Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 48 (1955)

Heft: 1

Artikel: Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry (Les Diablons-Garde de Bordon, Walli)

Autor: Zimmermann, Matthis

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161957

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 12.12.2025

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

Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry

(Les Diablons–Garde de Bordon, Wallis)

Von **Matthis Zimmermann**, Zürich

Mit 10 Textfiguren und 3 Tafeln (X–XII)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 151

A. Einführung 151
1. Geographisch-geologischer Überblick 151
2. Historischer Rückblick 153

B. Lithologie und Stratigraphie 155
I. Die Casannaschiefer 155
Allgemeines 155
a) Karbon 156
b) Perm 158
II. Die Trias 160
Allgemeines 160
1. Die Trias der Mischabel-Decke 161
Diskussion des Alters der triadischen Sedimente der Mischabel-Decke . . . 164
Quarzite 164
„Campiler-Niveau" 164
Muschelkalk 165
„Raibler" 167
2. Die Trias der Zone von Zinal 168
3. Die Trias der Hühnerknubel–Tracuit-Zone 172
III. Die Bündnerschiefer des Gebietes zwischen Zinal und der Dent Blanche-Überschiebung 174
Allgemeines 174
1. Die basale Sorebois-Serie 176
2. Die Bündnerschiefer der Zone von Zinal 180
3. Die Bündnerschiefer der Hühnerknubel–Tracuit-Zone 185

C. Die Ophiolithe 191
Überblick 191
1. Grünschiefer im allgemeinen 192
Die Randzonen der Grünschiefer und ihr Verhältnis zu den Bündnerschiefern . . 194
2. Gabbro 196
3. Serpentin 198
Die Erscheinungen des Kontaktes 199
a) Epidot-Glaukophan-Schiefer 200
b) Granat-Diopsid-Fels 201
4. Bemerkungen zur Altersfrage 201

D. Tektonik 202
Tektonische Übersicht 202
I. Der Bau der Mischabel-Decke zwischen Frilihorn–Diablons und der Gougra im Val de Moiry 205
Einleitung 205
Regionale Profile 206
1. Das Gebiet des NW-Grates der Diablons, der Alpe L'A Nouva und der Alpe Lirec 206
2. Das Gebiet zwischen Val de Zinal und Val de Moiry 210
a) Die Tektonik des tiefsten Mischabel-Deckenrückens über Beauregard im W von Zinal 210
b) Die tektonischen Störungen von Grand Plan 212
3. Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen über die Tektonik des Mischabel-Deckenrückens zwischen Frilihorn und Gougra 213
II. Die Schuppenzone von Zinal 216
Einleitung 216
Profile durch die Schuppenzone von Zinal 217
1. Die östliche Talseite von Zinal 217
a) Das Profil in der Runse zwischen der Alpe Tônette und der Alpe Cottier . 217
b) Das Profil in der Runse zwischen Cottier und La Bourica 218
c) Die Basis des Roc de la Vache 218
2. Das Gebiet der Garde de Bordon 219
a) Die Schuppen von La Barma 219
b) Die Schuppe von Fâche 220
c) Der vermutliche Zusammenhang zwischen der Schuppe von Fâche und der oberen Barma-Schuppe 221
d) Die Schuppen der Garde de Bordon 221
3. Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen über die Tektonik der Schuppenzone von Zinal 222
III. Die Tracuit-Zone 224
Einleitung 224
1. Das Gebiet der nordwestlichen Diablons 224
2. Der Bau der Alpe de Tracuit 225
a) Die Einwicklung von Dent Blanche-Kristallin über der Alpe La Bourica . 225
b) Die Störungen von Combautanna 226
c) Die Aufschürfung und Einfaltung der Tracuit-Zone in die Basis der Dent Blanche-Decke im Gebiet der Alpe de Tracuit 228
3. Die Tracuit-Zone südlich des Roc de la Vache und deren weiterer Verlauf gegen W ins Val de Moiry 231
4. Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen zur Tektonik der Tracuit-Zone 233
Résumé 235
1. Stratigraphie 235
2. Tectonique 236
Literaturverzeichnis 238
Geologische Karten und Profile 243

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines Lehrers Prof. Dr. R. STAUB in den Sommermonaten des Jahres 1950 begonnen. Als Beitrag zur weiteren Erforschung innerhalb der von der Zürcher Schule intensivierten Untersuchungen über den Bau der „Zone du Combin" bildet sie ein Teilstück eines grösseren Ganzen. Die Feldaufnahmen erstreckten sich über die schneefreien Monate der Jahre 1950–1953; deren Resultate sind in der vorliegenden Studie zusammengefasst. Im Winter wurde das Material jeweils am Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule verarbeitet. Als Basisstandquartier diente mir das in freundlichster Weise von der Familie Epinay zur freien Verfügung überlassene Chalet auf Pralonzet über Zinal. Die Hütten Tracuit, Moiry (CAS) und Petit Mountet, dazu verschiedene Alphütten boten sehr oft willkommenes Quartier.

Beim Abschluss meiner Studien drängt es mich, allen denen zu danken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Grossen Dank schulde ich meinem hochgeschätzten Lehrer Prof. Dr. R. STAUB für die Zuteilung eines landschaftlich so grossartigen, unvergesslichen Untersuchungsgebietes. Die gründliche allgemeingeologische Einführung, insbesondere aber diejenige in die Probleme des Penninikums, die zahlreichen Exkursionen, der intensive Kontakt während meiner Assistentenzeit (1950–1955), eine gemeinsame persönliche Begehung eines Teiles des untersuchten Gebietes, die Gewährung grosser Freiheit bei der Ausarbeitung des Materials bei seinem immer wachen Interesse haben wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Mein Dank gilt auch den Herren Prof. Dr. A. JEANNET und Prof. Dr. R. TRÜMPY für ihre freundlichen Anregungen und die Hilfe bei manchen Diskussionen stratigraphischer Natur, Prof. Dr. W. LEUPOLD für die Bereitwilligkeit, Schliffmaterial mit problematischen organischen Resten zu sichten, sowie Prof. Dr. H. SUTER für seine stetige und entgegenkommende Freundlichkeit. Ferner danke ich den Herren Prof. Dr. P. NIGGLI † und Prof. Dr. C. BURRI für viele Ratschläge und mancherlei anregende Diskussionen. Insbesondere gilt mein Dank auch meinen Studienkameraden vom Geologischen Institut, vorab Dr. R. JÄCKLI, mit dem mich die ersten Erlebnisse in der Gebirgswelt der Walliser Hochalpen verbinden. Auch all den Anniviarden möchte ich hier danken, die manchen „Bündnerschiefer-Schreck" durch ihre herzliche Aufnahme und ihre fröhliche Art vertrieben haben und mir die Berge um Zinal zur eigentlichen zweiten Heimat werden liessen.

Zuletzt, dafür um so herzlicher, gilt mein Dank meinen lieben Eltern, ganz besonders aber meiner lieben Frau.

A. Einführung

1. *Geographisch-geologischer Überblick*

Das untersuchte Gebiet liegt in der Nordabdachung des Walliser Hochgebirges und umfasst die Berggruppe, welche den Talhintergrund der beiden südlichen Annivierstäler, Val de Zinal und Val de Moiry, bildet.

Um dorthin zu gelangen, verlassen wir die spätglaziale Bergsturzlandschaft von Sierre und queren am Eingang zum Val d'Anniviers die basale Stirnzone der

Mischabel-Decke. Während der teilweise erhalten gebliebene alte Talweg in der Pontisschlucht sich kühn jedem Absatz der schroffen, fast ostalpin anmutenden, triadischen Kalkwände anschmiegt, führt uns der neue Weg mühelos durch die mittlere und obere Stirnzone in die Rückenregion der grossen Decke.

Von Ayer aus gewährt uns ein Blick gegen Süden – durch die tiefe Furche des Val de Zinal – Einsicht in die gewaltige Gletscherwelt der Walliser Hochalpen. Hier, im mittleren Teil des Mischabel-Deckenrückens, befindet sich die Hangendgrenze des Kristallins noch hoch über den obersten Lärchen und Arven, um dann brüsk in mannigfaltigen Komplikationen südwärts abzutauchen und schon in der Gegend von Zinal das Tal zu erreichen.

Damit sind wir in unserem Arbeitsgebiet. Wir folgen der Navisence nach Süden, durchqueren die verschiedenen Einheiten der „Zone du Combin" und erkennen in den erst vor kurzem vom Gletscher freigegebenen Felsen unterhalb Petit Mountet die Überschiebung der Dent Blanche-Masse. Wenden wir uns nach Westen, so erreichen wir, über den Kessel der Montagne de la Lé aufsteigend den gleichnamigen Pass. Zur Rechten finden sich die weichen Formen des Bündnerschiefergebirges der Garde de Bordon, zur linken die zackigen Felsbastionen der kristallinen Aiguilles de la Lé. Die Ostbegrenzung des Untersuchungsgebietes ist unterdessen sichtbar geworden: Im Norden der Eckpfeiler der Diablons mit seinem mesozoischen Unterbau, anschliessend die Tête de Milon, und endlich der imposante eisfreie Aufschwung des Besso.

Zur Moiryhütte (CAS) absteigend und der Gougra nach Norden folgend, begehen wir die westliche Grenze. Beim Zusammenfluss der Gougra mit der Navisence befinden wir uns wieder am Ausgangspunkt, im südlichsten Teil der abtauchenden Mischabel-Decke.

Als topographische Grundlage zu den geologischen Aufnahmen diente eine Vergrösserung der neuen „Landeskarte der Schweiz" im Maßstab 1:10000. Das im vorangehenden umgrenzte Gebiet findet sich auf den Normalblättern 567 (Arolla E) und 547 (Montana E). Sämtliche Höhenangaben und Flurnamen sind dieser Kartengrundlage entnommen, wiewohl sehr oft Ortsbezeichnungen der älteren Karten dem Patois der Anniviarden eher entsprechen würden. Leider sind durch die neue Schreibweise manche verständliche und sinnvolle Lokalbezeichnungen völlig entstellt worden.

Liste alter und neuer Ortsbezeichnungen

Siegfried-Atlas, Dent-Blanche-Karte	Neue Landeskarte der Schweiz
Alpe de l'Allée	Montagne de la Lé
Col de l'Allée	Col du Pigne
Pkt. 3095	Col de la Lé
Col de Sorebois	nördl. Pkt. 2834
südl. Pkt. 2834	Col de Sorebois
Pte. de Zirouc	Pkt. 2568
Pkt. 2795	Pointe de Tsirouc
Arreta de Sorebois	Corne de Sorebois
Alpe de Zattelet Praz	Châteaupré
Alpe Cottier	Cottier bis La Bourica
Combasana	Combautanna
Pte. d'Arpitetta	Pte. d'Ar Pitetta

2. *Historischer Rückblick*

Ein Gang durch die Geschichte der geologischen Erforschung der Walliser Alpen ist an dieser Stelle aufschlussreich und wird zum Verständnis der heutigen Fragestellung beitragen.

Nachdem die wirkliche Beobachtung und deren geistige Verarbeitung gegen Ende des 18. Jahrhunderts kosmogonische Spekulationen verdrängt hatte und die Gesteine zu mehr als nur Kuriositäten, nämlich zu Urkunden geworden waren, setzen auch für unser Gebiet die ersten geologischen Aufzeichnungen ein.

H. B. DE SAUSSURE bereist in den Jahren 1790 und 1792 mehrere Male das Visper- und Nikolaital. Vom Theodulpass aus erkannte er, dass der Gipfelaufbau des Matterhorns ein anderes Gestein aufweisen müsse als der Fuss des Berges (Band 5). Andere Reisen führten ihn 1778 in die Gegend des Grossen St. Bernhard. Beschreibungen der dortigen, mannigfaltigen Schiefer, unseren heutigen Bündnerschiefern entsprechend, sind erhalten (Band 4). Doch finden wir keinen Versuch einer Gliederung.

Unter den zahlreichen Zeichnungen von ARNOLD ESCHER VON DER LINTH findet sich eine vom 20. August 1841 datierte Skizze: „Gegen die Ketten zwischen Turtmanntal und Einfischtal". Es ist wohl die erste Zeichnung geologischer Art der Berge zwischen Bela Tola und den Diablons. Bereits sind „schwarze Schiefer", die „grauen Schiefer" BERNHARD STUDERS (1837), mit Südfallen eingezeichnet. Seine Tagebuchnotizen bestätigen dies.

BERNHARD STUDER (1851) gibt in dem vorzüglichen Werk „Geologie der Schweiz" erstmals eine zusammenfassende Beschreibung der Walliser Alpen. Er nennt diese „wildeste Gegend des ganzen Alpensystems" eine Zentralmasse und trennt sie von der Zentralmasse des Mont Blanc durch einen Schieferzug in der Tarantaise und den Aostatälern ab. Er begeht in unserem Gebiet die Alpe de la Lé und findet hellgrüne „Chlorit- und Epidot-Schiefer", ausserdem — was allen spätern Beobachtern entgangen ist — Serpentin. Darüber erkennt er „schwarze Schieferfelsen", für die er schon 1837 den Ausdruck „Bündnerschiefer" geprägt hatte. Ausgezeichnet ist auch die Beobachtung im linken „Talgehänge" von Zinal. Er beschreibt schiefrigen Kalk, „in der Tiefe in gebrochenen, höher in horizontalen Schichten". Das ist wohl die erste Charakterisierung unserer heutigen Zinal-Verfaltung des Mischabel-Deckenrückens.

Weitere Detailbeobachtungen stammen von GIRARD (1855). Seine Auffassung vom Bau der Walliser Alpen stützt sich auf STUDER. Noch hält er die Gesteine der Diablons für „kalkig-chloritische Schiefer", die er „ohne Zweifel zur Etage der grauen Kalkschiefer" rechnet, doch beobachtet er in diesen sehr richtig einzelne Marmorzüge. Vor allem aber erkennt er die scharfe Trennung zwischen dem Gneis der Zentralmasse und den grauen Schiefern am Col de la Lé. Die heutige Überschiebung der Dent Blanche-Decke illustriert er sogar mit einem Profil. Wenn GIRARD sagt: „es schneiden sich die beiden Bildungen scharf voneinander ab", so weist er damit auf die Ausserordentlichkeit des Kontaktes hin.

1867 erscheint eine Neuauflage der geologischen Karte von STUDER & ESCHER, dazu 1869 die Erläuterungen. Zu den früheren Begriffen „graue Schiefer" „Walliserschiefer" und „Bündnerschiefer" wird als Synonym der von CH. LORY 1866 geprägte Ausdruck „Schistes lustrés calcaréo-talqueux" übernommen. Ausserdem ist die Beobachtung niedergelegt, dass sich Serpentin auf die südlichen Bündnerschiefermassen beschränkt und meistens von Grünschiefern begleitet ist.

