit rund 15–20 m die resistenteren Blätterquarzite (2) ein, höher bilden die Konglomerate (4) eine hervortretende Felsrippe, dann mit Abnahme der Komponenten-grösse der Gerölle (5) ergeben sich weichere Geländeformen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt um 50 m. Endlich stehen die äusserst stark verwitterten höchsten Partien der Serizitquarzite (6) in deutlichem Gegensatz zu den gelblichbraunen Wänden der Triasquarzite (7).

Im W von Zinal konnte entlang der Hangendgrenze des Perms (6) eine tektonische Bewegungsfläche beobachtet werden. Die Gesteine des Hangendsten der oberen „Casannaschiefer“ sind deshalb in einer Mächtigkeit von 10 m völlig zerbrochen. Zu prüfen wäre in grösserem Zusammenhang, ob der Horizont (6) nur infolge intensivster Durchbewegung so auffällig verwittert. Da von den meisten Autoren der Zone du Combin ein solch typischer, doch nicht durchwegs so extremer Horizont gemeldet wird, könnte ausserdem eine alte permische Verwitterungsfläche vorliegen. Von unseren Untersuchungen allein ausgehend, konnten wir dies nicht entscheiden.

Dieser charakteristische Horizont wird uns bei der tektonischen Auflösung der Rückfaltungsphänomene von Zinal wichtige Dienste leisten.

Die Profile an der Basis der Diablons sind infolge Verschuppung unvollständig. Teilweise liegt Perm und Karbon in höheren Serien vom Mischabel-Deckenrücken losgeschürft, mit überlagernder Trias und Bündnerschiefern einige km weiter nördlich auf dem „normalen“ Mesozoikum der Decke (zwischen Pas de Forcletta und Frilihorn; GÖKSU 1947).

Ein Profil in den Felsen westlich von Zinal, am Aufstieg zur Alpe de Singline, zeigt die charakteristischen Gesteine des Perms am besten dank der ruhigeren Lagerung [vgl. Fig. 1].

Der Übergang von den Graphitphylliten des Karbons zu den Blätterquarziten ist nicht sehr ausgeprägt und überdies sehr schlecht aufgeschlossen. Erkennbar ist ein rasches Zurücktreten und Verschwinden des kohligen Pigments und eine Zunahme der Serizitblättchen, die dem Gestein (2) auch bald die hell-graugrüne Farbe verleihen. Das Auftreten von einschlussreichen Albitporphyroblasten wird gegen oben immer seltener und erlischt schliesslich ganz. Chlorit ist in den tiefsten Partien reichlich, höher nur noch gelegentlich zu beobachten. Quarz nimmt mengenmässig einen grossen Raum ein. Oft finden sich Granatkörner reliktsch in der Grundmasse wahllos verteilt.

Über den Serizitblätterquarziten folgen Konglomerate (3–5) mit lichtrosafarbenen Quarzkomponenten. An der Basis sind die Konglomerate feinkörnig (3), im Zentrum der verrukano-ähnlichen Abfolge können an den einzelnen Geröllen Kantenlängen von 4–5 cm gemessen werden (4). Nach diesem Maximum wird die Schüttung wieder feiner (5), bis in den höchsten Partien ein Serizitquarzit (6) vorliegt. Sehr typisch für das Hangende dieser Gesteine ist deren rostrote Sprenkelung auf den Anwitterungsflächen.

Das Dünnschliffbild der Konglomerate zeigt in einer grano-lepidoblastischen Grundmasse von feinkörnigem, zuweilen pflasterartig verwachsenem Quarz, Serizit und stark zersetzter Feldspatsubstanz, undulös auslöschende, intensiv verzahnte Quarzaggregate, welche die makroskopisch sichtbaren Gerölle repräsentieren. Ein regellos verteiltes eisenschüssiges, daher meist limonitisierendes Karbonat ergibt die erwähnte Sprenkelung. Auf den Schieferungsflächen ist oft Biotit zu beobachten (neugebildet oder zersetzt, n_a gelb, n_g intensivbraun).

Der Übergang von den feinkörnigen Konglomeraten zu den Serizitquarziten im höheren Perm vollzieht sich allmählich. Er ist in den Dünnschliffen am raschen Verschwinden der letzten Albitporphyroblasten und am Zurücktreten des Chloritanteils erkennbar. Quarz und besonders Serizit werden volumenmässig bald vorherrschend. Eisenschüssiges, limonitisierendes Karbonat ist auf den Schieferungsflächen angereichert. Die Struktur wird feinlepidoblastisch.

Die Profile aus dem Felsriegel der Alpe Châteaupré im Val de Moiry oder aus dem Frilital im NW der Diablons zeigen im wesentlichen keine grösseren Unterschiede. Wenn dort auch keine groben Konglomerate in der beschriebenen „verrukano-ähnlichen“ Fazies gefunden werden konnten, so ist doch ein ähnlicher Sedimentationsrhythmus festzustellen.

Die Mächtigkeitsschwankungen [Mittelwert ca. 100 m] innerhalb des Perms sind relativ gross, wofür primäre Niveauschwankungen hauptsächlich verantwortlich sein dürften.

Hinweise auf Störungen tektonischer Natur zeigen uns neben den Aufschlüssen auch die Gesteinsschliffe der fraglichen Stellen. Die Albitneubildungen sind in den tieferen Partien sehr einschlussreich und mehr oder weniger gedreht. Dies steht im Gegensatz zu den Gesteinen in ungestörten Profilen, wo die Porphyroblasten mit ihren Einschlüssen ruhig im Gefüge liegen.

Die Einschlüsse enthalten Komponenten des umgebenden Sedimentes, wie Glimmerminerale, Pyrit und zuweilen Granat. Ob es sich bei den Granatindividuen um Neubildungen handelt, ist nicht sicher. Idiomorphe Kristalle sind selten, ausserdem sind reliktsche Körner als Gemengteile häufig in der Grundmasse. Es ist wohl möglich, dass Granat primär eingesedimentiert und später von den werdenden Porphyroblasten umwachsen wurde.

Die Datierung der Albitisierung ist aus den vorliegenden Untersuchungen im eng begrenzten Raum nicht genau festzulegen. Sie mag zeitlich, wenigstens teilweise, mit der Rückfaltung der Mischabel-Decke in der Gegend von Zinal zusammenfallen.

Diese Ergebnisse lassen sich ohne grössere Schwierigkeiten in einen weiteren Rahmen einfügen. Die Beziehungen stratigraphischer und tektonischer Natur zu den untersuchten Gebieten im E von GILLIÉRON (1946), GÖKSU (1947), ITEN (1949), und zu denen im W von WEGMANN (1923), WITZIG (1948) und SZEPESSY (1949) erlauben im engeren Bereich eine gut übereinstimmende Aufteilung der oberen „Casannaschiefer“, wie sie oben vorgeschlagen wurde. Eine ähnliche Gliederung liess sich nach den STAUBSchen Karten auch in Graubünden nachweisen.

II. DIE TRIAS

Allgemeines

Die bekannten grossen Schwierigkeiten einer Gliederung der penninischen Schichtreihen im Wallis, im Gegensatz zu einer solchen der gut fossilbelegten Schichtabfolgen des Briançonnais, haben sich auch im vorliegenden Untersuchungsraum gezeigt. Ein Hauptgrund dazu ist die kräftige Metamorphose der Sedimentserien. Die Umprägung hat wohl auch etwelche primär vorhandene Fossilien gänzlich zerstört, ganz abgesehen davon, dass eine ursprüngliche Fossilarmut als wahrscheinlich anzunehmen ist.

Es muss als Glücksfall bezeichnet werden, wenn GÜLLER (1947) mit seinem Fund von *Encrinus liliiformis* LAM. (Bestimmung A. JEANNET) in den dolomitischen Kalken des Strahlhorns Ladin erkennen kann. Nach Dünnschliffbildern in der Publikation ITENS (1949) wären ausserdem im Hangenden der Hühnerknobel-, „Decke“ Radiolarien (Bestimmung A. JEANNET) nachgewiesen. In neuester Zeit erhalten wir die Nachricht vom Funde einiger Fragmente von *Physoporella praealpina* aus der NW-Wand des Barrhorns durch ELLENBERGER (1952). Diese vereinzelt, einigermassen bestimmbaren Fossilien charakterisieren treffend die Seltenheit des Auftretens fossilführender Horizonte.

Überdies finden sich in unserem Untersuchungsgebiet ausserordentliche Komplikationen tektonischer Natur; es sind Verschuppungen, Ausquetschungen und lokale Verfaltungen, die den Versuch einer stratigraphischen Gliederung zu einem mühevollen Auseinanderlesen gestalten. Aus diesen Gründen wird sich eine Gliederung auf lithologische Gesichtspunkte und eingehende Vergleiche mit fossilbelegten Schichtserien stützen. Notgedrungen müssen analoge Profile über weite Distanzen hergeholt und verwendet werden, obwohl dieses Unternehmen selbstverständlich eine gewisse Fragwürdigkeit in sich trägt.

In unserem Untersuchungsgebiet wird dadurch die Gliederung der Trias erleichtert. Weit grössere Schwierigkeiten bietet die Frage nach dem genaueren Alter der jüngeren Sedimente, der Bündnerschiefer. Der mannigfaltige laterale und vertikale Wechsel in der Ausbildung dieser monoton erscheinenden Sedimentserien erschwert das Erkennen charakteristischer Profile. Der Versuch, möglichst vollständige Abfolgen untereinander und mit gebietsfremden Profilen zu vergleichen, erwies sich für eine stratigraphische Auflösung von grossem Nutzen. Trotzdem bleibt eine detaillierte Altersskala heute noch ein Versuch.

1. Die Trias der Mischabel-Decke

Das schönste und vollständigste Triasprofil lässt sich in der Felswand über Beuregard auf der westlichen Talseite von Zinal studieren [vgl. Tafel X, Fig. 1]. Über dem weiter oben (S. 158) beschriebenen, stark durchbewegten und verwitterungsanfälligen Horizont der permischen Serizit-Quarzite setzen mit aller Schärfe die massigen, gelbgrün anwitternden Triasquarzite ein. Mit einer Mächtigkeit von 70–90 m bilden sie eine markante Geländestufe (7). Die Felswand trägt als oberen Abschluss ein weithin leuchtendes helles Band und steht in deutlichem

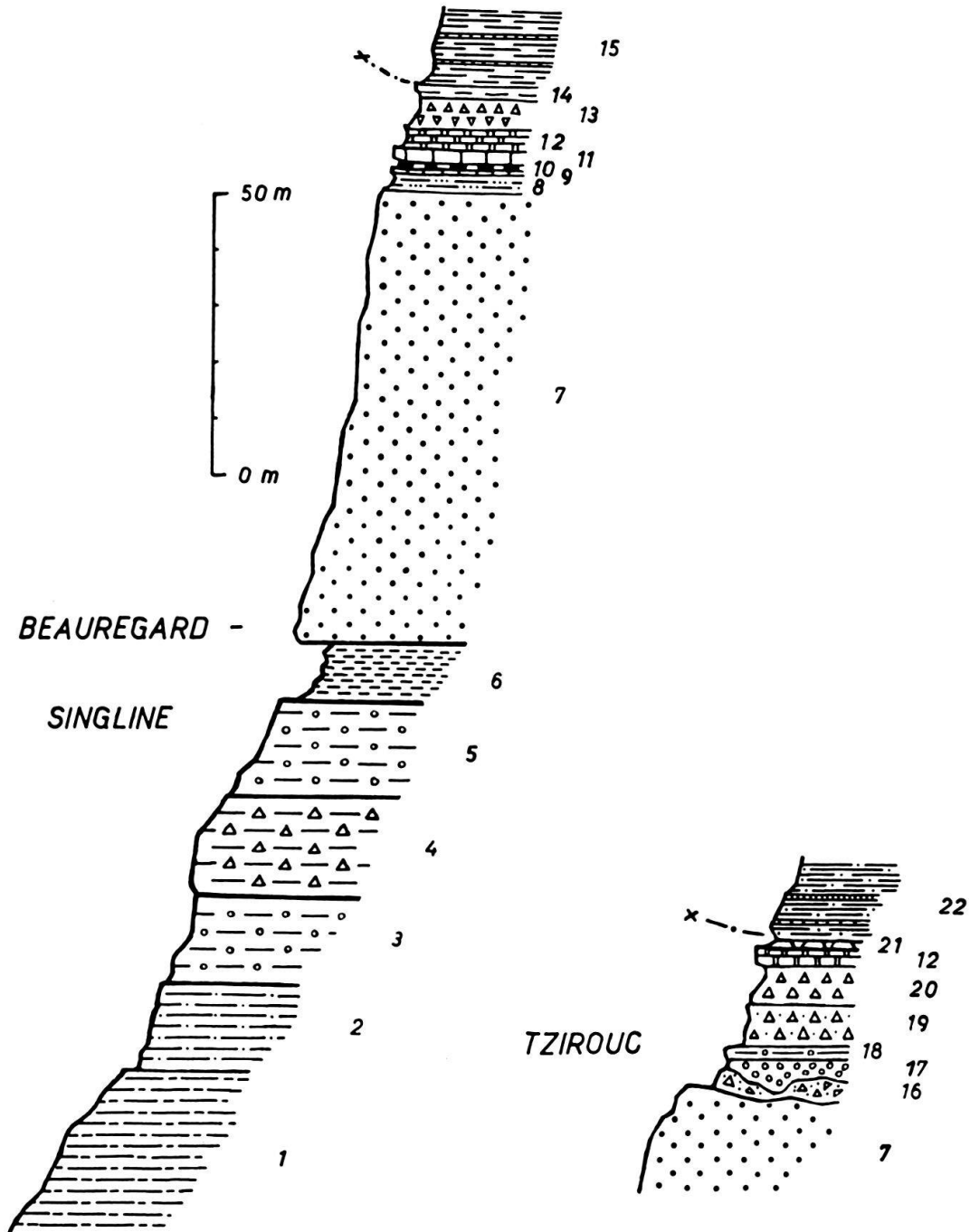


Fig. 1. Profile durch den Mischabel-Deckenrücken (vgl. Legende im Text).

Kontrast zu den überlagernden, grau verwitternden Bündnerschiefern. Trotzdem dieses Band schwer zugänglich ist, gelang es, ein mehr oder weniger vollständiges Triasprofil aufzunehmen, für welches wir aber eine reduzierte Mächtigkeit vermuten. Die Profilabfolge von oben nach unten bei max. Mächtigkeiten lautet [vgl. Fig. 1, Beauregard-Tsirouc]:

- 15) Bündnerschiefer der „basalen Sorebois-Serie“;
- 14) 2 m weissgelbliche, dolomitische Schiefer mit Rauhackenzwischenlagen; gegen unten: Vorherrschen einer
- 13) 6 m hell-ockerfarbenen Rauhacke mit gelblichen bis weisslichen Dolomittrümmern;
- 12) 0–5 m grauer, massiger Dolomit, brekziös mit zahlreichen Calcit-„Narben“ als Kluftausfüllungen;
- 11) 2 m feinlagiger, weiss-grauer, gebänderter Kalkmarmor, gegen unten in graugelben, bisweilen rötlichgelben Marmor übergehend;
- 10) 1 m rostrote Rauhacke mit Marmorzwischenlagen;
- 9) 0,5 m Rauhacke, brekziös mit Blätterquarzschuppen und Dolomittrümmern;
- 8) 3 m serizit-reicher Blätterquarzit, vollständig tektonisiert, zu Grus zerfallend, deshalb weiss leuchtende Anwitterungsfarbe, evtl. alte Verwitterungsfläche;
- 7) 90 m Tafelquarzit von gelbgrüner Anwitterung. Serizitgehalt variabel. Fast reine Quarzite: milchigweisse Farbe. Meist gleichkörnige Gesteine, gelegentlich Kreuzschichtung zu beobachten. Gegen unten wird das Gestein massig, vereinzelte lichtrosafarbene Quarzkomponenten. Im Liegenden: Scharfer Kontakt zu den verwitterungsanfälligen, tektonisierten, zu Grus zerfallenden Serizit-Quarziten des obersten Perms (6).

Gegen Süden kann das Profil noch an einigen Stellen erkannt, aber nirgends so vollständig beobachtet werden. Gegen NW zeigt uns ein kleiner isolierter Aufschluss unterhalb Chiesso eine rotockerfarbene Rauhacke, die zahlreiche gerundete, 2–3 mm grosse Serizitquarzitkomponenten enthält. An keiner Stelle konnte ein analoges Vorkommen gesehen werden.

Die Triasaufschlüsse der Alpe Grand Plan zeigen ein wirres Bild tektonischer Beanspruchung. Wir betrachten deshalb die Verhältnisse weiter westlich, wie sie zwischen Corne de Sorebois und Pointe de Tsirouc liegen [vgl. Taf. X und XII]. Der Tsiroucgipfel wird von Tafelquarziten aufgebaut, während die gesamte stark reduzierte und zertrümmerte karbonatische Trias weiter zurück in der Passlücke liegt.

Das Profil zeigt von oben nach unten (max. Mächtigkeiten) [vgl. Fig. 1: Tsirouc]:

- 22) Bündnerschiefer der „Sorebois-Serie“;
- 21) 1,5 m hellockerfarbene Rauhacke, enthält tektonisch eingeschuppt Komponenten aus den basalen Bündnerschiefern;
- 20) 4 m weisslichgelber, feinkörniger Dolomit;
- 19) 6 m hellgelb anwitternde, im Bruch fast weisse, zellige Rauhacke; im E Gipslinse;
- 18) 8 m graugelb gefleckte, brekziös Rauhacke, Komponenten eines weissgelben, bisweilen braungrauen Dolomites; Zwischenlagen eines pyritreichen, gelbroten, körnigen Dolomites; gegen unten übergehend in
- 17) 0,5 m Rauhacke mit zahlreichen, in Nestern angeordneten, dunkelbraunen Komponenten von schlackenartigem Habitus, bestehend aus sehr stark limonitisierter Pyritanreicherung;
- 16) 6 m feinkörnige, rotbraune Rauhacke, Serizitquarzittrümmer führend, gegen unten Zurücktreten des Rauhackenanteils bei gleichzeitiger Zunahme der Grösse und Anzahl der Serizitquarzittrümmer, zu denen sich in zunehmendem Masse Tafelquarzitkomponenten stellen; gegen die Basis hin liegt eine auf tektonische Zertrümmerung zurückgehende Tafelquarzitbrekzie vor, deren Trümmer beträchtliche Grösse erreichen (30–50 cm Kantenlänge);
- 7) x m gleichkörniger, je nach Serizitgehalt grobgebänkter oder tafeliger Quarzit.

Die Zusammenhänge mit den weiteren Aufschlüssen der karbonatischen Trias östlich und westlich des Grates sind infolge intensiver Schuttbedeckung nicht ohne weiteres ersichtlich. Trotzdem können sie oft dank den Rauhwackenhorizonten mit einiger Sicherheit vermutet werden, da ihre Anwesenheit meist durch Einsturztrichter in den Alpweiden gekennzeichnet ist.

Einzelne ergänzende Beobachtungen sollen hier noch angeführt werden. Bei der Isoliertheit der Aufschlüsse kann der Schichtverband aber an keiner Stelle mit Sicherheit rekonstruiert werden.

Ein graugeflamelter, leicht brekziöser Dolomit steht nördlich von Tsarmette an. Als Einzelgänger in diesem Gebiet fällt er besonders auf. Gesteine gleicher Ausbildung finden sich erst weiter im E, in der Gegend von L'A Nouva wieder. In der Nordwand der Corne de Sorebois schaltet sich eine Gipslinse in die Rauhwacke ein; deren genaue Horizontierung ist wegen Schuttbedeckung schwierig. Da die Rauhwacke keine Komponenten von Serizitquarziten führt, dazu sehr bald scharf die Bündnerschiefer aufsetzen müssen, wird es sich um die obere Rauhwacke handeln. Das Gipsvorkommen ist meines Wissens das einzige der Gegend östlich der Gougtra. (Im W: WEGMANN 1923, GARD 1947.)

Bei den Alphütten von Fâche liegen die Verhältnisse etwas besser. Über der Quarzitbrekzie folgt eine warmbraune Rauhwacke, welche grössere, teilweise noch zusammenhängende Dolomittrümmer führt. Diese bestehen aus einem feinkörnigen, gelbrötlichen Dolomit. Oft ist eine ausgezeichnete Kreuzschichtung erhalten.

Bis jetzt haben wir uns auf die Beschreibung der tektonisch weniger gestörten Triasvorkommen zwischen Val de Moiry und Val de Zinal beschränkt.

Am NW-Grat der Diablons liegt in der ersten kleinen Lücke östlich von Pkt. 2892 über den obersten karbonatführenden, permischen Serizit-Chlorit-Quarziten ein völlig zerquetschter, rudimentärer Rest der Trias. Es ist ein mylonitisirtes, 1–2 cm mächtiges, helles Quarzitbändchen, auf das sofort die Bündnerschiefer der basalen Sorebois-Serie aufsetzen [vgl. Fig. 4]. Erst weiter östlich gegen die Frilihörner finden wir wieder normalere Profile.

Unterhalb der zweiten Gratlücke beträgt die Mächtigkeit der Tafelquarzite 3–4 m, auch schalten sich Linsen eines graugelben Dolomites mit brekziöser Struktur ein, welche bis zu zwei Metern anschwellen können. Ein heller, weisser bis graublauer, selten fein gebänderter Kalkmarmor-Horizont von 2–3 m Mächtigkeit liegt darüber. Dann folgen über einer Bewegungsfläche kalkreiche, meist marmorisierte Bündnerschiefer.

Die Mächtigkeit dieses Triaszuges nimmt gegen die Frilihörner stetig zu und beträgt über Pkt. 3143 etwa 15 m. Oft fehlt der Dolomithorizont, und über den Tafelquarziten erscheinen mit Bewegungsanzeichen direkt Bündnerschiefer. Erst dann folgt die karbonatische Trias und über dieser die normale Serie der jurassischen Sedimente.

Dieses „magere“ Profil, welches aber für die tektonische Konstellation wichtig ist, war nicht bekannt und konnte erst nach langem Suchen an der vermuteten Stelle gefunden werden. Keinesfalls darf es mit der höherliegenden Serie der Trias, welche im Gelände durch eine weithin leuchtende Quarzitmasse auf dem NW-Grat der Diablons unter Pkt. 3143 gekennzeichnet ist, verwechselt werden. Es handelt sich bei dieser oberen Serie um eine verkehrt gelagerte Triasabfolge, die, nach allen Seiten isoliert, von den weissen Triastafelquarziten gekrönt wird.

Da weitere studierte Profile ausserordentlich gestört sind – meist fehlen grosse Teile der karbonatischen Trias –, verzichten wir auf eine weitere Diskussion und werden später, soweit zweckdienlich, darauf zurückkommen.

Diskussion des Alters der triadischen Sedimente der Mischabel-Decke

Im vorangehenden haben wir uns bewusst jeder Diskussion über die Altersfrage enthalten, um dadurch die beobachteten Tatsachen desto klarer zu zeigen.

Quarzite

Einheitlich liegen im untersuchten Abschnitt des südlichen Mischabel-Rückens über den karbonatführenden Serizit-Chlorit-Quarziten des oberen Perms (S. 158 f.), gelbgrüne bis milchigweisse Tafelquarzite [vgl. Fig. 1]. Nach ihrer Lage unter den Dolomiten, Rauhacken und Marmoren müssen die Tafelquarzite der unteren Trias zugestellt werden. Auch der Mineralbestand, die blastopsammitische Struktur und eine gelegentlich erhaltene Kreuzschichtung der Gesteine dürfte auf Buntsandsteinalter hinweisen.

Zu ähnlichen Schlüssen gelangen im Gebiete des Val d'Anniviers auch R. JÄCKLI (1950) und HALM (1944). JÄCKLI diskutiert insbesondere die Faziesentwicklung und die Altersfrage der Quarzite sehr eingehend. Er teilt die mächtigen Quarzitabfolgen des nördlichen Val d'Anniviers in zwei Gruppen: eine ältere, die in einer „verrukano-ähnlichen“ Fazies ausgebildet ist, und eine jüngere, die er mit Bestimmtheit dem Buntsandstein zuweist.

Die Tafelquarzite unseres Gebietes entsprechen der jüngeren Gruppe. Seit langem werden diese Gesteine im Wallis (ARGAND), in Bünden (STAUB, CORNELIUS) und in den Westalpen (KILIAN, HAUG) der unteren Trias zugeordnet. Es besteht kein Grund, diese stratigraphische Einordnung anzuzweifeln.

„Campiler-Niveau“

Vereinzelt findet sich wie im Profil westlich von Zinal über den Tafelquarziten ein serizitreicher Blätterquarzit. Er entwickelt sich allmählich aus den oberen Tafelquarziten. Stellenweise liegen darüber wenig mächtige, serizitreiche, feinschichtige Dolomite, dazu hauptsächlich auch grüne Serizitschiefer.

In den Profilen von R. JÄCKLI (1950) ist die entsprechende Stufe als Grenzhorizont des obersten Wérfenien ausgeschieden. Nach eigenen Beobachtungen und nach R. JÄCKLI [Schlucht Ponti d'Amont] können die Serizitschiefer ohne weiteres mit dem „Campiler-Niveau“ verglichen werden. Im Arbeitsgebiet von VALLET liegen fast gar nicht metamorphe, feine, grüne Tonschiefer in analogen Profilen vor.

In weiteren Querschnitten treten über den Tafelquarziten Rauhacken auf, welche fast durchwegs Komponenten von serizitreichen Quarziten und feinschichtigen hellen Dolomiten führen. Es muss sich dabei um die tektonisch aufgearbeiteten Serizit-Blätterquarzite handeln, zumal im anstehenden Gestein eine ausserordentliche Zertrümmerung festgestellt und gegen oben ein allmähliches Einsetzen von Rauhacken im aufblätternen Quarzit beobachtet werden kann. Tatsächlich könnte man erst von einem „Rauhacke führenden Blätterquarzit“, später von einer „Rauhacke mit Blätterquarzitschuppen“ sprechen.

Im Westabschnitt des untersuchten Gebietes liegt dieselbe Erscheinung vor, jedoch zeichnen sich darin die tektonischen Bewegungen in weit stärkerem Masse

ab. Hier sind nicht allein die Blätterquarzite, sondern auch die hangenden Tafelquarzite aufgearbeitet, so dass eher von einer oft grobklastischen Quarzitbrekzie gesprochen werden muss. Über dieser folgt die Rauhacke; sie führt eine teilweise noch zusammenhängende Schicht eines feinkörnigen, serizitreichen, gelbrötlichen Dolomites, in welchem oft eine ausgezeichnete Kreuzschichtung zu sehen ist. Dieser Horizont kann immer wieder beobachtet werden, allerdings nurmehr in Form von leuchtend gelben, körnigen, meist zerbrochenen Dolomiten oder als kleine und kleinste Komponenten in der Rauhacke. Stellenweise gewinnt man sogar den Eindruck, dass die Rauhacke aus diesem mylonitisierten Dolomit unter einem gewissen Anteil des Blätterquarzites hervorgegangen sei. Charakteristisch ist auch, dass die Gesteine im E, im Gebiet L'A Nouva-NW-Grat der Diablons, wo eine ungleich kräftigere tektonische Überprägung vorliegt, nicht mehr oder nur noch in Spuren an der Grenze von den Tafelquarziten zu den Marmoren oder Dolomiten gefunden werden konnten.

In bezug auf das Alter scheinen diese Gesteine am ehesten einem Campiler-Niveau zu entsprechen. Neben der lithologischen Ausbildung weist auch ihre Stellung zwischen untertriadischen Tafelquarziten und mitteltriadischen Kalken und Dolomiten auf diese Alterszuordnung hin.

WITZIG (1948) meldet aus der Gegend der Pointe de Vasevay dieselben dolomitischen Gesteine; sie überlagern einen serizitführenden feintafeligen Quarzit. Er ordnet sie dem unteren Anisien zu. GÖKSU (1947) erkennt in gleicher Stellung Serizit-Blätterquarzite als durchgehenden Horizont. Er schlägt Rötalter vor, zieht aber Vergleiche mit den Campilerschichten in Betracht. ITEN (1949) beschreibt analoge Horizonte als quarzreiche Glimmerschiefer, welche von dolomitischen Serizitphylliten überlagert werden. Er kommt zum Schluss, dass es sich „ohne Zweifel um Röt, im Sinne des ‚Campiler-Niveaus‘ handle“. GÜLLER (1947) vermutet in der Gegend von Zermatt die gleiche Stufe, in Form von „sandigen, dolomitischen Schiefen mit reichlich Serizit“, eine Gruppe, welche durch Rauhacken vertreten sein kann.

Tatsächlich erinnern die Abfolgen stark an ostalpine, fossilbelegte und daher gliederbare Profile aus dem Berninagebiet, die ausserordentlich wichtig sind im Anschluss an penninische Verhältnisse und die durch R. STAUB [Berninakarte] bekannt wurden. Ganz analoge Verhältnisse sind auch aus penninischen Gebieten Bündens seit langem von R. STAUB (1921, 1926, 1934) beschrieben und zu Vergleichen benützt worden. Ähnlichkeiten zum entsprechenden skythisch-anisischen Grenzniveau, wie es von STREIFF (1939) aus der nach ostalpinem Schema gegliederten Surettatrias beschrieben wurde, sind sehr auffallend.

Muschelkalk

Über den obersten, sehr feinkörnigen „Campilerdolomiten“, welche vielleicht schon ein lagunäres Anis repräsentieren, setzen normalerweise schwachrötliche bis graugelbe Kalkmarmore ein. Gegen oben werden diese mausgrau bis graublau, und eine feine Bänderung ist nicht selten. Darüber schalten sich Dolomite mit einem unruhig-grauweissen, zuweilen rötlichgelben Farbton ein. Ihre brekziöse Ausbildung, welche mehr oder weniger über das ganze Untersuchungsgebiet anhält, ist wohl tektonisch bedingt. Die Gesteine sind jedenfalls im W des Gebietes grösstenteils völlig zerbrochen und zeigen dann in mylonisiertem Zustand einen rauhackenartigen Habitus. Vielfach lassen sie sich als Komponenten auch in einem als brekziöse Rauhacke zu bezeichnenden Gestein nachweisen. Es scheint, dass diese in vielen Fällen direkt aus den zertrümmerten Dolomiten hervorgegangen ist.

Im E, das heisst praktisch unter der heutigen Dent Blanche-Decke gelegen, sind ungestörte Profile an keiner Stelle zu finden. Meist erscheinen über den Tafelquarziten Spuren von Rauhdecken in dünnsten, kaum erkennbaren Lagen. Unmittelbar darüber setzen in tektonischem Kontakt massige, brekziöse Dolomite ein. In weiteren Profilen (NW-Grat der Diablons) fehlt überhaupt die gesamte karbonatische Trias ganz, und die jurassischen Sedimente sind ins Hangende der Tafelquarzite eingeschuppt.

Die ausserordentliche Zerrissenheit der direkten Sedimenthülle des Mischabel-Deckenrückens unseres Gebietes gestaltet ein Rekonstruieren der ursprünglichen Mächtigkeiten sehr schwierig. Die mittlere Trias war wohl schon primär nur spärlich entwickelt. Vergleiche mit angrenzenden Gebieten, vor allem etwa mit dem Barrhorn oder dem Pontis-Profil, verstärken diesen Eindruck und spiegeln zugleich, gesamthaft betrachtet, das Bild immer wieder aktiver tektonischer Vorgänge.

Hinsichtlich der Mächtigkeitsangaben müssen wir uns auf die beobachteten Maximalwerte beschränken. Diese liegen für Kalke und Dolomite zusammen überall unter 25 m.

Bei der Frage nach dem Alter dieser Sedimente geben uns die Fossilfunde von GÜLLER (1947) und ELLENBERGER (1952) wertvolle Hinweise. In neuester Zeit beschreibt ELLENBERGER Funde von Fragmenten von *Physoporella praealpina* aus der NW-Wand des Barrhorns und gibt diesen Gesteinen anisisches Alter. Darüber wäre das Ladin in Form von „Gros bancs de dolomies claires et de calcaires marmoréens foncés“ vertreten.

Seit 1942 betrachtete R. STAUB nach seinen Funden von Radiolariten im Walliser Hochpenninikum und eingehenden Vergleichen der Barrhornserie mit der bündnerischen Avers-Weissberg-Serie die Trias gegliedert in Quarzite, Rauhdecken, Dolomite und Hochstegenkalk, eine Gliederung, die von ihm auch 1953 wieder mit aller Deutlichkeit vertreten wird.

Seit 1947 sind Funde von bestimmaren Crinoiden aus dem NE-Grat des Strahlhorns durch GÜLLER bekannt. Die fossilführenden hell- bis dunkelgrauen Dolomite und dolomitischen Kalke sind ladinischen Alters.

Aus der mittleren Stirnzone der Mischabel-Decke wird von R. JÄCKLI (1950) der „Pontiskalk“ eingehend beschrieben und dem Anis und Ladin, dem Muschelkalk zugestellt. Die obere Stirnzone trägt in seinem Arbeitsgebiet keine karbonatische Trias, aus ihrer südlichen Fortsetzung aber, dem Mischabel-Deckenrücken, sind uns durch GÖKSU (1947) wiederum Kalke des Anis und Dolomite des Ladins bekannt. Diese Gesteinstypen werden direkt mit dem „Pontiskalk“ verglichen. Ohne grosse Schwierigkeiten lassen sich diese Kalke und Dolomite nach Süden weiterverfolgen bis in die Gegend von Zinal. Ähnliche Profile und Datierungen sind uns durch WITZIG (1948) aus dem Val de Dix bekannt.