Ein ausgezeichneter Kenner der Walliser Geologie war HEINRICH GERLACH (1869, 1871, 1883). Seine Erkenntnisse waren hervorragend und seiner Zeit zum Teil weit vorauseilend. So finden wir in seinen Aufnahmen bereits unsere heutige „Zone du Combin" in ihrer Gesamtheit. Er beschreibt sie als „mesozoischen Gürtel rund um die Zentralmasse der Dent Blanche". Für die „älteren metamorphischen Schiefer" übernimmt er die in der Studerkarte schon verwendete, als Teil der „terrains indéterminés" ausgeschiedene Bezeichnung „schistes de Casanna" und gibt ihnen eine trennende Funktion zwischen einer nördlichen und einer südlichen Glanzschieferzone. In der der Zentralmasse näheren stellt er zahlreiche Züge „jüngerer metamorphischer Schiefer" fest, erkennt aber ihren ophiolithischen Charakter nicht, sondern betrachtet sie als dislokationsmetamorphe Glanzschiefer. Anhand von Vergleichen mit fossilbelegten Gebieten — die durch CH. LORY (1866) in der Maurienne und Tarantaise ausgeführten Untersuchungen werden zu Hilfe gezogen — gibt er den Glanzschiefern obertriadisches Alter.

Eine machtvolle Reaktivierung erfährt die Walliser Geologie mit der um die Jahrhundertwende einsetzenden Deckenlehre: EMILE ARGAND gibt in seinen klassischen Darstellungen zwischen 1905 und 1911 eine grossartige Synthese der Walliser Tektonik.

1905 veröffentlichen ARGAND & LUGEON eine knappe Westalpengliederung. Es sind sieben, durch mesozoische Züge getrennte Einheiten:

VII Nappe de la Dent Blanche,
VI Nappe du Mt. Mary–Mt. Emilius,
V Nappe du Mt. Rose–Gr. Paradis,
IV Nappe du Grand St. Bernard,
III Nappe du Mt. Leone,
II Nappe du Lebendun,
I Nappe d'Antigorio.

1906 bezeichnet ARGAND die Zone Sesia–Lanzo als Wurzel der Dent Blanche-Decke und fasst die Decken VI und VII zu einer Decke höherer Ordnung zusammen (Dent Blanche-Decke s. l.).

1907 weicht C. SCHMIDT in einigen wesentlichen Punkten von dieser Auffassung ab. Er vergleicht die Dent Blanche-Decke mit der ostalpinen Decke Bündens und sucht deren Wurzel in der Zone von Ivrea. Als elliptisches Band rund um die Dent Blanche-Masse beschreibt er eine Bündnerschiefer- und Grüngesteinszone, die überall diese „unterteuft" und der die kristallinen Gesteine schüsselförmig auflagern. Er nennt diese Zone die Zinalmulde.

ARGAND legt seine Auffassung 1908 in der Dent Blanche-Karte nieder, die fortan die Grundlage zur weiteren Erforschung der Walliser Hochalpen bleibt. 1909 erscheinen dazu die Erläuterungen. Hier begegnen wir zum ersten Mal der Bezeichnung: „Zone mésozoique du Grand Combin" für die Bündnerschieferzone zwischen Gr. St. Bernhard-Decke und Dent Blanche-Decke. Ihm verdanken wir auch den Begriff der penninischen Zone.

Später teilte er die zusammengefassten Decken VI und VII (Dent Blanche-Decke s. l.) wieder auf in drei verschiedene Einheiten:

VI_1 Mt. Emilius-Decke,
VI_2 Mt. Mary-Decke,
VI_3 Dent Blanche-Decke s. str.

Die Decken I–III werden zu den unteren, IV–VI zu den oberen penninischen Decken zusammengefasst.

Schon 1906 versuchte HANS SCHARDT eine Deckenparallelisation mit Bünden. Sie sei hier der Argandschen von 1911 gegenübergestellt:

Schardt 1906			*Argand 1911*
Wallis		Bünden	Wallis
Dent Blanche	=	Suretta	= Dent Blanche
		Tambo	= Mt. Rosa
Mte. Rosa	=	Adula	= Bernhard
Bernhard	=	Molare	

R. STAUB gibt in seinem „Bau der Alpen" (1924) – nach früheren Hinweisen 1916, besonders aber 1919 – eine neue Gliederung des Walliser Penninikums. Seine Vergleiche mit den Verhältnissen in Bünden sind:

Wallis	Bünden
Dent Blanche	Sella–Margna
Zone Zermatt–Châtillon	Avers–Malenco
Monte Rosa	Suretta–Tambo
Bernhard	höhere Adula

1934 erscheint ARGANDS „Carte géologique de la région du Grand Combin", dazu im Geologischen Führer der Schweiz nochmals eine umfassende Darstellung seiner Auffassung über die penninische Tektonik.

1936 entwirft R. STAUB ein neues Bild vom Bau der Walliser Alpen, ausgehend von ausgedehnten Detailstudien in Bünden und Wallis. Nachdem ihm schon 1919, 1920, 1924, 1928 und 1934 andere Vergleiche mit Bünden möglich schienen, parallelisiert er 1936 die Dent Blanche-Decke s. str. mit der Err–Bernina-Decke und erbringt den Beweis, dass diese nach Fazies und Tektonik unterostalpinen Charakter hat. Die Digitationen Mont Mary und Mont Emilius entsprechen in Bünden der Sella–Margna und sind damit hochpenninisch. Die Zone du Combin

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 (1942b, 1942c, 1948a, 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 Turtmanntal 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 Frilihörner demonstriert auf eindrückliche 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 kohlige Substanz führenden Gesteins. Makroskopisch beobachten wir in den Graphitphylliten[1]) zahlreiche Porphyroblasten [Albit]. Je weiter wir die Phyllite gegen NW verfolgen, desto geringer wird ihr Gehalt an kohliger 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 lepido-porphyroblastischen, wirr gefältelten und mit zahlreichen Clivageflächen durchsetzten Grundgewebe, bestehend aus Serizit-Chlorit-Schüppchen, kohliger Substanz und fein verzahnten, teilweise undulös auslöschenden Quarzaggregaten, 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 wechselvoller 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 Komponentengrösse 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 reliktisch 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 limonitisiertes 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, limonitisiertes 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 Glimmermineralien, Pyrit und zuweilen Granat. Ob es sich bei den Granatindividuen um Neubildungen handelt, ist nicht sicher. Idiomorphe Kristalle sind selten, ausserdem sind reliktische Körner als Gemengteile häufig in der Grundmasse. Es ist wohl möglich, dass Granat primär einsedimentiert 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 Hühnerknubel-„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 vereinzelten, 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 Beauregard 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

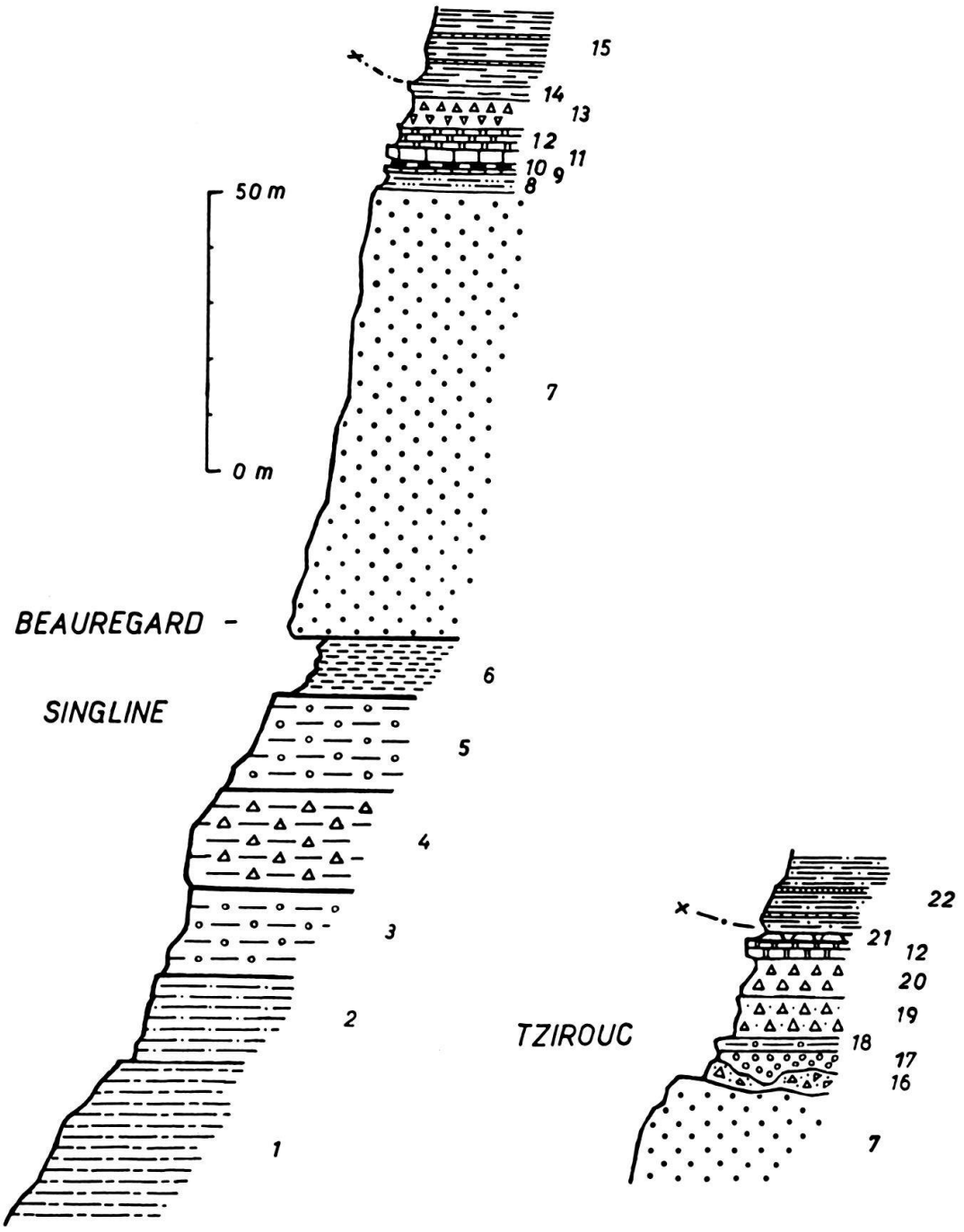


Fig. 1. Profile durch den Mischabel-Deckenrücken (vgl. Legende im Text).

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 Rauhwackenzwischenlagen; gegen unten: Vorherrschen einer
13) 6 m hell-ockerfarbenen Rauhwacke 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 Rauhwacke mit Marmorzwischenlagen;
9) 0,5 m Rauhwacke, brekziös mit Blätterquarzitschuppen 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 Rauhwacke, 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 Rauhwacke, enthält tektonisch eingeschuppt Komponenten aus den basalen Bündnerschiefern;
20) 4 m weisslichgelber, feinkörniger Dolomit;
19) 6 m hellgelb anwitternde, im Bruch fast weisse, zellige Rauhwacke; im E Gipslinse;
18) 8 m graugelb gefleckte, brekziös Rauhwacke, Komponenten eines weissgelben, bisweilen braungrauen Dolomites; Zwischenlagen eines pyritreichen, gelbroten, körnigen Dolomites; gegen unten übergehend in
17) 0,5 m Rauhwacke mit zahlreichen, in Nestern angeordneten, dunkelbraunen Komponenten von schlackenartigem Habitus, bestehend aus sehr stark limonitisierter Pyritanreicherung;
16) 6 m feinbrekziöse, rotbraune Rauhwacke, Serizitquarzittrümmer führend, gegen unten Zurücktreten des Rauhwackenanteils 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 grobgebankter 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 graugeflammter, 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 Gougra. (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 mylonitisiertes, 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, Rauhwacken 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, feinlagige 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 Rauhwacken auf, welche fast durchwegs Komponenten von serizitreichen Quarziten und feinlagigen 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 Rauhwacken im aufblätternden Quarzit beobachtet werden kann. Tatsächlich könnte man erst von einem „Rauhwacke führenden Blätterquarzit", später von einer „Rauhwacke 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 Rauhwacke; 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 Rauhwacke. Stellenweise gewinnt man sogar den Eindruck, dass die Rauhwacke 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 Schiefern mit reichlich Serizit", eine Gruppe, welche durch Rauhwacken 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 mylonitisiertem Zustand einen rauhwackenartigen Habitus. Vielfach lassen sie sich als Komponenten auch in einem als brekziöse Rauhwacke 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 Rauhwacken 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, Rauhwacken, Dolomite und Hochstegenkalk, eine Gliederung, die von ihm auch 1953 wieder mit aller Deutlichkeit vertreten wird.

Seit 1947 sind Funde von bestimmbaren 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 Rauhwacke. In ihrem Hangenden führt sie in zunehmendem Masse helle, weiss-gelbe, serizitreiche, dolomitische Schiefer. Schliesslich bleibt der Rauhwacke 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 Rauhwacke 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 Rauhwacke 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 Rauhwacke [„Campiler-Niveau", eventuell ein lagunäres Anis] unterscheiden.

Dieser Horizont wurde von ARGAND als „Obere Rauhwacke" 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 Rauhwacken, Gips- und Dolomitvorkommen über den fossilbelegten Dolomiten. E. GÖKSU ist eine obere Rauhwacke nur aus der höheren Frilihornserie 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 Rauhwacke entgegenstehen, so zeigen doch neue Aufnahmen von ELLENBERGER (1950), dass die obere Trias vertreten sein kann. Lokal stellt er eine „obere Rauhwacke" 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 Sedimenthülle der rückwärtigen Mischabel-Decke zu den Serien der Vanoise und der frontalen Partien der Surettadecke hin.

Seit langem sind die Raibler-Rauhwacken 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 Schiefern, 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 Bündnerschiefern 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 Hühnerknubelelementen, 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–rostrote Rauhwacke mit zahlreichen Schmitzen dieser grünen Serizitschiefer;
9)	4–10 m	gelbweisser Dolomitmarmor;
7)	–15 m	weiss-bläulicher Marmor, Bändermarmor;
5)	–10 m	rostrote Rauhwacke, sehr oft brekziös, grobe Serizitchloritquarzitbrocken 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.