Auf Grund dieser Übereinstimmung glauben wir die Kalkmarmore, den Diploporenkalken gleich dem Ladin, die Dolomite dem Anis zuordnen zu können. Tatsächlich zeigen uns auch Vergleiche mit entfernteren Gebieten grosse Ähnlichkeiten [R. STAUB 1934, STREIFF 1939, KILIAN & PUSSENOT 1913, GIGNOUX & MORET 1937, GIGNOUX & RAGUIN 1931].

In neuester Zeit machen R. STAUB (1952) und ELLENBERGER (1952) auf weitgehende Analogien zu der gut gegliederten und zum Teil fossilbelegten Trias der Vanoise aufmerksam.

„Raibler“

Über den ladinischen Kalkmarmoren erscheint an tektonisch weniger gestörten Lokalitäten eine hellockerfarbene, obere Rauhwaacke. In ihrem Hangenden führt sie in zunehmendem Masse helle, weiss-gelbe, serizitreiche, dolomitische Schiefer. Schliesslich bleibt der Rauhwaacke nur noch die Funktion von trennenden Zwischenlagen, und endlich verschwindet sie höher oben ganz. Dieses Niveau liess sich nur im Profil unterhalb der Alpe de Singline gut studieren. An den meisten übrigen Stellen ist die Durchbewegung der Rauhwaacke zu intensiv, und das Gestein führt die dolomitischen Schiefer nur noch als mehr oder minder zertrümmerte Komponenten. Sehr oft fehlt die Stufe überhaupt, oder sie ist nur in geringsten Spuren – etwa in Form von gelbrötlichen Schmitzen in den basalen Bündnerschiefern – zu beobachten. Wahrscheinlich muss diesem Horizont auch das Gipsvorkommen in der Nordwand der Corne de Sorebois zugestellt werden [vgl. S. 163]. Typisch für die obere Rauhwaacke ist ihre meist brekziöse Ausbildung mit reichlich dolomitischen Komponenten. Durch das Fehlen der serizitquarzitischen Trümmer lässt sich das Gestein schon im Feld sofort von der unteren Rauhwaacke [„Campiler-Niveau“, eventuell ein lagunäres Anis] unterscheiden.

Dieser Horizont wurde von ARGAND als „Obere Rauhwaacke“ ausgeschieden. Er darf wohl mit analogen Detailprofilen, wie sie PUSSENOT aus dem Briançonnais beschreibt, verglichen werden, wo über dem sogenannten „calcaire franc“ Quartenschiefer-ähnliche Bildungen auftreten. Die Lagerungsverhältnisse im Schichtverband über den Kalken und Dolomiten weisen auch in unserem Gebiet auf karnisches Alter hin.

Die Untersuchungen aus der Gegend von Zermatt durch GÜLLER zeigen karnische Rauhwaacken, Gips- und Dolomitvorkommen über den fossilbelegten Dolomiten. E. GÖKSU ist eine obere Rauhwaacke nur aus der höheren Frilhornserie bekannt, die er eventuell dem Raibler-Horizont zuordnen möchte. Im N glaubt der Autor sichere karnische Vertreter auch in der Mischabeltrias selbst zu erkennen, während dieselben der Rückenregion zu fehlen scheinen. Im W jedoch zeigen die Untersuchungen von WITZIG aus dem Bagnes-Fächer wiederum deutliche Vertreter der karnischen Stufe. Alle Autoren weisen auf das Fehlen höherer Triasglieder hin (Norien).

Es ist naheliegend, zu Vergleichszwecken die obertriadischen Sedimente des Briançonnais zu studieren. Die Resultate der neueren Untersuchungen der Mischabel-Decke stehen ja in engstem Zusammenhang mit den 1937 und 1942 von R. STAUB durchgeführten Vergleichen. Wenn sich auch die Ansichten von GIGNOUX und KILIAN betreffs der oberen Rauhwaacke entgegenstehen, so zeigen doch neue Aufnahmen von ELLENBERGER (1950), dass die obere Trias vertreten sein kann. Lokal stellt er eine „obere Rauhwaacke“ zwischen ladinischen Dolomiten und transgredierendem Dogger fest. Allerdings kann er die oberkarnischen fossilbelegten „Schistes et grés du lac de Tignes“ (E. RAGUIN & J. RICOUR) nicht verfolgen. Hauptdolomit scheint nirgends vertreten zu sein. 1952 weist R. STAUB erneut auf die nahe Verwandtschaft der Sedi-menthülle der rückwärtigen Mischabel-Decke zu den Serien der Vanoise und der frontalen Partien der Surettadecke hin.

Seit langem sind die Raibler-Rauhwaacken und Gipsvorkommen als karnische Stufe, ferner überlagernde „gelbe, obere Dolomite“ als Vertreter des Hauptdolomites aus der Suretta-Trias durch die Aufnahmen von R. STAUB (1920b) aus dem Avers bekannt. Ausserdem zeigen Profile STREIFFS (Alp Andies) weitgehende Übereinstimmungen.

Für das vorliegende Gebiet scheinen die besten Analogien zu den obertriadischen Ablagerungen der Vanoise zu gelten. Es ist ein eher sporadisches Auftreten der karnischen Stufe, in Form von Rauhwacken, Gips und dolomitischen Schiefen, während der Hauptdolomit hier wie dort fehlt.

2. Die Trias der Zone von Zinal

Anlässlich einer Terrainbegehung im Herbst 1952 mit meinem Lehrer Prof. R. STAUB wurde das Phänomen der gewaltigen, angehäuften „Schistes lustrés-Massen“ in unserem Arbeitsgebiet diskutiert. Es erschien kaum wahrscheinlich, dass die gesamte Bündnerschieferakkumulation der Umgebung von Zinal und der westlich angrenzenden Räume, welche sich über der Trias der Mischabel-Decke bis hinauf unter die Basis der Dente Blanche-Decke erstreckt, der Mischabel-Decke selbst, dem oberen Würmlizug und der Hühnerknubel-Tracuit-Zone angehören würde. Dies war um so unwahrscheinlicher, als nach den Vorschlägen von R. STAUB (1952) und den Fossilfunden von ELLENBERGER (1952) die Frage nach der tektonischen und stratigraphischen Zugehörigkeit der Barrhornserie erneut zur Diskussion gestellt wurde. Nach R. STAUB (1952) ist die Barrhornserie als normale Sedimentbedeckung der Mischabel-Decke aufzufassen. Das Problem ihrer westlichen Fortsetzung gegen unser Untersuchungsgebiet vom Val de Zinal und Val de Moiry erforderte in der Folge eine eingehende Prüfung. Auf seinen Vorschlag hin wurde daher die direkt über der Mischabel-Trias liegende Bündnerschiefer-Serie und die darüber folgende, stark verschuppte Zone in dieser Hinsicht besonders sorgfältig untersucht.

Die Detailkartierung im Maßstab 1:10000 zeigte sehr bald, dass die von R. STAUB 1952 geäußerten Ansichten auch für unser Gebiet insofern zutreffen, als tatsächlich über dem Mischabel-Kristallin wohl eine mit diesem stratigraphisch verbundene, triadische Sedimentbedeckung zu erkennen ist, darüber aber eine der Barrhornserie zu vergleichende Abfolge nicht gefunden werden kann.

Die Ansichten von R. STAUB (1952):

„Le faisceau vermiculaire de Zermatt n'atteint pas le Barrhorn. Les écailles inférieures et supérieures de ce faisceau ne franchissent pas ou guère vers le NW la ligne Arbenwand-Platten-Mettelhorn.“

finden also auch von unseren Untersuchungen aus ihre Bestätigung.

Es zeigte sich vor allem, dass über der Mischabel-Trias eine stark verschuppte, wenig mächtige, selbständige Serie von Bündnerschiefen folgt, welche ihrerseits von der nächsthöheren Schuppenzone durch basale Trias meist deutlich getrennt ist. Diese basale Serie, die überall der Mischabel-Trias tektonisch aufruht [vgl. Fig. 10] und der selbst eine basale Trias zu fehlen scheint, die aber doch deutlich eine lithologische Abfolge erkennen lässt, entspricht in ihrer Ausbildung auf keinen Fall den Abfolgen, wie sie am Barrhorn-Brunegghorn vorliegen. Die Serie wird im folgenden nach dem Typenprofil an der Basis der Corne Sorebois die „basale Sorebois-Serie“ genannt.

Nach R. STAUB (1952) liegen über der als normale Sedimentbedeckung der Mischabel-Decke aufzufassenden Barrhornserie einzig die Schuppen der Hühnerknubelzone s. str., die dann ihrerseits direkt von der Dent Blanche-Decke überschoben werden. Im vorliegenden Gebiet konnten die Elemente dieser Hühner-

knubelzone, welche im Gebiet der westlichen Diablons einen sicheren basalen Triassaum aufweisen, nachgewiesen werden. Zwischen diesen Hühnerknubel-elementen, deren selbständige Natur erwiesen ist (STAUB 1936, 1937, 1942 usw.), und der über der normalen Mischabel-Trias folgenden basalen Sorebois-Serie liegt in unserem Gebiet ein grosses Schuppenwerk, welches zwischen Alpe L'A Nouva-Alpe Cottier und Zinal durch basale Triaszüge gekennzeichnet ist [vgl. Taf. X]. Dieses Schuppenwerk ist auch am Aufbau der gesamten Berggruppe der Garde de Bordon im W von Zinal beteiligt. Direkte Verwandtschaften zwischen der Barrhornserie, dem Würmlizug oder den Zermatterschuppen zu diesem Schuppen- und Scherbenbau konnten nicht nachgewiesen werden. Das Schuppenwerk, welches in unserem Gebiet über der basalen Sorebois-Serie folgt, scheint also in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht eine Sonderstellung einzunehmen. Aus diesen Gründen wird im folgenden durchwegs von der „Schuppenzone von Zinal“ oder kurz der „Zone von Zinal“ die Rede sein. Der Ausdruck wurde auch in Anlehnung an die alte Bezeichnung „Zinalmulde“ gewählt, wie sie C. SCHMIDT in seinen Arbeiten verwendet hatte.

Beim Studium der Triasbasis der Schuppen der Zone von Zinal zeigten sich intensivste Bewegungsbilder. Sie sind die Folge des Anbrandens der höheren Elemente der Zone du Combin, das heisst der Tracuit-Zone, gegen die rückwärtigen Partien der Mischabel-Decke unter dem Druck des sich vorschiebenden „traîneau écraseur“, der gewaltigen Dent Blanche-Masse. Zum vornherein war zu erwarten, dass dadurch besonders die basalen Partien der einzelnen Schuppen, das heisst die Trias, zersplittert, verschuppt und reduziert vorliegen würden.

Die besten Triasaufschlüsse der Schuppen der Zone von Zinal befinden sich in den Felswänden westlich über der Alp Barma, unweit im S von Zinal [vgl. Tafel XII]. Die Trias der hier unmittelbar den Bündnerschiefern der basalen Sorebois-Serie aufruhenden, tiefsten Schuppe steigt steil, in zahlreiche, horizontal übereinanderliegende Falten aufgestaucht, aus dem Talboden gegen die untere Alpe de Singline in die Höhe. In einem Sammelprofil sind mehrere durch diese Trias gelegte Querschnitte zusammengefasst. Dies erschien nötig, da je nach der jeweiligen Profillage durch die Triaslappen überdimensionierte oder äusserst reduzierte Abfolgen angetroffen wurden.

Über dieser Trias, die wir der Kürze halber die „Barmatrias“ nennen [vgl. Fig. 2], folgen Bündnerschiefer, darauf dann eine nächsthöhere Schuppe. An ihrer Basis lässt sich wiederum Trias erkennen, welche etwas südlich von Barma [vgl. Taf. X] mit ihrem ausgewalzten, äusserst zerrissenen und tektonisierten Gesteinsinhalt sofort auffällt.

Das Profil durch die Barmatrias zeigt von oben nach unten [vgl. Fig. 2]:

- | | | |
|-----|-------------------------------|---|
| 13) | | Bündnerschiefer im Hangenden der Trias; |
| 11) | 0,5 m | dunkle Kalkmarmore, pyritreich; |
| 10) | in dünnen Lagen
bis Linsen | chloritreiche, karbonatführende Serizitschiefer, braunrote-roströte Rauh-
wacke mit zahlreichen Schmitzen dieser grünen Serizitschiefer; |
| 9) | 4–10 m | gelbweisser Dolomitmarmor; |
| 7) | –15 m | weiss-bläulicher Marmor, Bändermarmor; |
| 5) | –10 m | roströte Rauh-
wacke, sehr oft brekziös, grobe Serizitchloritquarzit-
brocken und Tafelquarzittrümmer führend; |

- 3) 3–5 m heller, serizitreicher Tafelquarzit, meist völlig tektonisiert, ergibt grusiges Zerfallsprodukt;
 2) 0–5 m rotgesprenkelter, karbonatführender Serizitchloritquarzit;
 1) Bündnerschiefer im Liegenden der Trias.

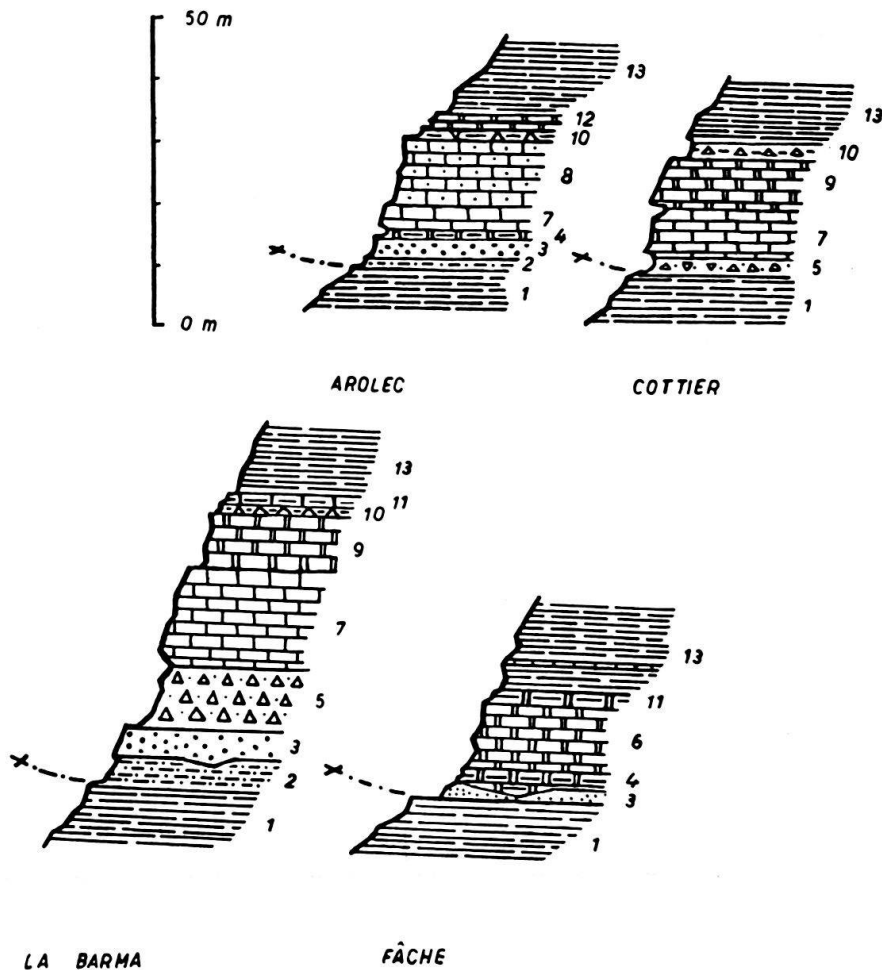


Fig. 2. Profile durch die basalen Triaszüge der Schuppen der Zone von Zinal (Legenden siehe Text).

Die erwähnte Trias der nächsthöheren Schuppe ist tektonisch kräftig beansprucht und auf eine maximale Mächtigkeit von 2–3 m reduziert. Stratigraphische Anhaltspunkte können in diesen Profilen kaum stichhaltig sein. Die besterhaltenen zeigen von oben nach unten:

- hell-mausgrauer, teilweise auch lichtgelber Dolomit;
- marmorisierter, feinlagiger Kalk;
- mylonitisierter, heller feinkörniger Quarzit;
- ausserordentlich gequälter grüner Serizitschiefer bis Quarzit.

Im Gebiete der Garde de Bordon lässt sich die Triasbasis der Schuppen der Zone von Zinal nur noch an einer einzigen weiteren Stelle studieren. Im Val de Moiry nämlich erscheint auf der E-Seite über Châteaupré die Basis der tiefsten Schuppe ein letztes Mal. Sie wird durch einen triadischen Zug gebildet, welcher sich vom Tal her ungefähr 1 km nach N gegen den Col de Sorebois verfolgen lässt

[vgl. Taf. X]. Diese Trias wird hier, nach den besterhaltenen Profilen der Aufschlüsse über der Alpe Fâche, als „Fâche-Trias“ bezeichnet [vgl. Fig. 2].