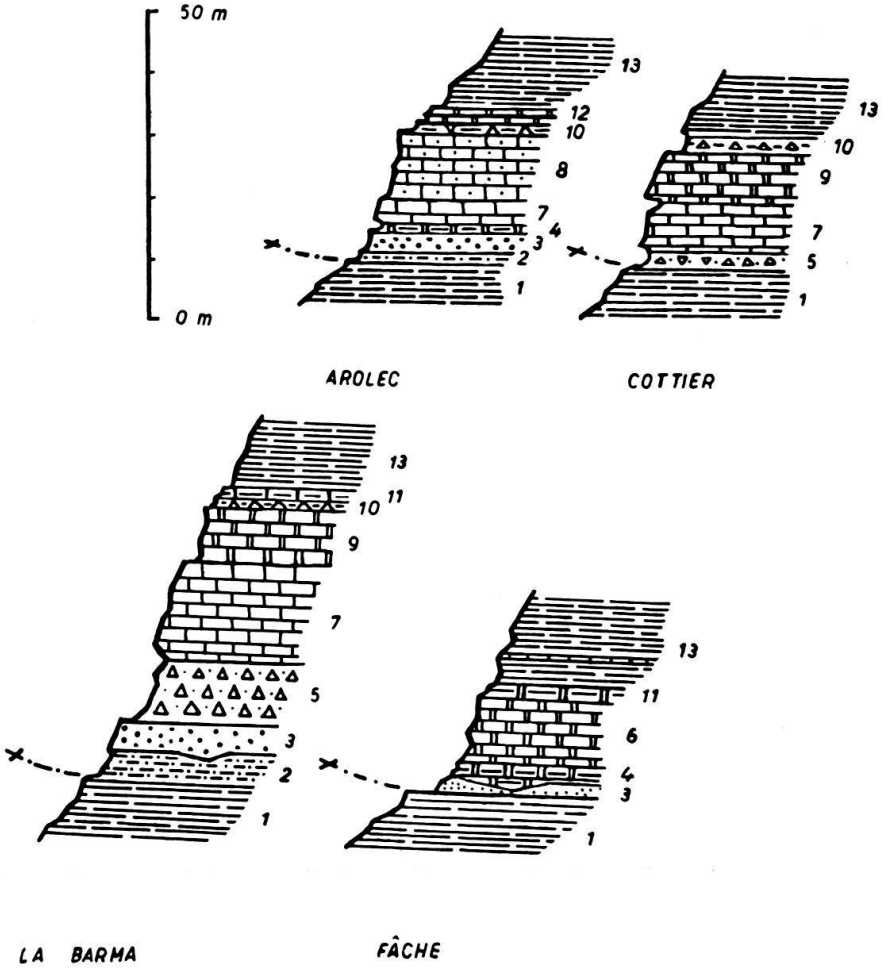


Fig. 2. Profile durch die basalen Triaszüge der Schuppen der Zone von Zinal (Legenden siehe Text).

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 Rauhwackenzüge 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 zusammengepresste 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 Rauhwacke, 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 Serizitblätterquarzit, teilweise durch Rauhwacken 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 Rauhwackenhorizontes, 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 Rauhwacke 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	Rauhwacke 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 Rauhwacken 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 Rauhwacke" 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 Gerüstes 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 Auswalzung 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 gröbsten 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 Turtmanntal 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	braunrote Rauhwacke, Schüppchen eines grünen Serizitschiefers;
0–5 m	graublau anwitternder Kalkmarmor, im frischen Bruch: weiss oder leicht rötlich; an der Basis:
in Linsen	gelegentlich graugelber bis weisser Dolomit;
unregelmässig in Linsen angehäuft	braunrote Rauhwacke, 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 rauhwackenähnlichen Bindemittel.

Erwähnenswert ist der Fund einer Linse sicher vortriadischen Kristallins [Muskowit-Chlorit-Gneis] in der basalen Rauhwacke 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 Rauhwacke mit zahlreichen Schuppen eines grünen Serizitschiefers, nicht selten wasserklare Quarzkörner;
einige cm	Serizit-Chloritphyllit, quarzitisch;

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 Rauhwacken 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 Rauhwacken.

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 Genaues 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 Rauhwacke 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 vereinzelte, 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 kartenspielähnlich 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 Rauhwacken 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 kohliger 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 angehäufte, 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 Bündnerschieferschichtverband schwimmen gewissermassen in der oberen Rauhwacke [Fig. 1]. Gegen oben tritt die Rauhwacke rasch zurück, zugleich sind die einzelnen Komponenten weniger intensiv gegeneinander verstellt, und wenig darüber zeigen sich die ungestörten, grobgebankten, graubraunen Kalkglimmerschiefer. Die Mächtigkeit dieser „Rauhwacken/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 Schliff 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 Rauhwackenhorizonte 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 karbonatarme 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 Schliffbild – 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 Schliffbild 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 beigesellt. 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 kohligem Pigment reichen Tonphylliten überlagert.

Im Schliffbild zeigen diese schwarzen Tonpyllite 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 weitern 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 synklinal 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 Gougra 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 Alphütten von Fâche markieren noch einige völlig ausgewalzte Dolomitlinsen die Basis der Schuppe. Die darüber folgenden sandigen Kalkglimmerschiefer liegen daher meist direkt auf den „Nolla-Schiefern" 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 Alphütte 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 Hämatitrutschspiegel 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 quarzitische 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 ⌀ 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 aufgeschlossen. 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;
1) sandiger, grobgebankter Kalk. [tiefere Serie]

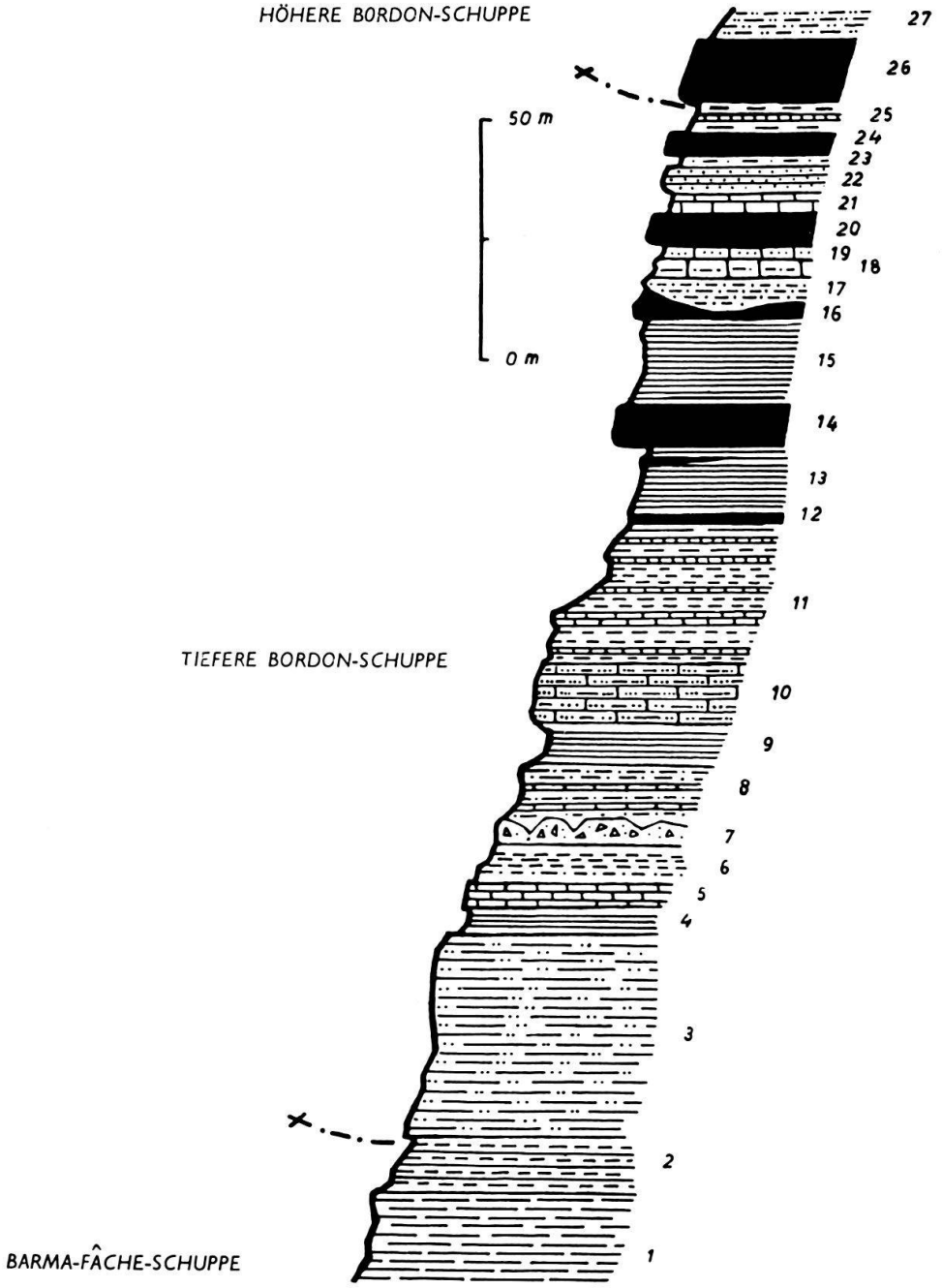


Fig. 3. Profil durch die tiefere Bordon-Schuppe. NW-Grat Garde de Bordon.

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 rauh, 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 verzwillingte Albitindividuen sind dem Bindemittel beigesellt. Andeutungen organischer Reste im Kalkzement konnten nicht gefunden werden. Kleinere Komponenten enthalten zuweilen ziemlich viel kohliges Pigment. Mengenmässig 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 Aequivalente 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 Wechsellagerung 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 feinbrekziöse 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 feinbrekziösen Schiefern 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 (⌀ 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 quarzitische Schiefer, 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 Rauhwacken sichtbar. Weiter südlich in der Runse von Cottier markiert nur noch ein ganz schmächtiges Rauhwackenzüglein 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 gelbbräunliche Anwitterung. Höher oben folgen bunte „Quarzite", die durch ein lebhaftes Farbenspiel auffallen. Dieses ist durch ein feinlagiges Alternieren lichtgrüner, gelbgrüner, leicht rötlicher, violetter und stellenweise fast schwarzer, immer durch reichlich serizitische Zwischenlagen getrennter, hornsteinartiger Bänder hervorgerufen, welche bis zu ½ 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 Schliffen, 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 textureller und struktureller Hinsicht, wie auch in bezug auf den Mineralbestand voneinander nicht zu unterscheiden. Es wäre denkbar, dass die extrem feinen reliktischen 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-Neubildung abnimmt.

Bei diesem Kontakt handelt es sich um ein lokales Phänomen. In unmittelbarer Nachbarschaft stehen analoge Grünschiefertypen [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 tafeliger bis blättriger Ausbildung mit reichlichen, serizitischen Zwischenlagen finden; sie erinnern makroskopisch entfernt an hyänenmarmorartige Gesteine, doch zeigten die Schliffbilder, 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 Anschub 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 Radiolariten und jenen des Mont Genèvre-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 feinbrekziösen 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 Schiefern, 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 Saluvergesteinen. 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 WITZIG (1948) keine näheren Angaben gemacht. Die Haupttypen, wie sandige Plattenkalke, feinbrekziöse 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-

dehnten Ophiolith-Achse bilden, die sich vom Wallis bis Ligurien und Elba erstreckt, wird zu diskutieren sein.

Die Lagerungsform der Ophiolithe im vorliegenden Gebiet ist wie überall in der penninischen Zone der Alpen folgende: Die Grünschieferzüge treten als konkordant in die Sedimentzüge eingeschlossene Lagen und Linsen von stark wechselnder Mächtigkeit auf. Serpentin und Gabbros sind hier fast ausschliesslich auf die Tracuit-Zone beschränkt und bilden innerhalb der Gesamt-Ophiolithe mehr lokale Körper. Zwei kleine, unbedeutende Serpentinvorkommen finden sich ausserdem in den oberen Schuppen der Zone von Zinal.

Sekundäre tektonische Störungen können überall beobachtet werden; dabei mag in einigen Fällen der Serpentin die Rolle des „geologischen Schmiermittels" gespielt haben.

Die Beziehungen zum Nebengestein sind unterschiedlich. Oft stossen die ophiolithischen Gesteine und deren Derivate scharf an die Sedimente ohne eine direkte Kontaktwirkung. In anderen Fällen können Kontakterscheinungen vorliegen, deren willkürliches Auftreten sehr auffallend ist, da sie nicht an bestimmte stratigraphische oder lithologische Grenzen gebunden sind. Auch die Kontaktprodukte zeigen einen uneinheitlichen und ungesetzmässigen Chemismus und Mineralbestand.

Wir können uns auf die Beschreibung der hauptsächlichsten Gesteinstypen der hier auftretenden Ophiolithe und deren Kontaktprodukte mit den Sedimenten beschränken, da in mehreren Arbeiten mineralogisch-petrographischer Natur das Problem der Ophiolithe der Zone du Combin eingehend behandelt wird [Novarese 1895, Argand 1908, Staub 1921, Diehl 1938, Güller 1947, Bearth 1952, 1953 u. a.]. Es kann auch auf die Arbeiten aus Bünden verwiesen werden, zu denen sich im Laufe der Untersuchungen im vorliegenden Gebiet immer wieder grosse Analogien ergaben [R. Staub, Bernina-, Bergeller- und Averserkarte u. a., Cornelius 1935, Gansser 1937, Nabholz 1945].

1. *Grünschiefer im allgemeinen*

Auf eine feine petrographische Differenzierung des Grünschieferkomplexes musste, wie fast überall in den Alpen, bei der Kartierung verzichtet werden, da auch eine Kartengrundlage im Maßstab 1 : 10000 nicht genügt hätte, um die wechselvolle Vielfalt der Gesteine über ein grosses Gebiet hinweg im Detail aufzunehmen. Ausserdem erwies sich die räumliche Verteilung der verschiedenen Grünschieferarten im Gelände als derart komplex, dass eine Detailkartierung im Rahmen dieser Arbeit nicht in Frage kommen konnte.