Die Basis liegt auch hier direkt auf der basalen Sorebois-Serie. Während die Mächtigkeit des Triaszuges im Tal noch zwischen 10 und 15 m beträgt, dünnt die überall stark gequälte Gesteinsabfolge gegen N gänzlich aus. Das Profil durch die Fâche-Trias lautet von oben nach unten:

- | | | |
|-----|-------------------|--|
| 11) | in dünnsten Lagen | dunkle, dolomitische Schiefer; |
| 6) | 5–10 m | dolomitische Kalke, brekziöser mausgrauer Dolomit; |
| 4) | in dünnen Lagen | hellgraue, dolomitische Schiefer; |
| 3) | in Linsen | Serizitchloritquarzit, entlang einer deutlichen Bewegungsfläche tonigen Bündnerschiefern der Sorebois-Serie aufruhend. |

Diese Profile befinden sich alle westlich der Navisence. In stratigraphischer Hinsicht ergeben die Querschnitte östlich von Zinal keine wesentlich besseren Anhaltspunkte. Für die tektonische Zuordnung ist die Kenntnis der Profile aber wichtig, sie werden deshalb hier angeführt.

Die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Triasaufschlüssen im Gebiete der Alpe L'A Nouva und der Alpe Cottier sind wegen der sehr intensiven Schuttbedeckung der östlichen Talflanke über Zinal schwierig zu erkennen. Bei der Kartierung der Runsen dieses Abschnittes zeigten sich wertvolle neue Aufschlüsse. Quellhorizonte liessen uns oft vermutete Trias (insbesondere Rauhackenzüge in derselben) finden. Rezent bewegtes Schuttmaterial gibt in den meisten Fällen nur kleinste Partien des Anstehenden dem Studium frei.

Der schon an der Barmatrias erkannte Baustil ist auf der östlichen Talseite noch viel ausgeprägter. Die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Aufschlüssen weisen auf mehrere in einen sehr engen Raum zusammengedrückte und in sich verfaltete Schuppen hin.

Ein relativ ungestörtes Profil befindet sich auf Kote 1860 in der Runse, über die der Fussweg Zinal–Les Arolecs führt. Diese Trias wird als „Arolec-Trias“ aufgeführt [vgl. Fig. 2]. Es konnten von oben nach unten beobachtet werden:

- | | | |
|-----|-----------------|--|
| 12) | in dünnen Zügen | dunkle dolomitische Schiefer; |
| 10) | in Linsen | ockerfarbene Rauhacke, teilweise nur in Spuren; |
| 8) | 5–10 m | quarzreicher Marmor, heller, reiner, weisser Marmor; |
| 7) | 3–4 m | Bändermarmor; |
| 4) | dünne Lamellen | weissgraue dolomitische Schiefer; |
| 3) | 2–3 m | stark verschieferter Tafelquarzit, weiss; |
| 2) | 0–2 m | rotgefleckter Serizitblättermarmor, teilweise durch Rauhacken vertreten, welche dann jeweils diese Gesteine als Komponenten neben Tafelquarzittrümmern führen; meist sehr deutliche Bewegungsfläche gegenüber den unterliegenden Bündnerschiefern. |

Auffallend ist das starke Zurücktreten des Rauhackenhorizontes, ganz im Gegensatz zu den Profilen durch die Barmatrias. Der Aufschluss zeigt die charakteristische Tektonik der tieferen Schuppen der Zone von Zinal.

Weitere Profile höher oben im Bachbett weisen ähnliche Abfolgen auf, sind aber stark gestört.

Die „Cottier-Trias“ quert südlich der Alpe Cottier die Runse auf Kote 2180 [vgl. Fig. 2]. Das Profil lautet von oben nach unten:

- 10) in Linsen gelbbraune Rauhwaacke mit Serizitschieferresten von typisch grünlicher Farbe;
- 9) 5–8 m graugelb anwitternder Dolomitmarmor, in zahlreichen Klüften: wasserklarer, idiomorpher Quarz;
- 7) 6–7 m bläulicher bis grauweisser Kalkmarmor;
- 5) in Linsen Rauhwaacke mit dolomitischen Komponenten, Quarzittrümmern. Zuweilen Linsen von mausgrauem Dolomit oder serizitreichem Quarzit von weisser Farbe.

Eine stratigraphische Gliederung auf Grund der Profile ist kaum möglich. Trotzdem soll aber ein Versuch nicht unterbleiben.

Die weissen, feinkörnigen Quarzite, die meist völlig zerbrochen vorliegen, sind den Tafelquarziten der Mischabel-Decke direkt zu vergleichen. Sie werden mit diesen dem Buntsandstein entsprechen. Auf lagunäre Verhältnisse im Sedimentationsraum weisen die darüber folgenden Rauhwaacken und die dolomitischen Schiefer hin. Möglicherweise repräsentieren sie das „Campiler-Niveau“, wenn auch in sehr „magerer“ Entwicklung. Die anisische Stufe wäre vorwiegend durch Bändermarmore charakterisiert, während das Ladin in Form von hellen, teilweise mausgrauen, oft brekziösen Dolomiten und quarzreichen Marmoren vorliegen dürfte. Das Carnien scheint auch hier durch eine „obere Rauhwaacke“ und teilweise durch blassrötliche und grünliche Tonschiefer vertreten zu sein. Möglicherweise müssen die stellenweise überliegenden dunklen Kalkmarmore als Rhät angesehen werden. Ihr Pyritreichtum ist sehr charakteristisch. GÖKSU (1947) beschreibt ähnliche Gesteine in gleicher Stellung, die allerdings der Mischabel-Decke zugehören.

Im wesentlichen scheint der Ablagerungsraum dieser Gesteinsabfolgen von demjenigen des vorgelagerten Mischabel-Rückens im Gebiet des Val d'Anniviers nicht besonders differenziert gewesen zu sein. Das lückenhafte Beobachtungsmaterial lässt keine weiteren Schlüsse zu.

3. Die Trias der Hühnerknubel-Tracuit-Zone

Von R. STAUB wurde schon 1924 auf die Einheit der Zermatter Schuppenzone mit jener des Oberengadins hingewiesen. Er verglich 1937 den ophiolithführenden Saum an der Basis der Dent Blanche-Decke, den „filon couche“ ARGANDS, ergänzt durch Bündnerschieferabfolgen, mit den Grünschiefern an der Basis der Err-Bernina-Decke. Weitere tektonische Überlegungen führten ihn zu direkten Vergleichen der Platta-Decke in Graubünden mit den ophiolithreichen Elementen im Hangenden der Zone du Combin. Damit war die Idee der weitgehenden Selbständigkeit der Hühnerknubel-Zone gegeben.

Zahlreiche Einzelarbeiten der Zürcher Schule folgten in den nächsten Jahren und zeigten die Richtigkeit dieser Auffassung [STAUB 1942, GÖKSU 1947, GÜLLER 1947, WITZIG 1948, Iten 1949, HAGEN 1951 usw.].

In unserem Gebiet äussert sich der selbständige Charakter der höchsten Elemente der Zone du Combin in ihrem tektonischen Verhalten gegenüber dem Schuppenwerk der Zone von Zinal. Der Baustil, dazu die fazielle Ausbildung ist denjenigen am Hühnerknubel sehr ähnlich. Die Ausbildung der Serie, insbesondere aber die Funde von kontaktmetamorphen „Radiolariten“ im Gebiet der

unteren Alpe de Tracuit lassen uns die Bezeichnung „Hühnerknubel-Tracuit-Zone“ oder kurz Tracuit-Zone als die zutreffendste erscheinen.

Die Trias der Zone liegt in unserem Gebiet nur an wenigen Stellen in kleinen Überresten vor. Die beträchtlich entwickelten Grünschieferserien dürften, beim Vormarsch der Dent Blanche-Masse, die Funktion eines relativ starren Gerüsts gespielt haben, während die leicht deformierbaren Bündnerschiefer-Abfolgen verschuppt, verfaltet und zwischen den Grünschieferzügen angereichert wurden. Als Gesamtes scheinen die Tracuit-Elemente, wenigstens im Vergleich zu den Schuppen der Zone von Zinal, doch einen mehr oder weniger einheitlichen Körper dargestellt zu haben. Diese gewissermassen „armierte“ Masse ergibt eine eigene Art der Überschiebung, welche die weitgehende Auswälgung und Abscherung der Trias zur Folge gehabt haben dürfte. Die Basis des Tracuit-Elementes liegt deshalb meist nur in rudimentär erhaltenen Linsen vor, welche intensivste tektonische Beanspruchung zeigen. Die völlige Durchbewegung erlaubt eine stratigraphische Gliederung der Trias nur noch in den grössten Zügen.

Aus der Felsinsel im Turtmanngletscher lässt sich ein dünnes Triasband gegen die Passlücke zwischen Frilihorn und der Nordwand der Diablons verfolgen. Nach dem Gesteinsinhalt und der tektonischen Stellung handelt es sich um die Basis der Tracuit-Serie. Deckelartig liegt die basale Trias auf dem Grenzgrat zwischen Turtmantal und Val d'Anniviers. Etwas nördlich der Passlücke ist die hier etwa 20 m mächtige Basistrias sowohl von den überlagernden Bündnerschiefern, als auch von jeglichen Grüngesteinen entblösst. Von diesem Punkt streicht das immer mehr ausdünnende Triaszüglein in die NW-Wand der Diablons, reisst dann, bevor es das Eis des NW-Gletschers erreichen kann, für 200–300 m vollends ab [vgl. Taf. X]. Es erscheint, erst in Linsen auftretend, darauf zusammenhängend, gegen den NW-Grat hin erneut. An diesem Grat lautet das Profil durch die Basis der Tracuit-Zone von oben nach unten:

in Linsen 0–5 m	braunrote Rauhwaacke, Schüppchen eines grünen Serizitschiefers; graublau anwitternder Kalkmarmor, im frischen Bruch: weiss oder leicht rötlich; an der Basis:
in Linsen unregelmässig in Linsen angehäuft	gelegentlich graugelber bis weisser Dolomit; braunrote Rauhwaacke, immer brekziös. Teilweise ganze Pakete weissen tafeligen Quarzites, teilweise Brocken eines Serizit-Chlorit-Quarzites führend. Häufig ersetzt durch ein „Mischgestein“ mit Quarzittrümmern, Dolomitbrocken in einem rauhwaackenähnlichen Bindemittel.

Erwähnenswert ist der Fund einer Linse sicher vortriadischen Kristallins [Muskowit-Chlorit-Gneis] in der basalen Rauhwaacke am NW-Grat.

Verfolgen wir die Triasbasis der Tracuit-Zone weiter nach S gegen die Alpe Cottier, so treffen wir in der Runse südlich von Arolec auf Kote 2430 einen weiteren Aufschluss [vgl. Taf. X]. Das Profil ist relativ gut erhalten und lautet von oben nach unten:

2–3 m	gelbbrauner Serizitmarmor, gegen unten in blaugrauen, im frischen Bruch weissen Marmor übergehend, meist in den oberen Partien pyritreich (Anwitterung);
in Linsen	kräftig braune Rauhwaacke mit zahlreichen Schuppen eines grünen Serizitschiefers, nicht selten wasserklare Quarzkörner;
einige cm	Serizit-Chloritphyllit, quarzitisches;

0–1 m gelbbrauner, zuweilen grünlicher Serizitmarmor; in diesen eingeschuppt: völlig zerbrochener, weisser, serizitreicher Dolomit, feinkörnig, immer in Linsen auftretend;
 in Linsen Serizit-Chloritphyllit, meist in Rauhdecken schwimmend.

Bis zur nächstfolgenden Runse, über die Alpe Cottier gegen S, lassen sich die Zusammenhänge der Tracuit-Basis nur vermuten. Im südlich die Alpweiden begrenzenden Wildbach stehen erneut triadische Gesteine an, die Aufschlüsse sind aber infolge intensiver Schuttüberdeckung dem Studium schlecht zugänglich. Die Trias ist hier schon weit weniger mächtig; ihre Hauptvertreter sind kräftigbraune Rauhdecken.

Noch weiter gegen S in Richtung auf La Bourica konnte die Triasbasis der Tracuit-Zone an keiner Stelle mehr gefunden werden. Die südliche und später die südwestliche Fortsetzung musste, bei aller Fraglichkeit dieses Unternehmens, auf Grund von lithologischen Profilen durch die Bündnerschiefer der höchsten Schuppen der Zone von Zinal und solchen durch die mutmassliche, durch Bündnerschiefer gebildete Basis der Tracuit-Zone gesucht werden.

Über das nähere Alter der triadischen Gesteine der Hühnerknubel-Tracuit-Zone lässt sich bei der starken tektonischen Beanspruchung nichts Genauer sagen. Eine grobe Gliederung kann versuchsweise angeführt werden, sie ist jedoch keineswegs sicher.

Auffallend sind gelegentliche Linsen eines vortriadischen Kristallins an der Basis der Trias [vgl. S. 173]. Die stellenweise vorkommenden, serizitreichen, feinkörnigen, fast weissen Quarzite sind wohl in die untere Trias zu stellen. Die Kalk- und Dolomitmarmore, welche die Quarzite überlagern, entsprechen am ehesten dem Muschelkalk. Die obere Rauhdecke könnte mit ihren typischen grünen Serizitschiefer-Komponenten vielleicht den Raiblerhorizont darstellen.

III. DIE BÜNDNERSCHIEFER DES GEBIETES ZWISCHEN ZINAL UND DER DENT BLANCHE-ÜBERSCHIEBUNG

Allgemeines

Beim Versuch, die Bündnerschiefer-Serien der basalen Sorebois-Serie, der Schuppen von Zinal und der Tracuit-Zone aufzugliedern, begegneten wir sehr grossen Schwierigkeiten. Bei der stratigraphischen Zuordnung der relativ gut differenzierten Trias befanden wir uns auf besser fundiertem Boden, da vereinzelt, bestimmbare Fossilfunde im Walliser Penninikum einige Anhaltspunkte lieferten und sich auch gute Analogien zu triadischen Ablagerungen in den Westalpen und vor allem Bündens ergaben. Beim Gliederungsversuch der nachtriadischen Ablagerungen aber sahen wir uns in der alten, bekannten Unsicherheit. Diese ist begründet einerseits in der herrschenden faziellen Monotonie und in einer wohl schon ursprünglich bestehenden Fossilarmut der Bündnerschieferserien, andererseits in einer kräftigen Metamorphose der Gesteinsabfolgen, welche wohl auch für das Verschwinden ursprünglich vorhandener organischer Reste verantwortlich ist.

Überdies gesellen sich Schwierigkeiten tektonischer Natur in unserem Gebiet in ganz besonderem Masse dazu. Diese sind auf eine durchaus eigene Tektonik der Schistes lustrés zurückzuführen, deren Charakter von derjenigen der Trias völlig verschieden ist. Sie ist für die Bündnerschiefer ungleich bewegter und ereignisreicher. Die tektonische Durchbewegung, welche sich durch umfassende Aufstapelung ineinander verkeilter Bündnerschieferpakete in Druckschatten oder in unglaublichen Mächtigkeitsreduktionen an beanspruchten Stellen äussert, liess uns vorerst einen Gliederungsversuch illusorisch erscheinen. Dies um so mehr, als die vorgenommene Kartierung eine Fülle von tektonischen Lokalphänomenen ergab, so dass aus dem gesammelten Material sich in erster Sicht keine Zusammenhänge zu ergeben schienen.

Wir erwähnen in diesem Zusammenhang: Interne Bewegungsflächen innerhalb der Bündnerschiefer mit lokaler Brekzienbildung bis zu 20 und mehr m Horizontaldistanz [Torrent d'Arolec], oder tiefergreifende Bewegungen, durch die einzelne begünstigte Horizonte bis zu 25 m Mächtigkeit in zahllose tektonische Schürflinge von Münzengrösse zerlegt sind [NW-liche Basis der Diablons].

Weit verwirrender und – falls es überhaupt noch möglich ist – stratigraphisch nur in mühevollster Kleinarbeit aufzulösen sind jene Profile, in denen auch kleinste Bündnerschieferabfolgen gemäss ihrer leicht unterschiedlichen Beschaffenheit, etwa einem wenig erhöhten Quarzgehalt oder grösserem Tonanteil, durch differentielle Bewegungen kartenspiellähnlich miteinander verschuppt sind. Dies oft so intensiv, dass die meisten Schieferungsebenen als Bewegungsflächen vorliegen. Während bei der ausgeprägten Schubflächenbildung innerhalb der Bündnerschiefer diese wenigstens als zusammenhängende Pakete einigermaßen eine „normale“ Abfolge repräsentieren, ist eine solche bei den oben beschriebenen Detailerscheinungen kaum zu erkennen.

Die Kontaktverhältnisse der Bündnerschiefer gegenüber der Trias sind sowohl in den Schuppen der Zone von Zinal, als auch in der Tracuit-Zone meistens tektonisch gestört. Zurückzuführen ist dieses Phänomen wohl in erster Linie auf die Beschaffenheit der Bündnerschiefer – leicht verformbarer, plastischer Gesteinstypen, in denen reichliche Tonzwischenlagen die Funktion vortrefflicher Gleitflächen übernehmen. Andererseits ist es nicht nur das Verhalten der Bündnerschiefer als tektonisch „selbständige“ Einheit gegenüber der Trias, sondern auch die Beschaffenheit der obertriadischen, lagunären Ablagerungen, wie Rauhacken und deren Begleiter, welche zu anormalen Kontaktverhältnissen geführt haben.

Die in erster Sicht unauflösbar erscheinende Monotonie der Schistes lustrés-Serien der verschiedenen tektonischen Einheiten unseres Gebietes erwies sich im Detailstudium in bezug auf die lithologischen Anhaltspunkte dennoch als reichhaltig. Allerdings fällt es schwer, in dieser Reichhaltigkeit eine Gesetzmässigkeit zu erkennen.

Verfolgt man zum Beispiel einzelne charakteristische Horizonte in lateraler Richtung, so sieht man sich plötzlich vor ausserordentliche Schwierigkeiten gestellt, indem die als typisch erkannte Ausbildung einer bestimmten Schicht sich über kürzeste Distanz ändern kann. Unter dem Gipfel der Corne de Sorebois beobachteten wir in einem Profil ein kalkreiches, leicht sandiges Gestein. Im benachbarten Profil, bei verfolgbaren Zusammenhängen, tritt in derselben Schicht der Karbonatanteil sehr stark zurück, so dass man schon im Felde dieses Gestein eher als Quarzit bezeichnen würde (negative HCl-Reaktion!). Die Dünnschliffbilder zeigen in diesem Fall einen

ungefähr gleichbleibenden Gehalt an kohligem Substanz, während Quarz, Karbonat, Serizit als Hauptgemengteile sehr stark variieren können.

Auch wenn wir von tektonischen Störungen innerhalb der Bündnerschiefer, welche das ursprüngliche Bild oft so grundlegend gewandelt haben, absehen, so zeigt sich die typisch unruhige Sedimentation. Dies gilt für alle unsere Bündnerschiefer-Serien. Der Vergleich der Sammelprofile ergab trotzdem deutliche Unterschiede. Gewisse typische Gesetzmässigkeiten für die einzelnen Elemente erlauben uns im folgenden eine Trennung der Serien. Die ophiolithischen Einlagerungen, welche in engem Zusammenhang mit den Bündnerschiefer-Serien unseres Gebietes stehen, ergeben weitere Anhaltspunkte, die uns bei der Auflösung der Schistes lustrés-Abfolgen wertvoll sind. Ihre Verbandsverhältnisse und Beziehungen zu den Bündnerschiefern der Zone von Zinal und der Tracuit-Zone – die basale Sorebois-Serie ist ophiolithfrei – werden in einem gesonderten Kapitel behandelt werden.

Den besten Querschnitt durch die Schistes lustrés-Massen des vorliegenden Gebietes zeigt uns eine Begehung des Grates Pointe de Tsirouc–Corne Sorebois–Garde de Bordon–Col de la Lé [vgl. Taf. X]. Zusammenhängende Profile sind infolge ausgedehnter Quartärbedeckung an andern Orten meist schlecht aufgeschlossen, oder, wie am NW-Grat der Diablons, stark reduziert und lückenreich.

Die Bündnerschiefer-Serien, welche am Aufbau des Grates Col de Tsirouc–Col de la Lé beteiligt sind, weisen im südlichen Abschnitt auf keinen Fall die ursprünglichen Mächtigkeiten auf, sondern stellen aufgeschuppte und angehäuften, also im stratigraphischen Verband gestörte Abfolgen dar. Trotzdem gelang es Profile aufzunehmen, welche als unreduzierte Abfolgen gedeutet werden können und von denen wir im folgenden bei der Diskussion immer wieder ausgehen.

Der Versuch, die Bündnerschiefer-Massen stratigraphisch aufzugliedern, erweist sich im Laufe der Untersuchungen so lange als fragwürdig, als wir allein von den Beobachtungen unseres engbegrenzten Arbeitsgebietes ausgehen. So wird also die vorgeschlagene Aufgliederung weitgehend auf Vergleichen mit bekannten und tektonisch verwandten Serien und den daraus resultierenden Anhaltspunkten beruhen müssen.

1. Die basale Sorebois-Serie

Unterhalb der Corne Sorebois weist die Trias der Mischabel-Decke gegenüber den darüber einsetzenden Bündnerschiefern einen sehr deutlichen tektonischen Kontakt auf [vgl. S. 162 und Taf. XII]. Kantig gebrochene, grobe Brocken aus dem darüberliegenden Bündnerschieferverband schwimmen gewissermassen in der oberen Rauhacke [Fig. 1]. Gegen oben tritt die Rauhacke rasch zurück, zugleich sind die einzelnen Komponenten weniger intensiv gegeneinander verstellt, und wenig darüber zeigen sich die ungestörten, grobgebankten, graubraunen Kalkglimmerschiefer. Die Mächtigkeit dieser „Rauhacken/Bündnerschieferbrekzie“ beträgt nirgends über 2 m.

Im Gebiet der Diablons fanden sich an vielen Stellen, so besonders schön 100 m östlich von Pkt. 2892 in der Passlücke des NW-Grates dieses Berges, Bündnerschiefer in relativ wenig metamorphem Zustand. Sie sind direkt in die

Triasquarzite der Mischabel-Decke eingeschuppt. Dies ist aber keineswegs nur eine lokale Erscheinung.

Über Pkt. 2757 im „Frilihorntäli“, welches sich von den Alphütten von Remointse gegen den Grat Diablons–Frilihorn hinzieht, kann ein weiterer tektonisch bedingter Kontakt beobachtet werden. Die karbonatische Trias der Mischabel-Decke ist in ihrem oberen Teil mehrfach aufgesplittert, und die Bündnerschiefer der darüberliegenden Serie sind dazwischen eingeschuppt. Tektonisch bedingte Kontakte bilden zwischen Mischabel-Trias und darüberliegenden Bündnerschiefern die Regel. Es wurde daher, vorerst hypothetisch, diese Serie als selbständiges Element betrachtet und als „basale Sorebois-Serie“ bezeichnet [vgl. S. 168].

Bei dem eingangs erwähnten Kontakt an der Corne Sorebois erhält man den Eindruck zweier zeitlich auseinanderliegender Bewegungen. Dies im Gegensatz zu den andern tektonischen Kontaktverhältnissen. Die im Schriff beobachtete Kleinfältelung, sowohl in den Komponenten, als auch in den Gesteinsproben aus dem Schichtverband, ist gleichartig. Es zeichnet sich dadurch eine zeitlich frühere, später reaktivierte Bewegung entlang dieser Kontaktstelle ab. Wir messen natürlich dieser Erscheinung keine zu grosse Bedeutung bei, da Rauhackenhorizonte bevorzugte tektonische Gleitflächen darstellen, in denen sich auch geringe Bewegungen sofort abzeichnen.

Dem tiefsten Horizont der Bündnerschieferserie, der eine Mächtigkeit von ungefähr 5 m aufweist, folgen stärker sandige, quarzitische Gesteine, denen ein typischer feinplattiger Habitus mit netzartiger Anwitterung der Schichtflächen eigen ist (2–3 m). Der Kalkanteil dieses Gesteins nimmt gegen oben zu. 4 m höher setzen über den nunmehr kalkig-sandigen, braungrau anwitternden Varietäten scharf schwarzglänzende karbonatarmer Tonschiefer in einer Mächtigkeit von etwa 8 m auf. Der Horizont trägt gemäss seinem tonigen Charakter die Spuren einer starken Durchbewegung, was sich besonders gut im Schriffbild – intensive Kleinfältelung mit zahlreichen Clivageflächen – erkennen lässt. Der Kontakt zu den höherfolgenden, ursprünglich kalkreichen Sandsteinen ist eine Gleitfläche, entlang der die Tonphyllite oft zu Schürflingen mit zahlreichen Rutschspiegeln verarbeitet sind.

Vorherrschend mit ca. 60% ist im Schriffbild eines Gesteines der Basis Kalzit, während Quarz mit ca. 30% beteiligt ist. Kalzit umwächst sehr oft die Quarzkörner. Serizit ist in Strängen angeordnet, denen sich feinkörniger Quarz beigeesellt. Kohliges Pigment hält sich im allgemeinen ebenfalls an die Serizitstränge; dazu lassen sich einschlussreiche Albitporphyroblasten in ihrem Bereich erkennen; Turmalin, Pyrit als Akzessorien.

In einer Mächtigkeit von 10–15 m folgen über den Tonphylliten gelblichgraue, bald graublaue Gesteine von sandig-quarzitischer Ausbildung mit gelegentlichen Einschaltungen toniger Zwischenlagen. Letztere sind durch die Metamorphose grösstenteils zu Glimmer umgewandelt. Ihrerseits werden sie erneut von schwarzen, an kohligen Pigment reichen Tonphylliten überlagert.

Im Schriffbild zeigen diese schwarzen Tonphyllite eine helizitische Fältelung mit zahlreichen Clivageflächen. Einzelne einschlussreiche Albitporphyroblasten fallen in einer Grundmasse von feinkörnigem Quarz und Glimmer auf. Als Akzessorien: Turmalin in kleinsten idiomorphen Säulchen, meist in einem Serizitgewebe (pleochroitisch II-c-Achse), dazu reichlich schwarzes Pigment (hält sich an Glimmer), Pyrit, Limonit, Hämatit.

Die Bewegungsbilder in der oberen Tonschiefergruppe sind noch intensiver und weisen auf eine hier durchziehende Bewegungsfläche hin. Im Kontakt zu der

höherfolgenden Serie ist eine Gleitflächenschar innerhalb der Tonschiefer zu erkennen. Gegen E zeigt dieser Bewegungshorizont einen eigenwilligen Verlauf, der quer zum Streichen des Mischabel-Rückens verläuft.

In der Nordwand der Corne Sorebois ist diese Bewegungsfläche leicht verbogen. Vom Grat gegen E sinkt sie leicht ab und erreicht ihren tiefsten Punkt über dem Kreuz der Alpe Grand Plan, von dort zieht sie sich annähernd horizontal gegen den Felskopf des Sorebois-E-Grates oberhalb der Alphütten von Tsarmette [vgl. Taf. X]. Sie folgt damit, wohl durch die „Anhäufungs- und Aufstapelungstektonik“ der tieferen Sorebois-Bündnerschiefer beeinflusst, nicht dem S-förmig, normal N-E streichenden Mischabel-Deckenrücken, sondern ist senkrecht dazu verbogen.

Gegen W hindert eine intensivere Schuttüberdeckung eine genaue Profilaufnahme. Etwas unterhalb des Col Sorebois erscheinen im Hangenden der oberen Tonschiefer der Sorebois-Serie spärliche, nur einige cm mächtige Schürflinge eines ausgequetschten Dolomites. Weiter talwärts, im E über der Alpe Tsattelet Praz [vgl. Taf. X] findet sich in derselben Stellung die Basis der Zone von Zinal [vgl. S. 171]. Im Gebiet der Corne Sorebois wird die Basis der tiefsten Schuppe der Zone von Zinal dagegen meist durch Bündnerschiefer gebildet, wobei überdies der Serie die tiefsten Glieder fehlen dürften. Die Trias fehlt grösstenteils, wohl infolge Abscherung. Bei diesem Vorgang können ebenso die basalen Partien der Bündnerschiefer teilweise abgeschürft worden sein.

Auffallend ist das Fehlen ophiolithischer Einschaltungen in den Bündnerschiefern der Sorebois-Serie. Die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte ist aus tektonischen Gründen schwierig zu bestimmen. Im gesamten übersteigt sie wohl nirgends 45–50 m. Wo grössere Mächtigkeiten angetroffen werden, geht dies auf Kosten tektonischer Anhäufung.

Weiteren Einblick in die Abfolge der Sorebois-Serie gewährt uns die Nordwestwand der Diablons mit ihren stark beanspruchten Profilen. Östlich der Kuppe Pkt. 2892 des NW-Grates der Diablons bildet nachstehendes Profil den Gesteinsinhalt einer muldenartigen Einfaltung der Sorebois-Serie in die Oberfläche des Mischabel-Rückens. Es lautet von oben nach unten:

- 5) quarzitische, bleigraue Kalkglimmerschiefer bis graue Quarzite mit plattigem Bruch, wenig metamorph;
- 4) dunkelgraue bis schwarze, schwach metamorphe Tonphyllite, kalkfrei, viel kohliges Pigment führend;
- 3) sandige, marmorisierte Kalkschiefer, gelegentlich grobkörnige, aschgraue Marmore mit Tonschieferzwischenlagen;
- 2) gelbbraune, schwach sandige Marmore;
- 1) rudimentäre, im E besser entwickelte Trias der Mischabel-Decke in Form ausgewalzter Quarzite.

Die Kontaktverhältnisse zur Trias sind extrem anormal, indem meist der tiefste Horizont der Sorebois-Serie in der mittleren Trias, sehr oft sogar in den Tafelquarziten eingeschuppt ist.

Ein interessantes Detail zeigt uns im weitem die ESE streichende, steil nach SSW einfallende Synklinale von Beauregard über Zinal [vgl. Taf. XII]. Es handelt sich um karbonatische Triasmassen, welche in die Tafelquarzitakkumulation synklynal eingekeilt sind. Im Dach der daher ausserordentlich strapazierten karbonatischen Trias findet sich ein schwarzer, leicht bituminöser, meist marmorisierter, oft glimmerreicher Kalk, der teilweise in brekziöser Ausbildung vorliegt. Darüber folgen Kalkschiefer mit intensiven Bewegungsbildern. Der bitu-

minöse Kalk wurde an keiner andern Stelle unseres Kartierungsgebietes gefunden. Nach seiner Lage dürfte er als ein normal über der Mischabel-Trias folgendes Schichtglied angesehen werden. Darüber liegt die Basis der jüngeren Sorebois-Serie. Möglicherweise verkörpert der dunkle Kalk ein fragliches Rhät, das dank seiner geschützten Stellung bei tektonischen Bewegungen verschont geblieben ist. Jedenfalls erinnern die Gesteine an die immer in der basalen Tounot-Serie über triadischen Kalkmarmoren vorkommenden Gesteinstypen aus dem Gebiet der Pointe de Nava und des Roc de Boudry, welchen GÖKSU (1947) Rhätalter gibt. Analogien bestehen wohl auch zu den basalen Brekzienvorkommen der Barma-Zone im Val des Dix (WITZIG; 1948). Trias fehlt allerdings dort. In den Bündnerschiefern würde eine Art „série compréhensive“ innerhalb der Lias vorliegen, wobei der basale Brekzienhorizont ein Rhätniveau verkörpern dürfte. Aus dem Arbeitsgebiet ITENS (1947) sind uns ebenfalls ähnliche Stufen in gleicher Position bekannt.

Hier wie dort fehlen aber genauere Anhaltspunkte für zuverlässige Datierung. Sicher ist einzig das posttriadische Alter durch die Stellung des Horizontes über triadischen Kalken und Dolomiten. Nach R. STAUB [mündliche Mitteilung] kann sowohl ein Glied des Rhät wie auch Unterlias vorliegen.

Westalpine Rhätvorkommen aus dem Briançonnais, wie sie durch GIGNOUX, KILIAN & PUSSENOT seit langem bekannt sind, zeigen ebenfalls Analogien; allerdings ist die Stufe viel mächtiger entwickelt und ihr Alter durch Fossilfunde gesichert. Aus der Vanoise wurden durch ELLENBERGER dunkle, spätige Kalke und Tonschiefer mit gelegentlichen Brekzieneinlagerungen in konkordanter Lagerung über den Triasdolomiten beschrieben. Die Brekzien führen Komponenten triadischer Sedimente. Mehrere Fossilfunde weisen auf Rhätalter hin.

Das Alter der gelbbraunen, sandigen Marmore [vgl. S. 178] lässt sich von unserem Gebiet aus nur unsicher bestimmen, da ungestörte Kontakte zu älteren Schichtgliedern durchwegs fehlen.

Einen gut vergleichbaren Horizont in sehr ähnlicher Ausbildung und in analoger Stellung beschreibt GÖKSU als „Übergang“ von der Trias zur Bündnerschieferformation und schlägt unterliasisches Alter vor. Er zieht die Möglichkeit in Betracht, dass es sich um den Rest einer ursprünglich mächtigeren, über die Trias transgredierenden Formation handle, welche aber grösstenteils erosiv wieder abgetragen worden wäre. Er stützt sich dabei auf die Beobachtung, dass neben den nur sporadisch auftretenden Marmoren vielerorts dunkle Tonschiefer von sicher wesentlich jüngerem Alter direkt in Kontakt zur mittleren Trias erscheinen. Zwingende Gründe, die zu einer solchen Annahme führen müssen, werden vom Autor allerdings nicht angegeben. Im übrigen können diese schwarzen Schiefer sehr wohl der mittleren Trias auflagern, da gerade diese Gesteine bevorzugte Bewegungshorizonte innerhalb der Bündnerschiefer bilden. Derartige Kontakte dürfen aber in keiner Weise stratigraphisch gedeutet werden.