Die Untersuchung der zahlreichen in diesem Kapitel zusammengefassten Gesteinstypen, wie Prasinite, Chloritschiefer, Chlorit-Epidotschiefer, Augit-Chloritschiefer, u. a. ergab ein reichhaltiges Bild. Die Resultate decken sich weitgehend mit den Untersuchungsergebnissen der zitierten Autoren (s. oben). Auf die Lagerungsverhältnisse wurde hingewiesen. Die Mächtigkeiten sind wie im ganzen Penninikum, sehr unterschiedlich. Züge von 100 und mehr Meter bis hinunter zu armdicken Lagen und fingerdicken Schnüren konnten beobachtet werden. Die Ausbildung erscheint im Feld ziemlich uniform. Meist sind es feinkörnige, grünlichgraue, selten saftgrüne bis dunkelgrüne Gesteine, die von blossem Auge in der Regel sehr schwer näher differenziert werden können. Randlich gegen

das Sediment treten bisweilen stark geschieferte, innerhalb der Züge grobkörnige, lagige bis massige Gesteine auf. Makroskopisch lassen sich oft einzelne Epidotschnüre und -lagen, stellenweise in Kontaktzonen und „Lagenintrusionen" ophiolithischen Materials von kleiner Dimension (einige cm) im frischen Bruch des Gesteins auch helle Flecken beobachten, welche sich unter dem Mikroskop als Feldspatindividuen erweisen. Die Grünschiefer zeichnen sich im Gelände nur durch ausgesprochene Farbunterschiede aus, die vom hellen Gelbgrün bis zu einem dunkeln Graugrün gehen können, deren Natur jedoch nicht auf einzelne Gesteinstypen schliessen lässt. Die Verwitterungsanfälligkeit kann stark verschieden sein, insbesondere bei karbonatführenden Gesteinen.

Die mikroskopischen Untersuchungen ergeben ein reichhaltiges und heterogenes Bild. Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinsarten können im vertikalen wie im lateralen Sinn innerhalb kleinster Räume gefunden werden. Der Anteil der Menge der Mineralien kann in ein und demselben Gestein sehr variabel sein.

Mengenmässig den grössten Anteil im Grünschieferkomplex unseres Gebietes besitzen die verschiedenen Prasinittypen.

Unter diesem Begriff wurden alle Gesteine zusammengefasst, welche nach Mineralbestand und Struktur der von NIGGLI (1924) vorgeschlagenen Definition entsprechen. Es handelt sich also im allgemeinen um Gesteine, die bei poikiloblastischer Struktur einen Mineralbestand von Albit, aktinolithischer Hornblende, Chlorit (Pennin-Klinochlor) und Mineralien der Epidotgruppe führen. Die einzelnen Gesteinstypen anzuführen erübrigt sich, da trotz ihres reichhaltigen Auftretens ihre Natur durch R. STAUB (1915), CORNELIUS (1935), GANSSER (1937) und andere bekannt geworden ist und abweichende Gesteinstypen nicht gefunden wurden.

Neben den zahlreichen Prasiniten treten Chloritschiefer, Epidot-Chloritschiefer und Augit-Chloritschiefer auf, deren Albitgehalt teilweise sehr gering sein kann und deren Struktur an eine ursprüngliche Diabas-Natur des Gesteins erinnert. Eigentlicher Diabas liess sich allerdings nicht finden. Das Auftreten der Gesteine erinnert stark an die von R. STAUB (1915) aus dem Oberengadin beschriebenen Vorkommen, wo Diabase und Diabasporphyrite im Zusammenhang mit solchen Gesteinen gefunden werden konnten. Ähnliche Gesteinsvergesellschaftungen beschreibt CORNELIUS (1912) ebenfalls aus dem Oberengadin. Diabasartige Gesteine und deren Übergänge zu analogen Gesteinstypen sind auch durch STREIFF aus der Platta-Decke bekannt.

Als Übergangsglied zu diabasartigen Gesteinen sind die Augit-Chloritschiefer zu nennen. Es handelt sich um feinkörnige, graugrüne Gesteine, welche übersät sein können mit dunkeln Augitindividuen. Im Dünnschliff sind die Augitkristalle, die meist eine starke Kataklase aufweisen, in einem Grundgewebe von Albit und Chlorit von grano- bis lepidoblastischer Struktur erkennbar. Möglicherweise sind diese Gesteine, wie sie auch von den genannten Autoren beschrieben werden, auf Diabase oder Diabasporphyrite zurückzuführen.

Als weiteres Übergangsglied zu diabasartigen Gesteinen oder ursprünglichen Diabasen dürften die Epidot-Chloritschiefer bezeichnet werden, die reich vertreten sein können. Im Dünnschliff zeigen diese oft lagenweise Anreicherungen einzelner Mineralien. Epidot in grösseren Aggregaten und lagenweise Anhäufungen von Albit oder Chlorit können charakteristisch sein. Die gebänderte Anordnung lässt meist eine feine Fältelung schön erkennen. Da solche Gesteine nach Mineralbestand und Struktur oft bereits zu den Prasiniten zu rechnen sind, ist es im

Feld ohne die Durchsicht der Dünnschliffe aus einem möglichst kleinen Raum kaum möglich, ihre Verbreitung zu erkennen.

Die Metamorphose hat im ganzen Gebiet stark den ursprünglichen Mineralbestand und die Struktur der Gesteine in Mitleidenschaft gezogen. Es können kaum noch Reliktstrukturen gefunden werden, meistens liegen Prasinite vor. Vom primären Mineralbestand ist meistens nicht mehr zu beobachten, d. h. der ursprüngliche Plagioklas liegt in Albit umgewandelt vor, und strahlsteinartige Hornblenden und Chlorit sind an der Stelle ursprünglichen Pyroxens. Sicherer als der Mineralbestand weisen seltene Reliktstrukturen einer ophitisch feinfilzigen Grundmasse auf eine primäre Diabasnatur des Gesteins hin. Es kann sich also bei diesen Gesteinen doch zum grossen Teil um eine metamorphe Fazies der Diabase handeln.

Zu dieser Übergangsgruppe sind wahrscheinlich auch die albitarmen Chloritschiefer zu zählen. Es handelt sich um makroskopisch saftgrüne Gesteine, die selten auftreten [Navisence-Schlucht, unterhalb Petit Mountet]. Der Dünnschliff zeigt in einer lepidoblastischen Grundmasse bei kristallisationsschieferiger Textur zur Hauptsache Chlorit (Pennin-Klinochlor). Epidot erscheint in geringer Beimengung, während Titanit und Serizit in der Grundmasse verteilt sind. Mit R. Staub (1915, 1921 b), Cornelius (1912, 1935), Gansser (1937), Streiff (1939) und anderen nehmen wir an, dass derartige Gesteine mit ihren noch erkennbaren Reliktstrukturen und nach ihrer Mineralvergesellschaftung zum Teil auf ursprüngliche Diabasnatur des Gesteins hinweisen.

Daneben lassen sich im Gebiet der Alpe de Tracuit Übergänge von metamorphen Gabbros zu deren Derivaten feststellen. Das ganze Vorkommen liegt in einer äusserst stark beanspruchten Zone. Schliffe durch relativ unversehrte Stücke zeigen eine starke Zertrümmerung der primären Plagioklasindividuen, welche nun eine Grundmasse von Albit, Zoisit-Epidot darstellen und in welcher primärer Pyroxen fast durchwegs völlig umgewandelt erscheint. Bei stärkerer mechanischer Zertrümmerung, was im Feld inmitten gabbroider Kernstücke entlang besonders beanspruchter Zonen erkannt werden kann [z. B. im Liegenden der Dent Blanche-Decke], liegen an Stelle massiger Gesteine völlig ausgewalzte, gelblichweisse bis zartgrüne, verschieferte Typen vor. Das Schliffbild zeigt ein sehr feinkörniges, oft lagenweise angeordnetes Gemenge von Albit, Zoisit, Epidot und aktinolithischer Hornblende. Ohne sichtbare Zusammenhänge wäre es wohl schwierig, derartige Schiefer als ursprüngliche Gabbros von blossem Auge zu diagnostizieren. Daneben finden sich in den Randzonen des gabbroiden Körpers Prasinite, welche wohl auf feinere Randbildungen des gabbroiden Stockes oder auf eigentliche Diabase zurückzuführen sind.

Die Randzonen der Grünschiefer und ihr Verhältnis zu den Bündnerschiefern

Ausserordentlich verbreitet sind an Kontakten mit Bündnerschiefern stofflich vom Sediment her beeinflusste Grünschiefer. Auch in sekundär gestörten Kontakten lässt sich oft eine wechselseitige Beeinflussung feststellen. So ist es möglich, dass es sich um Stoffaustausch-Effekte handelt, die nach der „mise en place" stattgefunden haben. Daneben konnten aber eine ganze Anzahl Gesteinstypen

gefunden werden, die stark veränderten Bündnerschiefern am Kontakt sehr ähnlich sehen, mit diesen aber in keiner Weise verbunden sind, sondern vollständig isoliert innerhalb von reinen Prasiniten stehen. Sie finden sich bei Tsidijore de la Vatsa, in der Navisence-Schlucht [vgl. Taf. X, 2 km S von Zinal] und an einigen Orten im Massiv der Garde de Bordon. Ihre hell- bis gelbgrüne Anwitterung ist typisch. Stellenweise ist ein grosser Kalzitgehalt des Gesteins charakteristisch; ein Betupfen mit 10% HCl ergibt eine deutliche Reaktion.

Ähnliche Gesteine aus der oberen Alpe de Tracuit und vom NW-Grat der Diablons [Tracuit-Zone] zeigen in Abständen von 1–2 cm zahlreiche, übereinanderfolgende, 1–5 mm mächtige Lagen von Kalzit. Durch die selektive Verwitterung ergibt sich eine löcherige Anwitterungsfläche als Folge der besseren Löslichkeit des Kalzites.

Im Dünnschliff weisen solche Gesteinsproben bei kristallisationsschiefriger Textur neben einem sehr stark variablen Kalzitgehalt ein Gemenge von Albit, Quarz, Chlorit, Epidot und Serizit auf. Stellenweise ist der Kalzitgehalt so gross, dass man das Gestein als Marmor bezeichnen muss. Indessen sind in den meisten Fällen Übergänge zu weniger kalzitführenden Prasiniten zu erkennen.

Nicht zu verwechseln sind diese Gesteine mit stark porösen, im Feld als „Schrottschuss-Prasinit" bezeichneten Grünschiefern. Dies sind kräftig albitisierte Gesteine, denen Kalzit auch im frischen Handstück weitgehend fehlt, indem an dessen Stelle mit Chlorit und Limonit ausgefüllte Hohlräume getreten sind.

An Kontakten von Grünschiefern zu Sedimenten zeigen in den meisten Fällen erstere eine kalzitführende Randzone von stark unterschiedlicher Mächtigkeit. Die isoliert vorkommenden kalzitführenden Prasinite dürften daher kräftig stofflich beeinflusste, aber gänzlich unkenntliche Sedimente sein.

Charakteristisch ist bei allen diesen Gesteinen in der Regel der prasinitische Mineralbestand neben einem oft bedeutenden Kalzitgehalt.

Das Festlegen einer Grenze zwischen den einzelnen Typen ist schwierig, ja meistens unmöglich. Am Südgrat der Diablons liess sich an einer einzigen Stelle ein allmähliches Verdrängen von Bündnerschiefern durch ophiolithisches Material feststellen.

Im Feld beobachteten wir über eine Distanz von ungefähr 30 m, bei verschwindender Schieferung, ein immer kräftiger werdendes Grün des Gesteins, bis endlich ein kalzitführender Prasinit vorlag. Es handelt sich in diesem Fall um ein sehr schmächtiges Bündnerschieferband, welches einfach im Grünschieferkomplex verschwindet.

Dieses Spiel wechselseitiger, wenig einheitlicher Beziehungen zwischen ophiolithischem Material und Sediment, welches aber doch einer gewissen Gesetzmässigkeit zu unterliegen scheint, wird eingehend von NABHOLZ (1945) aus dem mesozoischen Rücken der Adula-Decke beschrieben. Auch R. STAUB und CORNELIUS erwähnen schon früher ähnliche Gesteinstypen aus dem Oberhalbstein und aus dem Oberengadin. Die Genese stofflich beeinflusster Prasinite und eigentlicher „Mischgesteine" wird von NABHOLZ ausführlich diskutiert. Es sei deshalb auf diese Arbeit verwiesen.

In diesem Zusammenhang sind auch die Erscheinungen der eigentlichen Kontaktmetamorphose mit Mineralneubildung zwischen Grünschiefern und Sedimenten zu erwähnen. In einigen Profilen durch ungestörte Kontakte fanden

sich innerhalb des Sedimentes, in geringem Abstand von den ophiolithischen Gesteinen (bis zu 50 cm), Neubildungen von vereinzelt auftretendem Granat und ganz selten solche von Diopsid. Besonders interessant sind die Granatneubildungen (S. 187), welche in Randnähe unseres „Radiolarites" gefunden wurden. Es kann daran erinnert werden, dass Granatfelse auch unter den mannigfachen Kontaktgesteinen aus den Ophiolithen des Oberengadins bereits von R. STAUB (1915) und CORNELIUS gefunden worden sind und von diesen Autoren als Kontaktgesteine gedeutet wurden.

2. *Gabbro*

Das Gestein tritt in unserem Gebiet an zwei verschiedenen Orten in ganz ungleich grossem Ausmass auf. Das Hauptvorkommen bildet zum Teil den südlichen Aufbau des Diablons-Massivs und ist als der „groupe de Tracuit" zugehörend durch ARGAND (1908) bekanntgeworden. Ein zweites, kleineres Vorkommen befindet sich auf der Alpe de la Lé, unmittelbar vor dem steilen Aufstieg zum gleichnamigen Pass [vgl. Taf. X].

Die gabbroiden Gesteine aus dem Gebiet der Diablons und der Alpe de Tracuit sind durchwegs ausserordentlich stark tektonisch beansprucht. Sie gehören einem von unten her in die Basis der Dent Blanche-Decke eingestülpten, stark zerschlitzten und nach Norden überkippten, ja leicht dem eingewickelten Dent Blanche-Kristallin am Diablons-Südgrat überschobenen ophiolithischen Körper an. Ganz selten fanden sich innerhalb grösserer Komplexe relativ unversehrte, immer saussuritisierte Gabbros, welche in Mineralbestand und Textur denjenigen der Alpe de la Lé zu vergleichen sind. Die Hauptmasse aber ist ein völlig zerriebenes und mylonitisiertes Gestein. Teilweise liegt es in Form von hellgrünen bis weisslichen Schiefern vor, für die BEARTH (1953) im Gebiet des Hühnerknubels oberhalb Zermatt den Ausdruck „Gabbrophyllonit" verwendete. Dazu sind hauptsächlich in den Randzonen die von BARTHOLOMÈS (1920) eingehend beschriebenen „prasinites zoïsitiques" sehr häufig. Sie wurden von ihm der Dent Blanche-Decke zugestellt, gehören aber bestimmt der Zone von Tracuit an.

Die ursprüngliche Lagerungsform dieser Gesteine ist bei der intensiven tektonischen Überarbeitung an der Basis der gewaltigen Dent Blanche-Masse schwer zu erkennen. Es handelt sich um ein metamorphes gabbroides Kernstück, dessen Randzonen im Dach ohne scharfen Übergang durch die erwähnten Prasinite gebildet werden. Diesen sind lokal unmittelbar unter der Dent Blanche-Basis Bänder von bündnerschieferartigen, stark ophiolithisch beeinflussten Gesteinen eingeschlossen. Im Gebiet der Alpe Combautanna sind dagegen Prasinite und sichere Bündnerschiefer tief in die Basis des gabbroiden Komplexes eingespriesst. Die Prasinite dürften aus feineren Randbildungen des gabbroiden Körpers, das heisst aus feinkörnigen Gabbros oder Diabasen entstanden sein, die sich gegenüber der Umwandlung anfälliger verhielten.

Aus der Ferne betrachtet fallen die gabbroiden Gesteine durch ihre fast weisse Anwitterung auf. Ihre Verwitterungsanfälligkeit zeichnet sich morphologisch durch starke Schuttbildung ab.

Im Handstück massige Typen lassen von blossem Auge in einer hellen, von einem leichten Grün überzogenen, formlosen Grundmasse Diallagindividuen er-

kennen. Meist sind die Kristalle verbogen, teils zerbrochen. Die Anwitterung des Gesteins ist schmutziggrün, wobei der herauswitternde Diallag eine unruhige Oberfläche bewirkt.

Gabbros mit lentikularer bis schiefriger Textur, die aus der Zermatter Gegend als Flasergabbros bekannt sind (GÜLLER 1947, BEARTH 1952/53), sind an den Diablons massenhaft vertreten. Wiederum findet sich in einer formlosen, gelbgrünen, im frischen Bruch weiss- bis lichtgrünen Grundmasse Diallag. Dieser ist durchwegs zerbrochen und parallel der Schieferungsebene auseinandergezerrt, teilweise auch in Nestern in Form zahlreicher Bruchstücke angereichert.

Bei grösserer Beanspruchung ergeben sich hellgrüne, fast weisse, „serizit"-reiche, blättrig- bis feinschuppige Gesteine. Andere Typen sind nicht direkt verschiefert, zeigen aber doch das Bild eines tektonisierten Gesteins. Die dunkeln Diallagindividuen weisen unter dem Mikroskop eine völlige Kataklase auf und liegen regellos verteilt oder wirbelartig in einer hellen, von Klüften durchsetzten Grundmasse. Solche Gesteine sind der Verwitterung ganz besonders unterworfen. Die einzelnen Typen treten ohne scharfe Übergänge untereinander auf. Ihre räumliche Anordnung und Verteilung beruht wahrscheinlich auf der ungleichen Einwirkung tektonischer Kräfte.

Im Dünnschliff zeigt der Diallag eine vom Rand her nach innen fortschreitende Umwandlung. Lichtgrüne, beinahe farblose Amphibolfasern [Strahlstein], die leistenförmig entlang den Rändern liegen, sind neben Chloritbildungen in Rissen, Klüften und an Bruchstellen zu beobachten. Meist stark in Umwandlung begriffene Kernstücke des Diallages sind typisch. Das Grundgewebe besteht aus feinkörnigem Feldspat. Die Saussuritisierung der zertrümmerten Feldspatindividuen ist meist stark fortgeschritten. Dichte, filzige Gemenge von Albit, Zoisit, Epidot, Serizit sind an deren Stelle über die Grundmasse verteilt, an eine Bestimmung des Plagioklases ist nicht mehr zu denken. Der Umwandlungsprozess scheint sich mit dem Grad der tektonischen Einwirkung zu intensivieren.

Die ganze Gruppe wurde von ARGAND (1908) als „Euphotides partiellement ou complètement métamorphisées en prasinites zoïsitiques p. p. à mica chromifère, alternant avec des lentilles de schistes serpentineux et de marbre" zusammengefasst. Im gabbroiden Körper der Alpe de Tracuit fanden sich weder Serpentine noch Marmorzüge, obwohl darin von unten her genetisch nicht direkt verbundene Prasinitzüge tektonisch eingeschuppt sind. Sie finden sich aber in unmittelbarer Nähe. In diesem Zusammenhang sind die Serpentinmassen der Crête de Milon, in grösserem Rahmen auch die Vorkommen in der Montagne de la Lé und im hinteren Val de Moiry zu erwähnen, die ja alle zum „filon couche" ARGANDS zu rechnen sind. In gleicher Weise treten Marmorzüge zwar nicht in direktem Kontakt mit den Gabbros auf, sind jedoch in den Prasiniten des Col de Tracuit im unmittelbar Liegenden der Dent Blanche-Decke und als Kontaktprodukte in den Randzonen des Serpentinstockes der Crête de Milon zu beobachten. Es handelt sich dabei immer um mehr oder weniger intensiv metamorphe Bündnerschiefer, keinesfalls aber um triadische Gesteine.

Die erwähnte Gesteinsgruppe ist den Vorkommen aus dem Gebiet des Hühnerknubels sehr ähnlich. An beiden Orten haben sich stärkste Einflüsse der Überschiebungs-Masse der Dent Blanche-Decke geltend gemacht und so dem Gestein den charakteristischen Habitus verliehen. Ebenso sind derartige, den tektonischen Kräften unterworfene, gänzlich ausgewalzte und gequetschte gabbroide Gesteine aus der Platta-Decke durch R. STAUB und CORNELIUS bekannt.

3. *Serpentin*

Die grösseren Serpentinvorkommen sind seit längerer Zeit durch ihre Chrysotilasbest-Einlagerungen bekannt. Die „Schweizerischen Eternit-Werke AG. Niederurnen" liessen gegen das Ende des ersten Weltkrieges wie an zahlreichen anderen Orten auch im Gebiet der Crête de Milon und im Val de Moiry Asbest ausbeuten (FEHLMANN, 1919, S. 221–224). Durch H. JÄCKLI (1942) wurden während des zweiten Weltkrieges die Vorkommen erneut geprüft. Ein Abbau scheint jedoch in der Folge nicht stattgefunden zu haben. Die genannten Serpentinvorkommen gehören mit einem kleineren auf der Alpe de la Lé dem ursprünglichen „filon couche" ARGANDS an und bilden damit einen Teil der Tracuit-Zone [vgl. Taf. X]. Ebenso ist dieser Zone eine kleine Serpentinlinse zuzurechnen, welche unterhalb der Alpe Combautanna anstehend ist.

Zwei weitere, etwa 30 m mächtige Serpentinlinsen befinden sich südwärts, die eine westlich Vichiesso, die andere unterhalb Tsidijore de la Vatsa. Sie gehören ihrer Lage nach bereits zu den obersten Elementen der Schuppenzone von Zinal.

Die grösseren Serpentinkomplexe sind schon aus der Ferne an ihrer düsteren, blaugrünen Farbe erkennbar, während die kleineren Vorkommen, die unterhalb 2200 m liegen, durch ihre Vegetationsfeindlichkeit auffallen. Das Gestein ist durchwegs massig, dicht und im frischen Bruch saftig- bis dunkelgrün. Die Verwitterungsfarben können variieren und zeigen stellenweise das bekannte lebhafte Spiel von Blaugrün bis Rotbraun. Einsprenglingsartige, weissliche, scharf begrenzte Flächen sind zuweilen typisch; dunkle, herauswitternde Flecken erweisen sich als erzreiche Partien. Das Gestein bricht kantig bis splittrig, meist in polyedrischen Stücken, was auf zahlreiche, nach allen Richtungen laufende Klüfte und Scherflächen zurückzuführen ist. In den Randpartien des Serpentins der Crête de Milon tritt der erwähnte, kurzfaserige Chrysotilasbest reichlich auf. Die Asbest-Varietäten und damit auch dessen Qualitäten sind stark verschieden. Teils zeigen sie ein lichtgrünes, teils ein bläulichgrünes Farbspiel, wenn es sich um dichtgepackte Kluftfüllungen handelt. Locker angeordnete Faserbündel weisen gelblich-weisse Farbe auf. Relativ späte Bewegungen im Gestein werden durch unvermitteltes Abbiegen der sonst senkrecht zur Kluftwand stehenden Chrysotilindividuen dokumentiert. Die Erscheinung kann so intensiv sein, dass der Eindruck längsgestreckter Fasern entsteht. In ähnlicher Form führen die Vorkommen von Tsidijore de la Vatsa und diejenigen aus dem Val de Moiry Kluftfüllungen. Die kleineren Serpentineinlagerungen zeigen stärkere Beanspruchung, die in zahlreich auftretenden Scherflächen, spindelförmig gedrehten Schürflingen mit warmgrünem Belag von Edelserpentin und randlich talkigen Partien zum Ausdruck kommt.

Unter dem Mikroskop weisen die Dünnschliffe übereinstimmend das von den meisten alpinen Serpentinen bekannte Bild auf: Eine von Chrysotil durchsetzte Grundmasse, bestehend aus Antigorit mit reliktischen Körnern von Olivin. Der Serpentin von Vichiesso hat stellenweise ein sehr feinfilziges Gewebe von Talk. Lokal kann der Reichtum an Erzen (Magnetit, Pyrit) gross sein. In einigen Stücken deutet fein verteiltes Erz in xenomorpher Form, entlang und innerhalb der Chrysotilfasern, auf späte, mobilisierte Lösungszirkulation hin. Mineralneubildungen wie Diopsid, Titanklinohumit, Vesuvian u. a., die BEARTH (1953) aus den Serpentinmassen der Zermatter Ophiolith-Decke beschreibt, konnten nicht gefunden werden.

Die Beziehungen zum Nebengestein sind verschiedener Art. Die grosse Serpentinmasse der Crête de Milon trägt neben eingeschlossenen Schollen sedimentärer Herkunft einen Mantel von Grüngesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten. Es handelt sich einerseits um hornblende- und albitreiche Typen, andererseits um stark veränderte Bündnerschiefer.

Ähnliche Phänomene beschreibt CORNELIUS (1912) vom Piz Longhin. Auch in diesen Gesteinen ist eine Serie geringmächtiger, kontaktmetamorpher Sedimente eingeschlossen.

Die Erscheinungen des Kontaktes

Die Aufschlüsse direkt nördlich, unterhalb der Steilabstürze des Gipfels der Pointe d'Ar Pitetta, zeigen ein Profil durch die Bündnerschiefer am Serpentinkontakt. Während diese Gesteine sowohl im Feld als auch unter dem Mikroskop noch eindeutigen Bündnerschiefer-Charakter tragen, liegen kalkreiche Sedimente in gleicher Stellung im Gebiet der Crête de Milon, ebenfalls im Kontakt zum Serpentin stehend, stärker metamorph vor und haben ihre schistes lustrés-Natur verloren.

Die Kontaktverhältnisse der Sedimente zu der Milon-Serpentin-Masse sind sowohl auf der westlichen wie auch auf der östlichen Gratseite die gleichen. In unmittelbarem Kontakt steht ein ungefähr 50 cm mächtiges, stark verschiefertes, saftgrünes, sehr pyritreiches Gestein an, das sich durch dünne, fast weisse Lagen von Albit auszeichnet.

Das Schliffbild zeigt in einer granoblastischen Grundmasse von Albit und Epidot, teils in grösseren Porphyroblasten aktinolithische Hornblende, deren Chloritisierung teilweise stark fortgeschritten ist. Die zahlreichen Pyritanreicherungen sind meist limonitisiert.

Scharf getrennt folgt – immer vom Kontakt sich entfernend – ein 20–30 cm mächtiges, massiges Gestein. Der frische Bruch lässt in einer hellen Grundmasse in Bündeln, in Garben oder radialstrahlig angeordnete Alkalihornblenden [max. 1 cm] erkennen.

Das folgende feinlagige Gestein ist im Schliff dem vorangehenden sehr ähnlich. An Stelle der zahlreichen Hornblenden jedoch herrscht in lageweiser Anordnung Epidot vor. In unscharfem Übergang liegt darüber ein porös anwitterndes Gestein, was auf eine gewisse Kalzitführung schliessen lässt. Im frischen Bruch erweist es sich als blassgrüner Marmor.

Im Schliffbild fällt ein sehr hoher Titanitgehalt auf; Albit, Epidot und Hornblenden sind Neubildungen. Eine kräftige Kataklase mit nachträglicher Rekristallisation des Kalzites lässt auf relativ späte tektonische Bewegungen schliessen.

In ähnlicher Form folgen sich in Wechsellagerung an Hornblende oder Epidot reiche Gesteine und zwischen dieselben eingeschaltet Marmorzüge. Ein letztes Mal tritt ein solcher Marmor, nur noch einige Zentimeter mächtig, in etwa 30 m Entfernung vom Serpentin auf.

Beim Profil nördlich der Pointe d'Ar Pitetta überdeckt Schutt zwar die direkte Kontaktstelle; ein stark differenziertes Anwitterungsprofil ist darüber anstehend. Es zeichnet sich durch dichte, blaugraue Horizonte und durch lagige bis schiefrige, stark verwitternde, grüngraue Schichten aus. Die massig-dichten Gesteine zunächst dem Serpentin sind sehr quarzreich. Feinste dunkle Lagen mit

Serizitüberflügen ergeben beim Anschlagen die bevorzugten Bruchflächen und verleihen dem Gestein den Habitus eines extrem feinkörnigen, sehr quarzreichen Bündnerschiefers. Darüber setzt unvermittelt ein verwitterungsanfälliges Gestein auf. Im frischen Handstück unterscheidet es sich wenig vom quarzreichen Typus, hat aber einen grösseren Karbonatgehalt. Die darüber folgenden Gesteine sind grüngraue „verunreinigte" Marmorzüge mit unruhiger Anwitterungsfläche. Auch in diesen sind feinste schwarze Lagen noch zu beobachten. In Wechsellagerung folgen sich solche Gesteine in unregelmässigen, bis zu 50 cm mächtigen Lagen über den ganzen 15 m mächtigen Kontakt. Gelegentlich sind einzelne, wenige Zentimeter starke, serizitreiche, gelblichgrüne Schiefer zwischengeschaltet, denen jeder Kalzitanteil fehlt.

Im Dünnschliff erweisen sich alle quarzreichen Gesteinstypen als stark Titanit-führend. Das Auftreten ist gesetzmässig an die Schieferungsebenen gebunden. Er ist immer vergesellschaftet mit reichlich Epidot, Chlorit und seltener mit Zoisit. Dunkles Pigment lässt sich auch unter dem Mikroskop gelegentlich noch beobachten, ist aber grösstenteils verschwunden. Neugebildeter Feldspat liegt im Bereich der Schieferungsebenen. Entlang den Schichtfugen lässt sich linsenförmig angeordnet fein zertrümmerter, mörtelartiger Quarz beobachten, während im allgemeinen die Grundmasse von verzahntem, feinkörnigem Quarz gebildet wird.