Wie einleitend erwähnt, beobachteten wir in unserem Arbeitsgebiet durchwegs tektonische Kontakte zwischen der Trias der Mischabel-Decke und der Basis der Sorebois-Serie. Möglicherweise sind auch tiefere, kalkreichere Bündnerschiefer beim Vormarsch der Dent Blanche-Decke von ihrem Basiskristallin oder der Trias abgeschert worden. In diesem Fall könnte die „basale Sorebois-Serie“ als eine selbständige tektonische Einheit betrachtet werden. So wie die Dinge im Gebiet zwischen Val de Moiry und Val de Zinal liegen, ist dies mit grösster Wahrscheinlichkeit verwirklicht. Möglicherweise hat sich der ursprüngliche Sedimentationsraum nicht direkt auf dem Rücken der Mischabel-Decke (Bernhard-Decke s. str.) befunden, sondern muss südlicher, im Gebiet der heutigen Monte Rosa-

Kuppel gesucht werden. Dies ist auch, wenigstens zum Teil, die von R. STAUB 1952 vertretene Ansicht.

In fazieller und lithologischer Hinsicht kann in keiner Weise eine Übereinstimmung zur Barrhornserie ARGANDS, STAUBS und ITENS erkannt werden, in der R. STAUB (1952) eine Abfolge von Trias, Lias, Dogger, Malm und Kreideflysch zu erkennen glaubt. Nehmen wir aber an, es handle sich bei der „basalen Sorebois-Serie“ um abgescherte rückwärtigere Teile der Mischabel-Decke aus dem Gebiet um Zermatt, so würde im vorliegenden Gebiet zum mindesten eine beträchtliche, tektonisch bedingte Schichtlücke bestehen.

Die basale Sorebois-Serie würde sich dann, im Vergleich mit den Profilen von WITZIG und GÜLLER und anderen etwa folgendermassen gliedern:

Über den Kalken und Dolomiten, stellenweise auch über karnischen Ablagerungen, die „autochthon“ auf dem Mischabel-Deckenrücken ruhen, bilden Kalke des oberen Lias und eventuelle Vertreter des „Doggers“, [schwarze Graphitoidschiefer mit quarzitischen Zwischenlagen, bündnerische „Nolla-Schiefer“] die Abfolge der „basalen Sorebois-Serie“. Sie sind aus einem südlicheren Raum hergebracht, das heisst, heute durch eine tektonische Scherfläche wichtiger Ordnung getrennt. Die vorhandenen Profile sind aber doch so wenig mächtig, dass sie keine bindenden Schlüsse auf eine Bündnerschiefergliederung erlauben.

Nach tektonischen Gesichtspunkten könnte die „basale Sorebois-Serie“ aus dem Gebiet der Monte Rosa-Kuppel stammen, doch fehlen uns bisher genaue Vergleichsmöglichkeiten stratigraphischer Natur.

Man könnte in der basalen Bündnerschiefer-Serie der Sorebois auch eine normal-stratigraphische Abfolge mit rudimentär erhaltenen Rhät- oder Liasmarmoren und darüber transgredierendem unterstem Dogger [Aalenien] erkennen, doch scheint dies nach der neuen Gliederung der Barrhornserie durch R. STAUB (1952) eher unwahrscheinlich.

Wir möchten auf folgende Möglichkeiten der Beheimatung der „basalen Sorebois-Serie“ aufmerksam machen:

1. Die Serie ist als normale Sedimentbedeckung des Mischabel-Deckenrückens zu betrachten, bei der Annahme ursprünglicher grosser Faziesverschiedenheiten (Gegensatz: Barrhornserie-Trias + basale Sorebois-Serie).
2. Die basale Sorebois-Serie ist ein abgeschürftes, von der Monte Rosa-Kuppel her nach NW vorgeschlepptes Element (Bündnerschiefer-Serie ohne Trias).
3. Die basale Sorebois-Serie bildet eine frühzeitige Überschiebungsmasse einer südlichen (piemontesischen) Schistes lustrés-Einheit.
4. Vielleicht ist die Serie primär transgressiv direkt auf die Obertrias der Mischabel-Decke in flyschartiger Sedimentation abgelagert worden, wäre damit aber viel jünger als oben angenommen.

Im tektonischen Abschnitt kommen wir nochmals auf diese schwer zu beantwortenden Fragen zurück.

2. Die Bündnerschiefer der Zone von Zinal

Die Triasbasis der Zone von Zinal ist wegen ihrer starken tektonischen Beanspruchung nur in Schubfetzen und in Zügen erhalten, die über weite Strecken abgerissen sind. Die nachtriadischen Sedimente dagegen sind mit zahlreichen

ophiolithischen Einlagerungen zur Hauptsache am Aufbau der Zone beteiligt. Es handelt sich bei diesen Bündnerschiefern aber keineswegs um eine einzige, enorm mächtige „normale“ Serie, sondern es liegen mehrere Schuppen vor, die sich nach Mächtigkeit und Ausbildung voneinander unterscheiden.

Ein Gliederungsversuch basiert am besten auf dem Profil zwischen Col de Sorebois und dem Gipfel der Garde de Bordon [vgl. Fig. 3]. Die anderen Querschnitte zeigen bei dem ohnehin sehr komplexen Bau der einzelnen Elemente fast durchwegs schlechte Aufschlussverhältnisse, dazu Störungen durch Grünschieferzüge. An solchen Stellen sind die Horizonte ohne die genaue Kenntnis nur schwer zu bestimmen und auseinanderzuhalten. Die basaleren Elemente der Schuppenzone von Zinal sind besonders im Gebiet der Garde de Bordon grossenteils ihrer triadischen Unterlage entblösst, im übrigen aber doch recht vollständig. Die Gliederung der Abfolgen der südlichen Gratpartien ist ungleich schwieriger. Die Verschuppung ist viel intensiver, und Trias fand sich an keiner Stelle. Bis an die Tracuit-Basis treten die ophiolithischen Einschaltungen stark zurück. Die Gesteinsabfolgen zeigen ein wechselvolles Spiel toniger und sandiger Ausbildung, weshalb der gesamte Sedimentstoss im Lauf der tektonischen Bewegungen fast unmittelbar unter der gewaltigen Dent Blanche-Masse besonders gelitten hat.

Über den tektonisch intensiv durchbewegten Tonschiefern setzt am Col de Sorebois die Serie der tiefsten Schuppe der Zone von Zinal ein, welche hier ophiolithische Einlagerungen führt.

Als Basis der Schuppe finden sich aber keine Vertreter der Trias, wie dies zu erwarten gewesen wäre. Von der Gouggra her lässt sich die Basis der tiefsten Schuppe nach N verfolgen. Wie erwähnt (S. 171) dünnt dieser Triaszug und mit ihm eine wenig mächtige, oben durch einen Grünschieferzug begrenzte Bündnerschieferabfolge gegen den Col de Sorebois immer mehr aus. Über den Alpköpfen von Fâche markieren noch einige völlig ausgewalzte Dolomitlinsen die Basis der Schuppe. Die darüber folgenden sandigen Kalkglimmerschiefer liegen daher meist direkt auf den „Nollaschiefern“ der Sorebois Serie.

Am Col de Sorebois fehlt die Trias, auch die normal darüber zu erwartenden, weiter im S noch beobachteten Bündnerschiefer. Die Sorebois-Serie wird scharf vom tiefsten, tektonisch stark [auf einige Meter] reduzierten Grünschieferzug überfahren.

Über die Alp Singline gegen den Talkessel von La Barma gewinnt dieser Grünschieferzug rasch an Mächtigkeit und bildet die steilen Felswände im Talhintergrund NW-lich der Alpköpfe von Vichiesso. In der Runse am Südrand der Singlinerutschung beträgt die Mächtigkeit des Zuges bereits gegen 160 m. Besonders schön ist hier an der Basis eine gutausgebildete Bewegungsfläche zu erkennen, die durch zahlreiche Hämatitruhschpiegel und durch oft beträchtliche Einschuppungen von Bündnerschieferpaketen der tieferen Serie gekennzeichnet ist.

Über den Grünschiefern setzen in monotoner Entwicklung kalkreiche Gesteine mit wechselvollem sandigen Anteil und gelegentlichen dunklen Tonschiefer-Einlagerungen ein. Etwas unterhalb Pkt. 2834 gehen extrem sandige Kalkglimmerschiefer in vorerst kieselschnurartige, höher quarzitisches Gesteine über, die ihrerseits von schwarzen Tonschiefern überlagert werden. Der Übergang von den sandig-quarzitischen Typen zu den Tonphylliten äussert sich darin, dass vorerst nur vereinzelt, dann immer mehr schwarze Tonhäutchen den Gesteinen eingelagert sind, bis endlich ein fast reiner Tonphyllit vorliegt. Darüber folgt eine feinsandige Ausbildung, die dem Gestein einen massigen Habitus verleiht. Zugleich gewinnt

mengenmässig gegen oben Karbonat im Gestein wieder an Bedeutung, so dass schliesslich, als der Metamorphose zugrunde liegendes Material, ein dichter Kalk angenommen werden kann. Über diesem „Kalk“-Horizont beobachten wir ein erstes feinkonglomeratisches Niveau von nur geringer Mächtigkeit.

Es handelt sich um ein heterogen zusammengesetztes Konglomerat, in welchem Bündnerschieferkomponenten fehlen oder zum mindesten recht unwesentlich beteiligt sind. Die dichtgepackten Komponenten bestehen aus stark gerundeten, hellgrauen Dolomittrümmern; vereinzelt sind dunkle feinkörnige Kalkbrocken eingelagert. Die Korngrösse übersteigt an keiner Stelle 1 cm. Kristalline Komponenten konnten nicht festgestellt werden, die Mannigfaltigkeit der dolomitischen Komponenten ist gross. Auffällig ist die regelmässige Abnahme der Korngrösse gegen oben, so dass schon nach 2–3 m nur noch gerollte Trümmer von 2–3 mm \varnothing zu erkennen sind. Das Gestein ist massig, da die einzelnen Komponenten in einem kalkigen Zement sehr dicht beieinanderliegen. Die Anwitterungsfarbe ist hellgrau, bisweilen mit einem leichten Stich ins Rötliche. Durch die Verwitterung werden die einzelnen Dolomitkomponenten gut herauspräpariert.

Das Niveau tritt in Linsen und nur in der unmittelbaren Umgebung des Grates auf. Die feinkonglomeratische Ausbildung geht gegen oben unmerklich in einen leicht sandigen, grobgebankten Kalk über, der aber schon nach wenigen Metern mehr und mehr tonige Zwischenlagen aufweist. Es vollzieht sich auch hier ein allmählicher Übergang zu einem tonigen Phyllit, welcher den oberen Abschluss der Serie bildet.

Unvermittelt setzen über den schwarzen Tonphylliten marmorisierte, sandige Kalkglimmerschiefer ein, die ihrer Ausbildung und Anwitterung nach von den basalen Gesteinen des Profiles vom Col de Sorebois nicht zu unterscheiden sind. Sie dürften auch altersmässig jenen Gesteinen entsprechen. Morphologisch tritt das erneute Einsetzen einer nächsthöheren Serie in Erscheinung.

Das folgende Profil ist zwischen Pkt. 2881 und Pkt. 3139 des Grates abgeschlossen. Seiner differenzierten und typischen Gliederung wegen ist es hier auch graphisch wiedergegeben (vgl. Fig. 3). Nach lithologischen Gesichtspunkten kann es altersmässig am ehesten unterteilt werden. Seine Sequenz zeigt sich in ihren Hauptzügen in allen Bündnerschiefer-Serien, die den Schuppen der Zone von Zinal angehören. Wir wählen deshalb die typische Gesteinsabfolge des Gratausschnittes als hypothetischen Ausgangspunkt zur Diskussion der Altersfrage. Da aber sichere Anhaltspunkte auch hier fehlen, kann es sich bei diesem Vorgehen nur um einen Versuch handeln. Das Profil lautet von oben nach unten:

- 27) sandiger Kalkphyllit;
- 26) Grünschieferzug mit zahlreichen Rutschspiegeln;
- 25) marmorisierter Kalkserizitschiefer;
- 24) Grünschiefer;
- 23) sandiger Kalkphyllit- bis Kalkschiefer;
- 22) grüner, stark verschieferter Quarzit;
- 21) gelbgrüner, serizitreicher Marmor, lichtgrüner Marmor;
- 20) Grünschiefer;
- 19) sandiger Plattenkalk;
- 18) schwarzer Kalkphyllit mit quarzitischen Zwischenlagen;
- 17) sandiger, phyllitischer Kalkschiefer;
- 16) Grünschiefer;
- 15) schwarzer, an kohligem Pigment reicher Tonphyllit;
- 14) Grünschiefer;
- 13) schwarzer, an kohligem Pigment reicher Tonphyllit (15);
- 12) Grünschiefer;

- 11) dunkler Kalkschiefer mit Tonzwischenlagen;
- 10) quarzitischer Kalkschiefer;
- 9) schwarzglänzender, graphitoider Tonschiefer;
- 8) sandiger Kalkschiefer;
- 7) Brekzie bis Konglomerat; heterogene Dolomitkomponenten, max. beobachtete Grösse: 7 cm Kantenlänge; gelegentlich Trümmer eines schwarzen, organogenen Kalkes;
- 6) leicht sandiger, brauner Kalkschiefer, gegen oben Zunehmen der Tonzwischenlagen;
- 5) tafeliger Kalk, grau;
- 4) in dünnen Lagen, schwarzer, kalkfreier Tonphyllit;
- 3) sandiger Kalkglimmerschiefer;
- 2) toniger Phyllit; [tiefere Serie]
- 1) sandiger, grobgebankter Kalk.

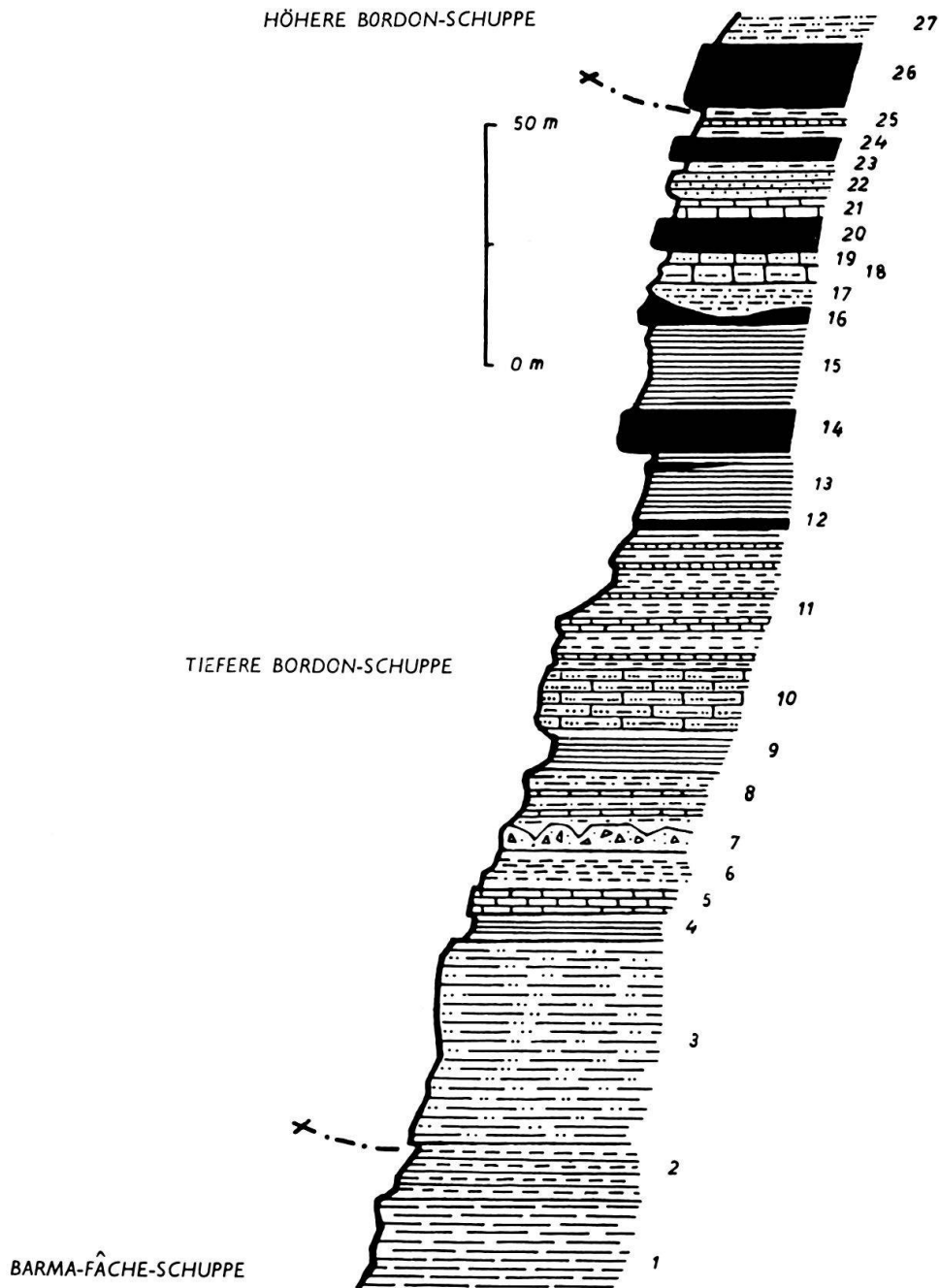


Fig. 3. Profil durch die tiefere Bordon-Schuppe. NW-Grat Garde de Bordon.

Die Schichtfolge innerhalb dieser Schuppe weist eine Dreiteilung auf. Während sich die basalen Niveaus durch kalkige Ausbildung auszeichnen, tritt über dem Brekzienhorizont die kalkreiche Sedimentation zugunsten einer tonigen zurück. Darauf ändert sich das Bild von neuem mit einer Folge von Marmoren, Quarziten und sandigen Kalkschiefern bis Kalkphylliten.

Interessant ist der Brekzienhorizont:

Die Anwitterungsfarbe ist schmutziggrau. Einzelne gröbere Dolomitbrocken fallen durch ihre hellgrauen, zuweilen rötlichen Farbtöne auf. Dunkle Komponenten sind selten. An der Basis finden sich grobe Brocken (7 cm Kantenlänge), die oft kantig gebrochen sind, während gegen oben mit der Verminderung der Komponentengrösse zugleich auch die Trümmer mehr und mehr gerundet erscheinen. Durch die selektive Verwitterung treten die Dolomittrümmer deutlich hervor, während das Bindemittel, vorwiegend Kalzit, weniger resistent ist. Kluftausfüllungen enthalten sehr viel Quarz und sind deshalb als erhabene „Narben“ auf der Oberfläche typisch. Im frischen Bruch erscheint das Gestein unruhig blaugrau mit rötlichgrauen Flecken. Im Bindemittel treten glimmerreiche Partien auf, die vorerst Hinweise auf ausgewalzte Kristallinkomponenten zu sein schienen, eine Vermutung, die aber nicht richtig war. Der Bruch ist rau, das Gestein massig.

Es war naheliegend, in den Gesteinen nach Fossilspuren zu suchen, da die einzelnen Komponenten relativ wenig metamorph sind. Tatsächlich zeigten zahlreiche Dünnschliffe, dass in den dunkeln Kalken *organische Reste* vorhanden sind. Irgendwelche Bestimmungen waren aber nicht möglich. In den dolomitischen Trümmern zeigten sich teilweise oolithartige Strukturen. Das Bindemittel besteht vorwiegend aus Kalzit. Späte, mit Kalzit gefüllte Kluftsysteme dokumentieren, bei leichten Verstellungen zwischen den einzelnen Komponenten, jüngere Bewegungen, denen das Gestein noch unterworfen war. Ausserordentlich feinkörnige Quarzaggregate, Dolomit, stellenweise Glimmer und seltener schön verzwilligte Albitindividuen sind dem Bindemittel beigesellt. Andeutungen organischer Reste im Kalkzement konnten nicht gefunden werden. Kleinere Komponenten enthalten zuweilen ziemlich viel kohliges Pigment. Mengemässig vorherrschend ist sehr feinkörniger Dolomit.

Das Sedimentationsbild entspricht am ehesten einer Lias–Dogger–Malm–Abfolge. Wir können uns dabei nur auf Vergleiche mit geologisch-tektonisch verwandten Gebieten stützen. Analogien einzelner, in ihrer Lithologie äquivalenter Niveaus des bündnerischen Penninikums zu entsprechenden Horizonten aus unseren Profilen bestehen immer wieder. Wir verweisen deshalb auf die Arbeiten von R. STAUB, GANSSER (1937), STREIFF (1939), JÄCKLI (1942), NABHOLZ (1945) und anderen und verzichten aber gleichzeitig auf eine Diskussion im einzelnen, da der direkte Vergleich bestimmter Horizonte doch fragwürdig ist. Die Grossgliederung jedoch, wie sie von R. STAUB vorgeschlagen wurde, trifft für unser Gebiet wahrscheinlich zu.

Nach mündlicher Mitteilung R. STAUBS könnte es sich in der Kombination Kalkhorizont–Konglomerat/Brekzien-Zone um Äquivalente der Safierkalke und Safierbrekzien handeln, die teils dem Oberjura, teils urogenen Tristelkalk-Niveau entsprechen.

In unserem Profil dürfte die Abfolge von den basalen, sandigen Kalkglimmerschiefern bis ins Liegende des Konglomerat/Brekzienhorizontes dem Lias entsprechen [GÜLLER 1947, WITZIG 1948]. Profile in tieferen Schuppen zeigen, dass die entsprechenden Horizonte weniger sandig ausgebildet sind. Da auch Mächtigkeitsdifferenzen zu beobachten sind – tiefere Serien weisen mächtig entwickelte kalkreiche Abfolgen auf –, die nicht durchwegs tektonisch bedingt sein müssen, wäre an sich eine von N nach S sich abzeichnende Faziesveränderung, wie sie von WITZIG (1948) aus dem Val des Dix beschrieben wurde, nicht ausgeschlossen.

Beginnend mit der Dolomitbrekzie dürfte der Dogger einsetzen, der daraufhin durch eine ziemlich monotone Serie von schwarzen Tonschiefern mit ungesetzmässig verteilten quarzitischen Einlagerungen ausgezeichnet ist. Vertreter solcher Art aus dem Dogger sind durch H. JÄCKLI (1941) aus dem Westschams bekanntgeworden. Ähnliche Gesteinsabfolgen werden von GÖKSU (1947) ebenfalls dem Dogger zugeordnet.

Die höherfolgenden, wieder vorwiegend kalkreichen Sedimente, welche in ihrem Hauptteil durch dunkle Kalkschiefer mit schwarzen Tonschiefer-Zwischenlagen vertreten sind, würden so dem Malm angehören. Im vorliegenden Profil fallen die grüngelben, teils gestreiften und stellenweise stark serizitreichen Marmorhorizonte auf. Vergleiche mit den sogenannten „Hyänenmarmoren“ [R. STAUB, CORNELIUS 1935, STREIFF 1939] sind naheliegend.

3. Die Bündnerschiefer der Hühnerknubel-Tracuit-Zone

Als Ausgangspunkt für den Versuch zu einer lithologischen Aufgliederung der nachtriadischen Gesteinsabfolge der Tracuit-Zone wählen wir ein Profil vom NW-Grat der Diablons. Über der Triasbasis findet sich eine 180–200 m mächtige Bündnerschiefer-Serie, der im Hangenden ein ebenso mächtiger Grünschieferkomplex, der ARGANDSche „filon couche“ folgt, welcher seinerseits von der Dent Blanche-Masse überschoben ist.

In diesem Profil folgen über den rotbraunen Rauhwacken der Trias-Basis der Tracuit-Zone kalkreiche Bündnerschiefer in einer Mächtigkeit von ungefähr 100 m [Kalkglimmerschiefer]. Im frischen Bruch sind sie graublau. In ihren tieferen Partien ist eine gelegentliche, in ihren höheren eine intensive Wechselagerung mit dunkeln Tonschiefern festzustellen. Deshalb ist es schwierig, eine Grenze zu den darüberfolgenden schwarzglänzenden Tonphylliten festzulegen. Aus der Ferne betrachtet fallen die kalkreicheren Horizonte auf und sind als Felsrippen im Gelände morphologisch gut zu erkennen. Gegen oben wird diese Gesteinsgruppe durch ein höheres Kalkschieferband abgeschlossen, über welchem sich schon aus der Ferne ein ganz anders geartetes Gestein erkennen lässt. Einzelne Runsen nehmen in diesem Horizont ihren Anfang und verteilen dessen braunvioletten Verwitterungsschutt über die ganze tiefere Westwand der nördlichen Diablons [über der Alp L'A Nouva]. Es handelt sich um stark sandige, zuweilen auch feinkbrekziöse Kalkschiefer mit ausserordentlicher Verwitterungsanfälligkeit. Schon von GÖKSU (1947) wurden diese Gesteine auch aus dem nördlich vorgelagerten Gebiet der Roc de Boudry beschrieben. Die Vermutung, dass in den feinkbrekziösen Schiefen Fossilspuren gefunden werden könnten, bestätigte sich auch in der Dünnschliffuntersuchung nicht. Das Gestein ist weitgehend rekristallisiert, so dass vergeblich nach organischen Resten gesucht wurde.

Das oberste Niveau der Serie ist eine rostrot anwitternde Brekzie. Makroskopisch sind einzelne weisse, dolomitische Komponenten (\varnothing max. 2 mm) in einer zähen, rotbraunen Grundmasse zu erkennen. Dunkle Gemengteile fehlen dem Gestein. Die Brekzie ist im Gegensatz zu denjenigen der tieferen Niveaus sehr dicht und deshalb der Verwitterung gegenüber besonders resistent. Die Mächtigkeit der Schicht übersteigt nirgends 1 m.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt eine porphyroklastische bis kataklastische Struktur mit leicht kristallisationschieferiger (Chlorit) Textur und folgenden Gemengteilen:

- H. G. Albit-Oligoklas, Porphyroklasten, in Nestern angeordnet, teilweise kataklastisch, durchwegs undulös auslöschend. Einschlüsse von Dolomit und feinen Turmalin-Nadeln häufig. Bildet makroskopisch sichtbare, weisse Komponenten. Prochlorit mit anomalen Interferenzfarben (tintenblau-lila) charakterisiert Bewegungsflächen. Quarz.
N. G. Kalzit, Siderit, teilweise stark limonitisiert, Pyrit.

Über diesem Horizont folgen in grosser Mächtigkeit Grünschiefer. Der Feldspatreichtum ist wohl auf eine ophiolithische Beeinflussung zurückzuführen.

Im Grünschieferkomplex befinden sich in dreifacher Wiederholung bis zu 10 m mächtige, aussergewöhnlich beanspruchte Bündnerschiefer-Bänder, von denen das tiefste schon nach kurzer Distanz gegen S auskeilt. Die beiden höheren dagegen lassen sich bis in die Felsen über der Alpe La Bourica verfolgen [vgl. Taf. X und XI].

Es sind ursprünglich tonige, schwarze, wenig kalkführende, teilweise auch sandige bis quarzitischeschiefer, welche als tektonische Brekzien vorliegen. Jetzt besteht das Gestein aus einer Unzahl von grösseren und kleineren Schürflingen, welche sekundär durch Kalzit und Quarzausscheidungen zusammengekittet sind. Es können auch Übergänge zu weniger beanspruchten Typen gefunden werden, wobei ganz selten das Ausgangsgestein in der beschriebenen Art vorliegt.

Eine Zuordnung dieser höheren Züge kann nicht vorgenommen werden, da an keiner Stelle direkte Zusammenhänge zu der tieferliegenden Serie zu beobachten sind. Ihr lithologischer Charakter ist von demjenigen der höheren Bündnerschieferhorizonte an der Basis der grossen Grünschiefermasse nicht wesentlich verschieden, so dass es sich vielleicht nur um abgespaltene, im übrigen „normale“ höchste Glieder der Tracuit-Zone handelt, die mit dem Ophiolith-Lakkolithen der Diablons im Gefolge der Intrusion ganz normal verzahnt sind.

Das beschriebene Profil lässt sich gegen Süden verfolgen und kann zusammenhängend nochmals in der Runse studiert werden, welche im grossen Erosionskessel unter dem Gipfelaufbau westlich der Diablons ihren Anfang nimmt [vgl. Taf. X]. Die Mächtigkeit der Sediment-Serie und der Ophiolithe ist hier grösser. Ein letztes Mal ist an dieser Stelle auch die Trias-Basis der Tracuit-Zone in Form von Quarziten, Marmoren und Rauhacken sichtbar. Weiter südlich in der Runse von Cottier markiert nur noch ein ganz schwächtiges Rauhackenzüglein die Basis.

Der durch die Sackungsmasse von La Bourica bedingte Unterbruch der Zusammenhänge gegen S ist für die Parallelisation mit den eben beschriebenen nördlicher gelegenen Serien ausserordentlich erschwerend. Im Querschnitt von Combautanna nämlich ist der Grünschieferkörper plötzlich durch zahlreiche Bündnerschieferzüge aufgeteilt, wobei die sedimentären Gesteinstypen eine kräftigere Metamorphose zeigen als dies im N der Fall ist. Ebenso liegen hier kontaktmetamorphe Schichtglieder der Tracuit-Serie vor. Im ganzen Gebiet der Alpe Combautanna und weiter südlich im Querschnitt der Roc de la Vache-Masse fehlt jede Spur basaler Trias der Tracuit-Zone. Zu den beschriebenen Schwierigkeiten tritt also auch noch diese hinzu.

Wenn wir den Tracuit-Hüttenweg unterhalb der Alpe Combautanna auf Kote 2320 verlassen und durch die Felsen senkrecht gegen das Kreuz der genannten Alp aufsteigen, so erkennen wir am besten die näheren Verhältnisse der Bündnerschieferzüge der südlichen Tracuit-Zone:

Während in den tieferen Zügen vorwiegend leicht sandige Kalkschiefer der bekannten Ausbildung [NW-Grat der Diablons] vorherrschen, zeigen die höheren Züge interessantere Gesteinstypen. Im Dache eines etwa 20 m mächtigen Kalkserizitschieferbandes, das direkt unter dem Westabbruch des Grates von Combautanna durchzieht, erkennen wir einen plattig bis blättrig brechenden, grünlichen, stellenweise etwas sandigen Marmor. Serizitreichtum auf den Schieferungsflächen ist charakteristisch. Sandige Zwischenlagen geben dem Gestein eine eigentümlich gelbbraunliche Anwitterung. Höher oben folgen bunte „Quarzite“, die durch ein lebhaftes Farbenspiel auffallen. Dieses ist durch ein feinelagiges Alternieren lichtgrüner, gelbgrüner, leicht rötlicher, violetter und stellenweise fast schwarzer, immer durch reichlich serizitische Zwischenlagen getrennter, hornsteinartiger Bänder hervorgerufen, welche bis zu $\frac{1}{2}$ cm mächtig sein können. Typisch für diese Gesteine ist auch eine sehr intensive Fältelung. Die Mächtigkeit der ganzen Gesteinsgruppe kann bis zu 10 m betragen, ist aber an anderen Stellen überhaupt zu Null reduziert. Unmittelbar über diesen bunten „Quarziten“ finden sich erneut Grünschiefer, in die zwei weitere sandige Kalkschieferzüge eingeschlossen sind. Brekzienlagen konnten an dieser Stelle nicht gefunden werden.

Der Horizont der bunten, quarzitischen bis hornsteinartigen Gesteine wurde einer besonderen Prüfung unterzogen, da der Verdacht, dass darin ein Radiolaritniveau vorliegen könnte, sehr gross war. Die makroskopisch beobachteten Eigenschaften gewisser grüner und ganz besonders rötlich-violetter Typen, ihr massiger Habitus und splittriger Bruch, ihr stellenweise hornsteinartiges Aussehen, dazu ihre Lage über grüngelben Marmoren, ihre Stellung im Hangenden der hochpenninischen Bündnerschiefer-Serie in Vergesellschaftung mit ophiolithischen Gesteinen verstärkten die Vermutung, dass es sich um Vertreter der zentralalpinen Radiolaritgruppe handle. Dies um so mehr, als nach den ersten Funden von echten Radiolariten im Walliser Hochpenninikum durch R. STAUB im südlichen Val de Bagnes (Chanrion) bald weitere Vorkommen in analoger tektonischer und stratigraphischer Stellung durch HAGEN (1948, 1952), WITZIG (1948) und ITEN (1949) bekannt geworden sind.

Von den makroskopisch so auffallenden Gesteinen wurden daher zahlreiche Dünnschliffe angefertigt, in der Hoffnung, bei der Durchsicht eventuelle Fossilspuren anzutreffen und damit einmal mehr die Existenz einer Radiolaritzone am Innenrand des Gesamtpenninikums auch für den Walliser Abschnitt zu bestätigen.

Das mikroskopische Bild der rötlich-violetten, hornsteinartigen Typen zeigt eine Grundmasse von rekristallisiertem, ineinandergreifendem, verzahntem Quarz, wobei Reliktstrukturen von ausserordentlich feinem, rundlichem bis ovalem Korn auffallen. Entlang dünnen Lagen von Serizit finden sich in grosser Menge kleine und kleinste, gut idiomorphe, fast farblose Granatindividuen. Ihr Auftreten ist besonders im Bereich solcher Serizitzwischenlagen verstärkt, stellenweise so gross, dass Granat mengenmässig mit etwa 90% vertreten sein kann. Die Glimmer-Blättchen trennen meist auf der einen Seite eine beinahe granatfreie Grundmasse von derartigen Anreicherungen ab. Grössere Granatindividuen konnten in unmittelbarer Nähe solcher Glimmerlagen beobachtet werden, während kleinere in immer grösserer Streuung sich in der Grundmasse befinden. Teilweise ziehen sich auch senkrecht zur Schieferungsebene Lagen von dichtgedrängten Granatkristallen durch das Bild, die wohl an eine ursprüngliche Klüftung gebunden sind. Kleinfältelungen sind sehr schön sichtbar, wobei man den Eindruck gewinnt, dass oft Serizit-Chlorithäutchen als Gleitflächen gedient haben. Der Granat zeigt durchwegs

oktaedrischen Habitus. Die Farbe ist blassrötlich, was bei den selten auftretenden grösseren Kristallen besser beobachtet werden kann. Sie rührt von einem nebelartig verteilten Mineral im Kern der Granatindividuen her [wahrscheinlich Hämatit]. Stellenweise zeigen sich auch Lagen von farblosem Granat. Die Grösse der einzelnen Granatkristalle schwankt zwischen 0,003 mm und 0,12 mm, so dass die Individuen von blossem Auge zwar nicht erkannt werden können, jedoch dem Gestein infolge ihres massenhaften Auftretens die auffallend rötlich-violette Farbe verleihen.