Der Übergang zum verwitterungsanfälligen Gestein zeichnet sich durch einen grösseren Kalzitanteil aus. Erst tritt dieser nur sporadisch in der Grundmasse auf, dann gewinnt er rasch an Bedeutung.

Die grünen, „verunreinigten Marmore" weisen stellenweise ziemlich viel reliktischen Quarz auf. (Es darf vielleicht auf ein ursprünglich kalkreiches, leicht sandiges Gestein geschlossen werden.) Lagen mit Titanit, Epidot und Serizit sind seltener zu beobachten, dagegen treten diese Mineralien in der kalzitführenden Grundmasse, neben Albit und Muskowit, über das ganze Schliffbild verteilt auf. Kohliges Pigment ist nur noch ganz vereinzelt erhalten. Die schiefrigen, gelbgrünen Gesteine zeichnen sich durch einen grossen Serizit-Reichtum und einen wesentlich höheren Chloritgehalt aus. Epidot und Titanit, letzterer teilweise gedreht und von Serizitblättchen umflossen, ist häufig.

a) Epidot-Glaukophan-Schiefer

Innerhalb der Grünschiefermasse, die sich in der Fallinie unterhalb des Kreuzes von Combautanna befindet, steht eine wenig mächtige Serpentinlinse von 10–15 m Länge an [vgl. Taf. X]. Der Aufschluss befindet sich in unmittelbarer Nähe der kontaktmetamorphen „Radiolarite" der Tracuit-Zone. Der Kontakt im Dach der Linse zeigt ein 50 cm mächtiges, geflecktes Gestein, in welchem in Lagen angereichert Epidot und Alkalihornblenden auffallen. Im Hangenden folgen kalzitführende Prasinite [Mischgesteine].

Im Dünnschliff lassen sich bei kristallisationsschiefriger Textur in einer grano- bis porphyroblastischen Grundmasse von verzahntem Quarz, Glaukophanindividuen (n_a = hellgelb, n_b = violett, n_g = blau) und Epidot erkennen. Die garbenähnlich an Lagen gebundenen Alkalihornblenden sind vom Rande her mehr oder weniger chloritisiert. Epidot ist entlang solchen Lagen in Schnüren angeordnet und bildet die charakteristische Vergesellschaftung.

Ähnliche Gesteine fanden sich an zwei weiteren Stellen im Gebiet von Combautanna. Reste von Glaukophan sind aber selten, meist sind die einzelnen Individuen vollständig pseudomorph nach Glaukophan chloritisiert. An diesen Orten stehen die Gesteine interessanterweise nicht im Kontakt mit dem Serpentin, sondern bilden den Rand eines Mischgesteinzuges mit Linsen von grünem Marmor, der im Kontakt zu einem reinen Prasinit steht. Die Mächtigkeit ist sehr gering

und übersteigt 20–30 cm nicht. Ähnliche Gesteine haben auch R. STAUB und CORNELIUS verschiedentlich aus der Platta-Decke des Oberhalbsteins und des Oberengadins erwähnt.

b) Granat-Diopsid-Fels

Am Westrand, noch innerhalb der Serpentinmasse der Crête de Milon, finden sich unmittelbar vor dem gleichnamigen Pass Schollen eines massigen Gesteins mit splittrigem Bruch. Die leicht rötlichgrünen, gelblichbraunen oder hell-lichtgrünen Farbtöne des Vorkommens stehen in scharfem Kontrast zum Schwarzgrün des Serpentins. Das Gestein ist zäh und bricht beim Anschlagen entlang einem feinen, netzartigen Kluftsystem. Dieses tritt dank lebhafteren rötlichen und kräftig grünen Farben makroskopisch in Erscheinung. Die Grenzpartien solcher Schollen lassen meist eine mehr oder weniger scharfe Verzahnung mit dem Serpentin erkennen, dem in solchen Fällen eine etwa 1 cm starke, lauchgrüne Randzone eigen ist. Zuweilen liegen aber auch ganz unscharfe Übergänge vor, die sich durch eine Intensivierung der grünen Farbe bis zum Schwarzgrün des Serpentins auszeichnen. Teilweise bilden mit Chlorit gefüllte Klüfte, ebenso Epidotanreicherungen die Grenzen gegen den Serpentin. Epidot kann in solchen Fällen in stengeligen Aggregaten beobachtet werden, wobei einzelne Kristalle bis zu einer Kantenlänge von 1 cm entwickelt sein können. Im Gestein selbst lassen sich sonst von blossem Auge nirgends Kristallformen erkennen. Die netzartigen Klüfte bestehen aus einem Gemenge von Granat und Chlorit. Die Mächtigkeit der einzelnen Schollen beträgt 4–5 m, die Längserstreckung maximal 10 m.

Die Dünnschliffe zeigten das Bild eines Kalksilikatfelses. Körnige Granataggregate und feinster, faseriger oder nadeliger Diopsid bilden eine fibro- bis granoblastische Grundmasse. Darin ist Kalzit in feinsten, regellos verteilten, xenomorphen Plättchen und Körnern zu beobachten. Randlich gegen die Klufträume kann sich das Grundgewebe vergröbern, wobei sich die Diopsidkristalle im Vergleich zur Grundmasse als wesentlich besser entwickelte Individuen spiessig durchdringen. Die Klüfte werden ausgefüllt von Chloritblättchen, grobkörnigem Granat (xenomorphe Porphyroblasten), der dazu von feinsten Diopsidnadeln durchsetzt ist.

In anderen Schliffen zeigt sich texturell ein ähnliches Bild: Spiessig sich durchdringende Diopsidkristalle der Klufträndер werden in der Kluft selbst durch ein grobkörniges Gefüge von Epidot, Zoisit und Chlorit abgelöst.

Die Ähnlichkeit zu Granat-Diopsid-Felsen der Platta-Decke von Prognieu im Oberengadin ist gross [R. STAUB 1915]. Ebenso finden sich unter den Kontaktgesteinen aus Ligurien [CRETTAZ und LOCHER (mündliche Mitteilungen)] ähnliche Gesteine. Das vereinzelte Auftreten von Kalksilikatfelsen ist hier wie dort typisch. Es beschränkt sich in unserem Gebiet auf den hochpenninischen Raum, während zum Beispiel in der Zermatter Gegend und in Bünden Kalksilikatfelse auch aus den mittelpenninischen Ophiolithgebieten bekannt sind.

4. *Bemerkungen zur Altersfrage*

Auch die Grünschiefer unseres Gebietes haben grössere orogene Bewegungen noch mitgemacht. Der Zeitpunkt ihrer Intrusion kann daher keinesfalls jünger als diese Bewegungen gewesen sein. Die Umbiegungen mächtiger Prasinitzüge [vgl. Fig. 8], die Einspriessungen jüngster, teilweise kontaktmetamorpher Bündner-

schiefer und Radiolarite zusammen mit Grünschiefern in den gabbroiden Körper der Alpe de Tracuit [vgl. Taf. X und XI] und die Einstülpung des Tracuit-Elementes in die Basis der Dent Blanche-Decke überhaupt [vgl. Fig. 10] zeigen, dass kräftige Bewegungen nach abgeschlossener Intrusion stattgefunden haben müssen. Brekzienbildungen und Rutschharnische entlang Bewegungsflächen zwischen Grünschiefern und Sedimenten bestätigen dies auch im Detail. Ebenso können wohl Grünschieferlinsen, welche ohne die geringsten Kontakterscheinungen innerhalb der Sedimentzüge schwimmen, ihren Platz nur durch späte tektonische Bewegungen eingenommen haben. Andererseits müssen die Bündnerschiefer eine kräftige Verschuppung vor dem Zeitpunkt der Intrusion erlitten haben, da sie sehr viel intensivere Spuren tektonischer Bewegungen tragen und trotzdem die Erscheinung einer deutlich jüngeren Kontaktmetamorphose aufweisen.

Es ergibt sich damit erneut, dass das Aufsteigen ophiolithischen Materials in einem bereits beträchtlich fortgeschrittenen Stadium des Zusammenschubes der penninischen Geosynklinale stattgefunden haben muss [R. Staub 1921].Die Untersuchungsergebnisse fügen sich ohne weiteres in die vielfach bewiesene, allgemeine zeitliche Festlegung des Intrusionsvorganges [Ober-Jura bis gegen das Ende der unteren Kreide]. Die Kontaktwirkungen an „Radiolariten" [vgl. S. 187] und sicher jüngeren, eventuell kretazischen Bündnerschiefern gestatten uns, den Zeitpunkt der Intrusion für jünger als den Absatz dieser Gesteine anzunehmen, vorausgesetzt allerdings, dass die Datierung derselben zutrifft.

Die Intrusionen haben mindestens teilweise den oberen Jura überdauert und laufen vielleicht bis in die untere Kreide hinein. Ein Resultat, das sich mit den Staubschen Beobachtungen in Bünden, jenen von Streiff im Schams und den Beobachtungen in den Westalpen deckt. Nicht zu Unrecht sah R. Staub (1924) einen inneren Zusammenhang zwischen Ophiolith-Intrusion und vororogenetischen Bewegungen im Alpenkörper.

Im nördlich angrenzenden Gebiet der Roc de Boudry sind durch Göksu (1947) ophiolithische Gesteine aus der Frilihorn-Serie bekannt. Sie stehen im Kontakt mit Bündnerschiefern, denen er Kreidealter gibt, können somit frühestens Kreidealter besitzen. Im Val des Dix, wo Ophiolithe verknüpft mit Radiolariten vorkommen, liegt die Intrusion ebenfalls am Übergang vom obersten Malm zur unteren Kreide (Witzig 1948).

Nach den neuesten Erkenntnissen von R. Staub (1953) stehen diese ophiolithischen Intrusionen nicht nur in engstem Zusammenhang mit den klassischen Intrusiv-Vorgängen in den Vortiefen der als „Deckenembryonen aufzufassenden noch voralpinen Schwellenzonen", sondern sie sind besonders auch an „alte quergerichtete Bruchzonen im tieferen Untergrund" gebunden. Eine solche aber liegt nach R. Staub in der gewaltigen, präexistenten Depression Aosta–Wildstrubel vor und setzt sich südwärts geradewegs in das grosse Ophiolithgebiet von Voltri und jenes von Elba fort.

D. Tektonik

Tektonische Übersicht

Über den Bau der Mischabel-Decke und denjenigen der Zone du Combin sind in den letzten Jahren verschiedentlich Arbeiten veröffentlicht worden, welche in tektonischer Hinsicht ein weitgehend übereinstimmendes Bild von der mittel-

penninischen Decke und vom Bau der höheren Elemente des Walliser Penninikums erkennen lassen.

Die von R. STAUB (1936, 1937, 1942) vorgeschlagene und definierte, aus Monte Rosa- und Bernhard-Decke zusammengefasste mittelpenninische Mischabel-Decke stellt im N, wie R. JÄCKLI (1950) sagt, „ein komplexes, von tiefen, muldenartigen Sedimentkeilen zerschlitztes Gebilde dar". Es ist das Abbild der längst bekannten und tiefen Zerschlitzung der Mischabel-Deckenfront, wie sie heute von Bünden bis weit in die Westalpen nachgewiesen ist. Der Mischabel-Rücken trägt ausser der normalen Sedimentbedeckung, wie dies durch ARGAND (1908), HERMANN (1913) und WEGMANN (1922 a, 1922 b) und mit etwas anderer Deutung auch durch R. STAUB (1942) angenommen worden war, verschiedene, selbständige Sediment-Serien. Durch GÖKSU (1947) wurde das auch für die Rocs de Boudry in allem Detail gezeigt.

Für den Rücken der Mischabel-Decke der Walliser Alpen sind die umfassenden, seit langem bekannten Rückfaltungserscheinungen des Bagnes- und des „Mischabel"-Fächers charakteristisch. Sie verursachen unter anderm die rückwärts überkippten Mulden von Mauvoisin und Saas, deren Füllung ausser der normalen Sedimenthülle der Mischabel-Decke aus eingekeilten, höheren penninischen Einheiten besteht (R. STAUB 1937 und 1942).

Diese Rückfaltungserscheinungen des Mischabel-Deckenrückens lassen sich nicht allein zurückführen auf den Vormarsch der Dent Blanche-Masse als „traîneau écraseur" (Bagnes-Fächer) und auf den Vorschub der Monte Rosa-Kuppel (Mischabel-Fächer), sondern auch auf ein Wechselspiel zwischen alten, vorgezeichneten Schwächezonen und Widerständen in der Tiefe gegenüber dem Vormarsch der Dent Blanche-Deckenelemente. Ferner sind weitere Eigenarten zu berücksichtigen, die sich zum Teil aus der Dent Blanche-Karte ARGANDS herauslesen lassen, und auf die in neuerer Zeit R. STAUB verschiedentlich noch deutlicher hingewiesen hat.

Es sind die immer wieder beobachteten Querfalten, wie sie auch im Gebiet der Diablons erkannt werden können [vgl. Fig. 10]. Auf was sie zurückzuführen sind, ist schwer zu entscheiden. Man könnte sie als normale Stauchungserscheinungen des Alpenbogens im Zusammenhang mit späten tektonischen Nachschüben erklären [ARGAND, FRANCHI, R. STAUB]. Möglicherweise sind sie zudem aufs engste verknüpft mit dem nachträglichen Aufsteigen der äusseren Zentral-Massive, in unserem Fall in erster Linie des Aarmassivs. Dieses späte Aufsteigen der Massive ist ja ein Phänomen, das sich auch in der Vorlandsedimentation der schweizerischen Molasse deutlich abzeichnet, und das mit auffallenden morphologischen Effekten verbunden ist. Wir erinnern an die grosse, alte Querentwässerung der Aosta–Wildstrubel-Senke vom Deckenscheitel nach N hin, die vermutlich im Zusammenspiel mit solchen Hebungsvorgängen gekappt und in der Folge der helvetisch-penninischen Narbenzone gefolgt ist, dabei aber dem Walliser Hochgebirge die Depressionen in der Gipfelflur verliehen hat (R. STAUB 1934). Möglicherweise aber sind die Querfalten als Resultat einer Koppelung primär verschieden begründeter Vorgänge aufzufassen. In einer neuesten Arbeit deutet R. STAUB (1953) vor allem die Querfalten der Schweizeralpen „als natür-

liche Ausweichphänomene von alten Quer-Hochgebieten gegen die alten, queren Senkungsfelder hin".