Die weitaus häufigeren grünlichen Gesteinstypen zeigen in einer ähnlich angeordneten Grundmasse von Quarz einen wesentlich grösseren Glimmer- und Chloritreichtum. Granat tritt weiterhin, aber nur sporadisch auf. Es sind kleine, immer idiomorphe Kristalle, die sich perlschnurartig entlang der Schieferungsebene, seltener in der Grundmasse befinden. Serizit ist neben Chlorit unregelmässig verteilt oder reichlich in Lagen anzutreffen. Parallel zu granatreichen Lagen konnte in einigen Schlifften, an gewisse begrenzte Zonen gebunden, Biotit von lichtbrauner Eigenfarbe und geringem Pleochroismus gefunden werden. Das Mineral liegt in feinsten Blättchen vor, welche im Dünnschliff netzartig um die Quarzkörner angeordnet erscheinen. Das Körnerpräparat zeigt, dass solche Biotitplättchen sehr oft in dünnster Ausbildung die Quarzaggregate umhüllen. Der Biotit ist im allgemeinen frisch, Umwandlungserscheinungen in Chlorit können indessen angetroffen werden. Es sind vor allem im Handstück bräunliche Lagen, die im Schliffbild durch ihren Biotitreichtum auffallen.

Andere Lagen zeichnen sich, immer in gleichartig vorliegender Grundmasse durch kanalartige, in Mäanderform durchziehende Erzanreicherungen (Magnetit) aus. Diese treten an den Rändern verstärkt auf und bilden dadurch scharf begrenzte Lagen. Meist sind Chlorit- und Serizitblättchen entlang diesen stärker angereichert. Das Innere einer solchen Lage weist neben Quarz meist auch Albit und Granat auf. Die von derartigen Zügen durchschlungene Grundmasse zeigt unregelmässig verteilte Serizithäutchen und seltener Chloritplättchen, daneben tritt in ihr fein verteiltes Erz und ganz selten Granat auf.

Das geologische Auftreten analoger Gesteinstypen, welche als Radiolarite des Walliser Penninikums beschrieben wurden, ebenso die Dünnschliffbilder einzelner Radiolarit-Varietäten aus dem Val des Dix, zeigen in einigen Punkten eine Übereinstimmung mit unseren Untersuchungsergebnissen. In gleicher Weise treten über den gelbgrünen Marmoren, für welche WITZIG den von CORNELIUS geprägten Ausdruck „Hyänenmarmor“ übernommen hatte, quarzreiche, völlig dichte Gesteine auf, die an Hornsteine erinnern. Wenn wir vorerst von den in unseren Profilen besonders intensiven Kontaktwirkungen der Ophiolithe absehen, so verbleiben uns basale, weniger beeinflusste, grüne, hornsteinartige Gesteine, deren Ausbildung den westlichen Vorkommen direkt zu vergleichen ist. Im Feld sind sie an einer intensiven Fältelung zu erkennen, ein Merkmal, das nicht nur WITZIG und ITEN aus dem Wallis, sondern auch CORNELIUS und R. STAUB aus Bünden angeben. Es ist daran zu erinnern, dass diese besondere Fältelungsbereitschaft sich überhaupt in vielen Radiolarit-Gebieten der Alpen und des Apennins findet. Dünnschliffe sind teilweise in textueller und struktureller Hinsicht, wie auch in bezug auf den Mineralbestand voneinander nicht zu unterscheiden. Es wäre denkbar, dass die extrem feinen reliktschen Körner von Quarz ursprünglich organischen Ursprungs sind. Allerdings konnte in den untersuchten Dünnschliffen auch nicht die geringste Spur von Radiolarienskeletten gefunden werden. Es ist ja auch „geradezu eine Glückssache“, wie ITEN schreibt, an der Basis einer solchen Schubmasse, wie die Dent Blanche-Decke es ist, derart geringmetamorphe „Radiolarite“ zu finden, in denen noch Skelettreste erkannt werden können. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet scheinen die Bedingungen für einen solchen Erhaltungszustand nicht geherrscht zu haben.

Die Profile durch die hornsteinartigen Gesteine, die als ein einheitlicher Komplex aufgefasst werden müssen, zeigen eine starke ophiolithische Beeinflussung der Sedimente. In Kontaktnähe sind Mineralneubildungen [S. 187f.] häufig. Das getrennte Auftreten gewisser Mineralassoziationen, gebunden an die ursprüngliche Schichtung und Klüftung, dürfte auf eine rege Stoffzufuhr entlang dieser hinweisen, wobei der ursprüngliche Chemismus des Sedimentes neben günstigen Infiltrations-Bedingungen entlang Klüften und Schichtflächen eine wesentliche Rolle gespielt haben wird. Für die Deutung als Kontakteffekte entscheidend ist die Tatsache, dass mit der Entfernung vom Kontakt die Erscheinung der Granat-Netzbildung abnimmt.

Bei diesem Kontakt handelt es sich um ein lokales Phänomen. In unmittelbarer Nachbarschaft stehen analoge Grünschiefer Typen [Epidot-Zoisit-Albitgesteine] in Beziehung zu kalkreicheren sedimentogenen Gesteinen. Mineralneubildungen in der beschriebenen Art konnten nirgends beobachtet werden. Auch sind keine ähnlichen Vorkommen aus den Arbeitsgebieten der genannten Autoren innerhalb der Zone du Combin bekannt.

Nach der stratigraphischen und tektonischen Stellung der beschriebenen Gesteinsvorkommen wäre es denkbar, dass es sich wirklich um ein Radiolarit-Niveau handelt. Da aber die Gesteine grösstenteils intensiv kontaktmetamorph vorliegen und damit ihren ursprünglichen Habitus stark gewechselt haben, darf darauf nicht mit Sicherheit geschlossen werden.

Möglicherweise dürfen unsere Vorkommen mit den farbigen „Bänderquarziten“, welche CORNELIUS von der Alp Brascheng aus der Juliergegend beschreibt, verglichen werden. Er vermutet in ihnen eine tektonische Fazies innerhalb des Radiolaritniveaus an Stelle von gewöhnlichen Hornsteinen. Wenn man sich zu solchen Typen eine kräftige ophiolithogene Beeinflussung des Gesteins vorstellt, so wären „Quarzite“, wie sie unterhalb der Alpe Combautanna gefunden werden, im Bereich des Möglichen. Ähnliche dislokationsmetamorphe Radiolarite erwähnt auch R. STAUB aus verschiedenen Gebieten Graubündens und des Apennins.

Im Querschnitt der Roc de la Vache und weiter südlich bei Tsidijore de la Vatsa wurde vergeblich nach ähnlichen Gesteinen gesucht. Wohl liessen sich gelbgrüne Marmore in tafelige bis blättrige Ausbildung mit reichlichen, serizitischen Zwischenlagen finden; sie erinnern makroskopisch entfernt an hyänenmarmorartige Gesteine, doch zeigten die Schlibfbilder, dass es sich um Kontaktprodukte von Bündnerschiefern zu Ophiolithen handelt.

Auch im Westen bis zum Glacier de Moiry konnten keine Gesteine gefunden werden, die auch nur entfernt an die „Radiolaritgruppe“ von Combautanna erinnerten. Die Gesteinsabfolgen des Gratstückes zwischen Garde de Bordon und Col de la Lé wurden in dieser Hinsicht besonders genau untersucht, da die Hoffnung bestand, durch den Fund der Hyänenmarmor-Radiolaritfolge genauere Hinweise über den Verlauf der Tracuit-Zone in diesem Gebiet zu erhalten. Innerhalb der gesamten Bordon-Bündnerschiefermasse liegen Triasvorkommen ja nur an den beschriebenen nördlichen Lokalitäten [Châteaupré, Fâche, La Barma] vor, welche aber den Schuppen der Zone von Zinal angehören. Nicht nur das Fehlen der Basis-Trias der Zone von Tracuit westlich des Val de Zinal bis an die Gebietsgrenze, sondern auch die erfolglose Suche nach der „Radiolaritgruppe“ erschwerte weiterhin das Erkennen des Verlaufes des Tracuit-Elementes. Dies um so mehr, als zusammenhängende und gesetzmässige Sukzessionen der Bündnerschiefer in diesem Gebiet nicht erkannt werden konnten. Einzelne Abfolgen können mit solchen, wie wir sie vom NW-Grat der Diablons beschrieben haben, verglichen werden, es könnte sich aber ebensogut um höhere Glieder der Schuppenzone von Zinal handeln. Auf jeden Fall zeigt sich hier eine tektonische Durchmischung und lokale Aufschuppung der Bündnerschiefer, welche sich in zahlreichen Repetitionen einzelner Horizonte dokumentiert. Dazu ergibt ein damit verbundenes brüskes Ausdünnen der gewaltigen Bündnerschiefermasse des Gratstückes zwischen

Col de la Lé und der Garde de Bordon in östlicher Richtung Unklarheit über die tektonische Zugehörigkeit dieser Sedimente. Dieses Ausdünnen wird verständlich, wenn man dazu das sehr steile Anbranden, den eigentlichen Anshub der Dent Blanche-Masse in diesem Gebiet berücksichtigt. Die Untersuchungen in diesem Abschnitt ergaben in stratigraphischer Beziehung zu wenig Anhaltspunkte, so dass wir uns bei einem Versuch einer altersmässigen Gliederung der Gesteinsabfolgen der Zone von Tracuit vor allem an die Profile des östlichen Terrainabschnittes halten müssen.

Ein Sammelprofil aus dem Gebiet Diablons-Combautanna-Roc de la Vache dürfte, da in allen Profilen die gleichen Gesetzmässigkeiten in der Abfolge gefunden wurden, die nachfolgende Aufgliederung der Bündnerschieferserie der Tracuit-Zone ergeben:

Als Vertreter des Lias können die basalen, auf die Tracuit-Trias oder die obersten Elemente der Schuppenzone von Zinal folgenden, meist ziemlich kompakten bis massigen Kalkglimmerschiefer betrachtet werden; sie können stellenweise durch blaugraue Marmore vertreten sein. Diese Marmore könnten den Liasmarmoren, wie sie GÖKSU beschreibt, entsprechen. In diesem Fall müssten auch die unterschiedlich entwickelten Kalkglimmerschiefer zum Lias gerechnet werden. Die basalen, kalkreichen Typen werden aus der Zermattergegend durch GÜLLER (1947) ebenfalls dem Lias zugeordnet, während im Gebiet von WITZIG (1948) die tiefsten Glieder der äquivalenten Aiguilles-Rouges-Zone aus tektonischen Gründen fehlen und nur Ober-Lias durch graue Kalkschiefer vertreten ist. Vergleiche zu bündnerischen Liasgesteinen, deren Alter durch die Gryphäenfunde von NABHOLZ (1943) gesichert ist, wurden in früheren Arbeiten über die Zone du Combin immer wieder diskutiert, so dass wir auf diese verweisen können. Daneben ist an die klassischen Profile der cottischen Alpen [FRANCHI] zu erinnern, wo calcescisti, das heisst unsere Bündnerschiefer-Serien, mit ihren tieferen Teilen fossilführendem Rhät und Hauptdolomit aufliegen, und wo auch Fossilien aus den calcescisti selbst bekannt sind. Endlich ist mit R. STAUB (1942) an die ostalpinen Sukzessionen zu erinnern, wo eine lithologisch den Bündnerschiefern ähnliche, aber nicht metamorphe Lias-Serie (tiefere Liaskalke usw., höhere Allgäuschiefer) fossilbelegt ist.

Mit den immer zahlreicher eingeschalteten Tonschiefer-Zwischenlagen dürfte der „Nolla“-Dogger einsetzen, dessen Hauptmasse durch die schwarzglänzenden Tonphyllite mit einzelnen quarzitischen Einlagerungen verkörpert wird. Es handelt sich bei diesem charakteristischen Niveau um die erwähnten schwarzen Doggerschiefer vom Nollatypus [GÖKSU], die über kalkreichen, meist marmorartigen, vermutlich liasischen Gesteinen folgen. Ebenso finden sich Analogien im Val des Dix, wo WITZIG schwarzglänzende, an Albit reiche Tonschiefer mit Zwischenlagen von Quarzit dem Dogger zuordnet. Auch sind ähnliche Schieferfolgen in Bünden durch STAUB aus dem Bergell, Avers, Rheinwald, Safiental und Ober-Engadin, durch GANSSER aus der Misoxermulde, durch H. JÄCKLI und NABHOLZ & NEHER aus dem Gebiet der Beveringruppe und vom Valserberg seit langem bekannt.

Die im Combautanna-Querschnitt über Kalkschiefern und Kalkserizitschiefern gefundenen gelbgrünen Marmore und hornsteinartigen Gesteine wären nach ihrer ganzen Natur und Stellung in der Gesamtserie den bündnerischen Radio-lariten und jenen des Mont Genève-Gebietes in den Westalpen zu vergleichen

und mit diesen in den Malm zu stellen. (Betreffs der Altersstellung der Radiolarite in Bünden vergleiche R. STAUB, CORNELIUS, SPITZ u. a. m.). Die ophiolithischen Kontaktwirkungen haben das Gestein in unserem Fall beträchtlich beeinflusst, dies geht aus der Granat-Biotitführung hervor. Auffallend sind zudem zahlreiche früher erwähnte Punkte, die für Radiolaritcharakter der Gesteine sprechen dürften.

Als noch jüngere Schichtglieder müssten die sandigen, teilweise feinkrekziösen Kalkschiefer betrachtet werden. Unmittelbar nördlich von Combautanna werden sie ausserdem von tiefschwarzen, rein tonigen Phylliten überlagert. Entsprechend ihrer Stellung über den „Hyänenmarmoren“ und „Radiolariten“ muss es sich um jüngere Gesteine handeln.

Schon R. STAUB (1942) und GÖKSU (1947) vermuteten für die Serie von höheren Brekzien und sandigen Schiefen, welche STAUB an der Roc de Boudry, GÖKSU ausserdem am Col de Veisivi, im Gebiet der Pointe de Tourtemagne und am NW-Grat der Diablons beobachten konnte, unteres bis mittleres Kreidealter. Sie verglichen Brekzien mit gewissen Taspinit- oder Saluergesteinen. Von ihnen wurden ebenfalls Gesteinstypen gefunden, welche grosse Ähnlichkeit zu Safierbrekzien aufweisen. Hinsichtlich des Alters der über den Radiolariten auftretenden Kalkschieferserie im Val des Dix werden von WIRZIG (1948) keine näheren Angaben gemacht. Die Haupttypen, wie sandige Plattenkalke, feinkrekziöse Kalkschiefer und tonige Kalkphyllite, die dort auftreten, sind den Gesteinen unseres Gebietes sehr ähnlich.

C. Die Ophiolithe

Überblick

Am Aufbau der Zone von Zinal und der darüberfolgenden Tracuit-Zone sind mesozoische Ophiolithe sehr wesentlich beteiligt, während sie der basalen Sorebois-Serie fehlen. Es zeigt sich das für den internen Abschnitt des Walliser Penninikums bekannte Bild des Auftretens basischer bis ultrabasischer Eruptiva, welche in zunehmendem Masse gegen Süden den mesozoischen Sedimenten eingelagert sind.

In ihrer heute vorliegenden stark umgeprägten Form weisen sie zahlreiche, unter sich nahe verwandte und dennoch in bezug auf Mineralassoziation variierende Gesteinstypen auf. Die Gebundenheit an interne Elemente der penninischen Geosynklinale ist auffallend. Sie bestätigt die Auffassung von R. STAUB, dass die Ophiolithintrusion entlang präexistenter listrischer Flächen unmittelbar vor der sich bereits im Jura kräftig in der Geosynklinale abzeichnenden späteren Decke stattgefunden haben muss und dass diese dort zur Bildung stark einseitiger Lakkolithe geführt hat (R. STAUB 1921 b u. a.). Die ophiolithischen Gesteine erlitten aber fast über den ganzen alpinen Raum hinweg bei fortschreitender Gebirgsbildung eine komplexe, mehr oder weniger intensive Metamorphose. Die Erscheinung, dass unsere Ophiolithvorkommen, wie dies R. STAUB erstmals in aller Schärfe hervorgehoben hat, nur den nördlichen Abschnitt einer ausge-