Über dem komplex gebauten südlichen Mischabel-Deckenrücken folgt ein Schuppen- und Scherbenbau, der unter dem Überschiebungsschlitten der Dent Blanche-Decke entstanden ist. Er ist für den ganzen mesozoischen Gürtel im Liegenden dieser bereits ostalpinen Schubmasse charakteristisch.

Die von R. STAUB 1937 vorgeschlagene und 1942 weiter begründete Abtrennung der „Zone du Combin", die früher als komplex gebauter Bestandteil des mesozoischen Rückens der Bernhard-Decke betrachtet wurde, hat sich in den neueren Untersuchungen bestätigt. Schon ARGAND hatte zwar eine Dreiteilung der „Zone du Combin" angenommen, dabei jedoch alle ihre Elemente ausser dem „filon couche" der Bernhard-Decke zugesprochen. R. STAUB hingegen trennte die ganze Zone du Combin radikal auf und unterschied in derselben Elemente der Mischabel-Decke, des Ober- und des Hochpenninikums. An der Basis der von ihm seit 1935 als unterostalpin betrachteten Dent Blanche-Decke glaubte er (1942) gemäss dem Auftreten einer verkümmerten „Barrhorn-Serie" am Sex de la Marenda die grosse Bündnerschiefer-Hauptmasse der Garde de Bordon grösstenteils zum oberen Penninikum rechnen zu müssen. Er sah in der genannten „Barrhorn-Serie" einen weiteren Ausläufer des „oberen Würmlizuges" von Zermatt. 1952 kam er zu einer anderen Ansicht, in der er die Verbindung zwischen „oberem Würmlizug" und Barrhorn in Zweifel zog. Auf Grund älterer Notizen [mündlicher Mitteilung] und der seitherigen Aufnahmen ITENS (1948) sowie weiterer Vergleiche zum Averser Weissberg und zum Schams gelangte er zum Schluss, die Barrhorn-Serie sei die direkte Sedimentbedeckung des Mischabel-Kristallins, die Trias bis Oberjura und Kreideflysch umfasst. 1952 betrachtet er als hochpenninisches Element im N der Dent Blanche-Decke nur einen schmalen Saum, der von Zermatt über die Talhintergründe von Turtmann und Zinal bis nach Chanrion unmittelbar der Dent Blanche-Überschiebung folgt.

Für unser Untersuchungsgebiet ergab sich, dass der Mischabel-Rücken nur einen dünnen, von der Felsinsel im Turtmanngletscher bis an die Gougra zu verfolgenden Sedimentzug trägt, über welchen die basale Sorebois-Serie und die Elemente der Zone von Zinal von S her vorgefahren sind. Im Turtmanntal umfasst an der erwähnten Felsinsel dieser Sedimentzug neben Trias auch noch Jura und höchstwahrscheinlich Kreideflysch, während von da nach W immer mehr nur noch Trias erhalten geblieben ist.

Über die tektonische Zugehörigkeit der wenig mächtigen Bündnerschiefer der basalen Sorebois-Serie lässt sich nichts Bestimmtes aussagen. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Serie noch zur Mischabel-Decke selbst gehört. Faziesvergleiche mit den Sedimenten aus dem Raum des Barrhorns zeigen dies deutlich. Ausserdem sind in unserem Gebiet tektonische Bewegungsflächen zwischen der Mischabel-Trias und den darüberfolgenden Bündnerschiefern die Regel, im Gegensatz zum Barrhorn-Profil, wo über der Trias der Mischabel-Decke jüngeres, echtes Mischabel-Decken-Mesozoikum bis in die Kreide (R. STAUB 1952, ELLENBERGER 1952) an der Basis der sicheren Bündnerschiefer erhalten geblieben ist.

Die Verhältnisse unterhalb der Corne Sorebois zeigen klar, dass über dem stark beanspruchten Triaszug des Mischabel-Deckenrückens nicht mehr die jüngeren Barrhornglieder, beispielsweise die Jura-Marmore, sondern unvermittelt echte „schistes lustrés" liegen, welche nach ihrer ganzen faziellen und lithologischen Ausbildung und dem Grad ihrer Metamorphose nicht zur basalen Mischabel-Trias und ihrem normalen Hangenden [vgl. S. 180] gehören. Ihre ursprüngliche Stellung im Ablagerungsraum muss sich südlich des Barrhorn-Raumes befunden haben (zusammen mit der eigentlichen Zone von Zinal),

möglicherweise also in einem der Zermatter Ophiolith-Decke oder der Monte Rosa-Kuppel äquivalenten Raum

R. STAUB nimmt den im allgemeinen Bündnerschiefer-freien Raum im unmittelbar Hangenden der Monte Rosa-Gneise als wahrscheinliche Heimat der grossen Bündnerschiefer-Ophiolithmassen unseres Gebietes an (mündliche Mitteilung auf einer Walliser Exkursion, 1954).

Als höchstes penninisches Element der Zone du Combin erscheint die Tracuit-Zone auf die basale Sorebois-Serie und die Schuppen der Zone von Zinal aufgeschoben. Im E unseres Gebietes weist sie eine schmale, in Linsen ausgewalzte Triasbasis auf, die im W fehlt. In der Gegend der Alpe Tracuit bildet dieses Element einen schwer aufzulösenden Komplex, indem es in die Basis der Dent Blanche-Decke eingefaltet, teilweise sogar eingeschuppt ist und damit die Dent Blanche-Basis stellenweise noch unter sich einwickelt [vgl. Taf. XI und Fig. 10]. Im W zeigt sich die gesamte Tracuit-Zone nur noch als völlig ausgewalzter Zug, welcher am Col de la Lé ausserordentlich scharf von der steil anbrandenden Deckenbasis der Dent Blanche angefahren wird [vgl. Fig. 9]. Mit der Basis dieser Decke erleidet die Tracuit-Zone zu beiden Seiten der tieferen Aiguilles de la Lé noch weitere Komplikationen, durch welche ihr Gesteinsinhalt auf partielle Reste reduziert ist.

I. DER BAU DER MISCHABEL-DECKE ZWISCHEN FRILIHORN-DIABLONS UND DER GOUGRA IM VAL DE MOIRY

Einleitung

Die Kartierung der am Aufbau des obersten Teiles der Mischabel-Decke beteiligten Gesteinsabfolgen liess eine intensive, bis ins Detail gehende tektonische Gliederung des Deckenrückens erkennen. Wertvolle Anhaltspunkte lieferten Aufschlüsse auf der östlichen Talseite von Zinal. Es zeigte sich, dass die Schuttmassen des dort von ARGAND (1908) auf der Dent Blanche-Karte angegebenen Bergsturzes grosse Teile des untertauchenden Deckenrückens überdeckten, dass aber seither in den von Lawinen und Wildbächen ausgefegten Runsen Aufschlüsse in grösserer Zahl freigelegt wurden, deren näheres Studium das in früheren Profilen immer wieder dargestellte, bloss einseitige und kontinuierliche langsame, südliche Abtauchen der Mischabel-Decke widerlegt.

Wenn im folgenden die Grenze zwischen der karbonatischen Trias der Mischabel-Decke und der darüberfolgenden Bündnerschieferserie nirgends zur Diskussion benützt wird, so hat das seinen Grund darin, dass diese Serie als gesondertes Element betrachtet werden muss, das dem Mischabel-Rücken des Untersuchungsgebietes nicht direkt zugehört [vgl. S. 168, 176]. Wir erinnern nochmals an die grossen und über so kurze Strecken kaum überbrückbaren faziellen Differenzen zwischen unserer Sorebois-Serie und der von R. STAUB 1952 neu aufgegliederten Barrhornserie. Es ist allerdings gewagt, eine derartig isolierte Bündnerschieferserie ohne dazugehörige basale Trias als tektonisch selbständiges Element auszuscheiden.

Die ungestörten Profile durch das Hangende des Mischabel-Kristallins im N (GÖKSU) und in unserem Gebiet zeigen die durchgehende Abfolge von permischen,

teils verrukano-ähnlichen Gesteinen zu konkordant darüberliegenden Triasquarziten. Aus diesen Gründen wurde die Grenze Paläozoikum–Mesozoikum der Mischabel-Decke sorgfältig verfolgt, da ihr Verlauf den Bau des Deckenrückens charakterisiert.

Regionale Profile

1. *Das Gebiet des NW-Grates der Diablons, der Alpe L'A Nouva und der Alpe Lirec*

[Vgl. Tafel XI]

Die Grenze Paläozoikum–Mesozoikum der Mischabel-Decke im E lässt sich vom Turtmanngletscher über die Basis der Frilihörner gegen die Bruchzone des Pas de Forcletta (Göksu 1947) verfolgen. Von dort zieht sie sich in südlicher Richtung über die Crête de Barneusa gegen die westlichste, markante Kuppe des NW-Grates der Diablons [Pkt. 2892]. Durchgehend findet sich im Hangenden des Paläozoikums ein Quarzitzug von ungefähr 20 m Mächtigkeit. Vom Sattel der Crête de Barneusa zwischen Pkt. 2903 und Pkt. 2725 gegen S trägt dieser Zug auch höhere Glieder der Trias. In diesem Teilstück sinkt der Mischabel-Deckenrücken bei annäherndem WE-Streichen mit 15–20° gegen S ein. Auf der nördlichen Seite des NW-Grates der Diablons, etwas östlich der genannten Kuppe [Pkt. 2892] diesen Komponenten um Trümmer des beschriebenen permischen Quarzites,

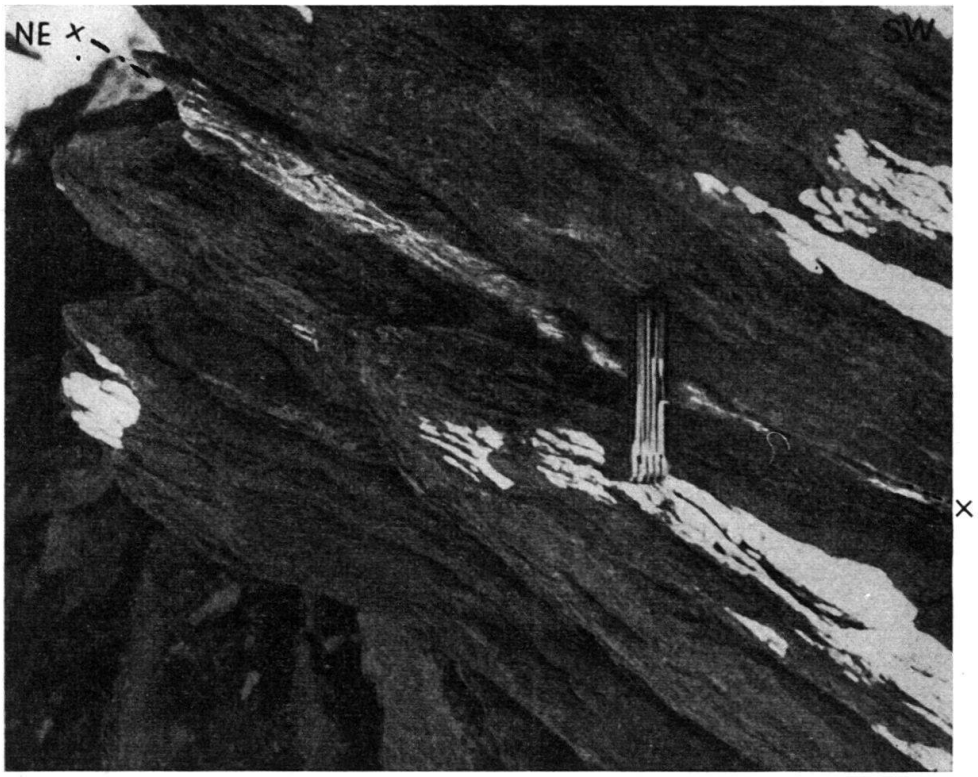


Fig. 4. Reduzierte Trias der Mischabel-Decke am NW-Grat der Diablons östl. Pkt. 2892. Heller, nur 2–3 cm mächtiger, völlig ausgewalzter Triasquarzit [Mitte Taschenmesser] repräsentiert die ganze Trias der Mischabel-Decke. Darunter: Casannaschiefer, darüber: Bündnerschiefer der Sorebois-Serie.

stellen sich plötzlich beträchtliche Komplikationen ein. Auf kürzeste Distanz (50 m) dünnen nicht nur die höheren triadischen Glieder völlig aus, sondern auch die Triasquarzite – deren Mächtigkeitskonstanz sonst ein typisches Merkmal ist – werden auf knappe 2 cm ausgequetscht, lassen sich aber als solche deutlich erkennen (vgl. Fig. 4).

Am Grat streicht der äusserst verkümmerte Quarzitzug E 10° S und fällt 20° SSW, etwas südlicher davon 55–60° SSW. Es liegt gegenüber dem WE-Streichen des Deckenrückens in der Basis der Frilihörner lokal ein Abdrehen im Streichen und ein starkes Akzentuieren des Fallens vor. Der Querschnitt östlich der Kuppe Pkt. 2892 erklärt diese Erscheinung. Etwa 50 m unterhalb des Grates auf der L'A Nouva-Seite findet sich eine querlaufende Verfaltung des Deckenrückens, deren Achse ziemlich genau in SE–NW-Richtung streicht, und die einen leichten axialen Anstieg gegen NW aufweist. Sichtbar verfaltet sind die obersten Casannaschiefer, die Triasquarzite und die karbonatische Trias. Darüber legt sich als inhomogene Masse die Sorebois-Bündnerschiefer-Serie, in der aber keine Faltentektonik der genannten Art erkannt werden kann. Das Muldenscharnier auf der NNE-Seite der oberen „L'A Nouva-Falte" ist nicht sichtbar, dagegen kann auf der SSW-Seite der Falte die Umbiegung in eine nächste, in ihren Dimensionen bedeutend besser entwickelte und dazu nach SSW überkippte Falte beobachtet werden, die sich über ein grosses Gebiet der mittleren Alpe L'A Nouva erstreckt [vgl. Fig. 10]. Diese queren, SSE–NNW-streichenden Verfaltungen des Deckenrückens werden im Gebiet der Alpe Lirec von den Schuppen der Zone von Zinal und am NW-Grat der Diablons direkt von der Basis der Tracuit-Zone überfahren [vgl. Fig. 10].

Eine mächtige Triasquarzittafel, welche isoliert östlich der Kuppe Pkt. 2892 den NW-Grat der Diablons krönt, interpretierte Argand (1908) in seiner Karte als einen normalen Quarzitzug der Mischabel-Decke, der durch einen N 43° E verlaufenden Bruch um ungefähr 100 m in die Höhe versetzt ist. Die verkehrte Lagerung – der Quarzit liegt auf einem Sockel von karbonatischer Trias – deutete Argand dadurch, dass er den Quarzitzug mit der ebenfalls verkehrt liegenden Serie des überkippten SSW-Schenkel der oberen „L'A Nouva-Falte" in direkten Zusammenhang brachte. Da nun die NE-Seite des NW-Grates annähernd einen senkrechten Schnitt zu einem solchen Bruch darstellen würde, müssten wenigstens dessen Begleiterscheinungen sichtbar sein. Wie beschrieben wurde, konnte aber auf der ganzen NE-Seite des genannten NW-Grates bis gegen die Frilihörner hin der normale Triasquarzitzug ohne Unterbruch beobachtet werden (S. 206). Sein unvermitteltes Ausdünnen, dazu das Verschwinden der bis dahin darüberliegenden, schon aus der Ferne deutlich erkennbaren karbonatischen Trias musste einen an dieser Stelle durchziehenden Bruch vortäuschen. Um so mehr, als am NW-Grat der Diablons die östliche Fortsetzung der Quarzittafel nicht zu existieren schien, in der Tiefe dagegen der nach NE gegen die Frilihörner anschwellende Triaszug die natürliche, durch einen Bruch bedingte Fortsetzung zu sein schien.

Unsere Untersuchungen zeigten, dass auf dem NW-Grat der Diablons auf Kote 3000 doch eine Fortsetzung jener Quarzittafel vorliegt (vgl. Fig. 5). Es fand sich eine nach beiden Grat-Seiten rasch auskeilende tektonische Brekzie, deren Komponenten-Material für Mischabel-Zugehörigkeit spricht. Es handelt sich bei

typische helle und tafelig brechende Quarzite der Trias, Dolomite und Trümmer eines schwarzen Tonschiefers, welche durch ein kalkreiches Bindemittel zu einem inhomogenen, leicht verwitterbaren Gestein zusammengefügt sind. Typische Trias-Bänderkalke der Zone von Zinal oder typische Vertreter der Basistrias der Tracuit-Zone konnten darin nicht gefunden werden. Wir kamen deshalb zur Überzeugung, dass in der Verkehrt-Serie der Triastafel der Rest eines stark gegen SSW überkippten Schenkels einer weiteren Falte vorliegt, die tektonische Brekzie aber nichts anderes darstellt als deren stark zertrümmertes Scheitelscharnier [vgl. Fig. 5,

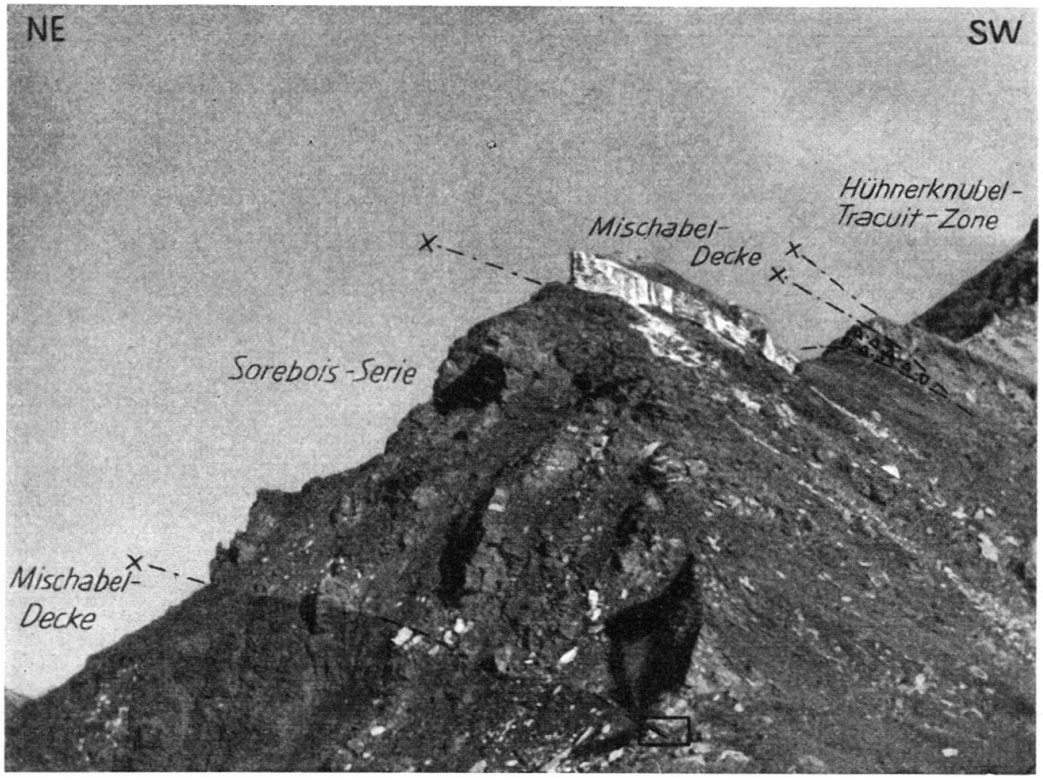


Fig. 5. NW-Grat der Diablons von Pkt. 2892. Querlaufende Verfaltung des Mischabel-Deckenrückens. Von der Erosion verschont geblieben ist das nach SSW zurückgreifende Scheitelscharnier in Form einer tektonischen Brekzie, welche scharf von der Basis der Tracuit-Zone überschoben wird. [ ] Ausschnitt Fig. 4.

Fig. 10, Taf. XI]. Die tektonische Zertrümmerung dieses Scharniers ist um so verständlicher, als nur wenige Meter über der Brekzie, getrennt durch völlig zerrüttete Sorebois-Bündnerschiefer, sofort mit scharfer Überschiebung die triadische Basis der Tracuit-Zone folgt, die gesamte Schuppenzone von Zinal somit fehlt und wohl abgeschert worden ist. Messungen zeigten auch, dass das Streichen des Faltenscharniers gegenüber dem der tieferfolgenden Falten aus der SSE–NNW-Richtung leicht nach E abgedreht ist, was bei ihrer nördlicheren Lage durchaus verständlich scheint (Streichen in der Basis der Frilihörner: W–E).

Wie ausgeführt, sind zum mindesten die obersten Casannaschiefer des Mischabel-Deckenrückens von der Verfaltung mitergriffen. In der Umgebung des NW-Grates der Diablons zeigt sich demnach schon ein relativ tiefgreifendes Zusammenspiel zwischen dem Kristallinkörper der Decke und dessen Sedimenthaut.

Die überkippten Falten weisen in ihrer Anlage ein gemeinsames Merkmal auf: Ihre SSW-gelegenen Muldenscharniere sind in den südlicheren Partien des Deckenrückens immer spitzwinkliger ausgebildet, so dass sich daraus im Gebiet der unteren Alpe L'A Nouva Schuppen entwickeln. Die Bündnerschiefer der Sorebois-Serie sind keilartig zwischen die einzelnen Elemente des derart aufgesplitterten Mischabel-Kristallins und seiner triadischen Sedimenthaut eingeschoben.

Die bei dieser Aufsplitterung entstehenden Bewegungsflächen konnten bis tief in die Casannaschiefer der Mischabel-Decke hinein nachgewiesen werden.

So findet sich 300 m nordwestlich der Alphütten von L'A Nouva innerhalb des Casannaschieferkomplexes eine derartige Bewegungsfläche in Form einer Mylonitzone von 15–20 m Mächtigkeit [vollständig zertrümmerte Chlorit-Serizit-Albitschiefer als tektonische Brekzie]. Es handelt sich um die Bewegungsfläche zwischen der noch faltenartig ausgebildeten tieferen L'A Nouva-Schuppe und einer nächst talwärtigeren.

Möglicherweise spielten ältere vorgezeichnete tektonische Linien innerhalb der Casannaschiefer der Mischabel-Decke bei diesen Aufsplitterungsphänomenen eine Rolle, die reaktiviert wurden und dadurch das heute vorliegende Bild ergaben. Ganz allgemein sind Spuren älterer Bewegungsphasen im Casannaschieferkomplex vorhanden – eine Tatsache, auf die R. Staub (1944, 1953) aufmerksam gemacht hat –, der Stand der Erforschung solcher älteren Strukturen lässt aber keine weiteren Diskussionen zu.

Fig. 6. Tektonik der Triasquarzite des Mischabel-Deckenrückens. L'A Nouva Kote 2700. Die ursprünglich massigen, nunmehr verfalteten Triasquarzite weisen zahlreiche Diskontinuitätsflächen auf, entlang denen Linsen von karbonatischer Trias eingeschuppt sein können.

Im Gebiet der Alpe Lirec verstärkt sich die Verschuppung des Mischabel-Rückens beträchtlich. Zu den in die Casannaschiefer greifenden [gegen NNE], zwischen die aufgesplitterten Partien des Mischabel-Deckenrückens eingekeilten Sorebois-Bündnerschiefern treten in diesem Gebiet auch Elemente der Schuppenzone von Zinal [vgl. Taf. X]. Die basale Trias solcher „Zinal"-Schuppen lässt eine ausserordentliche Zusammenpressung erkennen, die sich in einem wirren Faltenbau der beteiligten Triasquarzite, Bänderkalke, Marmore und Rauhwacken widerspiegelt. Die Bündnerschiefer weisen gemäss ihrer Beschaffenheit keine derartigen Verfaltungen mehr auf, sie dürften aber gerade durch ihr Verhalten, das hauptsächlich differentiellen Bewegungen unterworfen ist, die komplexe Verfaltung der Trias gefördert haben.

In der Runse L'A Nouva–Lirec–Zinal zeigt sich ein letztes und hier zugleich internstes Auftauchen von Casannaschiefern der Mischabel-Decke auf der östlichen Talseite von Zinal. Die begleitende normale Triasbedeckung ist völlig zertrümmert. Gegenüber den Verhältnissen am NW-Grat der Diablons zeigen sich mit E 10° S nur unwesentliche Abweichungen im Streichen. Fallmessungen geben über das generelle weitere südliche Abtauchen des Deckenrückens in diesem Gebiet keine Anhaltspunkte. Sicher sind in der nächst südlicheren Runse keine Elemente des Mischabel-Rückens mehr, und das durchgehend aufgeschlossene Profil weist nur noch Gesteinsabfolgen der Schuppenzone von Zinal auf.

2. *Das Gebiet zwischen Val de Zinal und Val de Moiry*

[Vgl. Tafel XII]

a) Die Tektonik des tiefsten Mischabel-Deckenrückens über Beauregard im W von Zinal

Die Untersuchungen im W und SW von Zinal, zwischen Chiesso, Beauregard und der grossen Moränenrutschung von Singline [vgl. Taf. X und XI], zeigten im Verlauf des abtauchenden Deckenrückens weitere beträchtliche Störungen, deren Natur möglicherweise auf eine rückfaltenartige tektonische Komplikation hindeutet, die hier die innersten Teile der Mischabel-Decke unseres Gebietes betroffen hat. In diesem Gebiet markiert – im Feld sofort erkennbar – ein hell anwitternder, tektonisch völlig zerrütteter Horizont von Blätterquarziten die Grenze Paläozoikum–Mesozoikum [vgl. S. 158]. Dieser „Leithorizont" ist in seinem Verlauf gegen Beauregard deutlich an zwei Stellen in die Höhe zurückversetzt und beweist damit zwei in den Runsen SE der Hütten von Chiesso durchziehende Brüche. Während das Südfallen des Horizontes bei Chiesso anfänglich 18–20° beträgt, akzentuiert sich dasselbe gegen Beauregard beträchtlich und beträgt vor dem endgültigen Untertauchen der Blätterquarzite max. 58°. Die darunterfolgende Serie permischer Konglomerate und fraglichen Karbons weist generell das gleiche, gegen Beauregard verstärkte Fallen auf. Die paläozoische Serie ist von der Bruchtektonik miterfasst.

Anders verhält sich die triadische Sedimenthaut des eben besprochenen Kristallinkörpers der Mischabel-Decke. Im Gegensatz zur E-Seite unseres Gebietes findet sich hier keine das Kristallin und die Trias gemeinsam erfassende Auf-

splitterung des Deckenrückens. Die Mischabel-Trias, besonders die Tafelquarzite, sind über Beauregard zu einer gewaltigen Mächtigkeit angehäuft, und die karbonatische Trias ist mit ihnen stark verfaltet, möglicherweise sogar verschuppt. Es handelt sich um zwei spitze Züge, die nach N in den Quarziten vorgeschleppt und von oben her synklinal eingefaltet wurden und dadurch steil südfallen. Von einer Einbeziehung des kristallinen Untergrundes in den Schuppenbau ist nichts zu bemerken.

Die nördlichere dieser Synklinalen befindet sich an der Stelle, wo ARGAND (1908) einen Bruch mit einer vertikalen Sprunghöhe von rund 100 m angenommen hatte. Die stark verschiedene Mächtigkeit der Quarzite beidseits des von ARGAND angenommenen Bruches – bis über 100 m um Beauregard, blosse 4–6 m um Chiesso –, dazu die steil südfallende, völlig zertrümmerte karbonatische Trias an der N-Grenze der Quarzite von Beauregard erweckte tatsächlich den Eindruck eines hier durchziehenden Bruches. Es zeigte sich aber, dass der „leitende" Blätterquarzithorizont an der Basis der Trias durchgehend verfolgbar und an keiner Stelle versetzt worden ist, während an den zwei NW gelegenen Brüchen von Chiesso eine solche Versetzung erkennbar ist.

An der Stelle der nördlicheren Einfaltung könnte eine steile Verschuppung vorliegen, wobei die Beauregard-Quarzite entlang einer schroff ansteigenden Gleitfläche dem karbonatischen Muldenkeil und den ausgedünnten Quarziten auf der Chiesso-Seite aufgeschoben worden wären. Das Achsenstreichen der kleineren Einfaltung karbonatischer Trias liegt zwischen E 10–20° S. Dasjenige der nördlicheren Synklinale oder Schuppung konnte beim stark tektonisierten Zustand des Gesteinsmaterials nicht mit genügender Sicherheit festgestellt werden. Das generelle Streichen des Deckenrückens zwischen Chiesso und Beauregard weist ähnlich dem Streichen der östlichen Talseite eine ENE- bis ESE-Richtung auf.

Südlich von Beauregard fanden sich keine vortriadischen Gesteine der Mischabel-Decke mehr. Die Trias dagegen zeigt weitere beträchtliche Komplikationen. Es handelt sich um ein zweimaliges, faltenartiges, gegen S bis SSW rückwärts gerichtetes Umbiegen der Trias, knapp nördlich der Rutschung von Singline. In der dazwischen entstehenden, scharf N-fallenden Mulde sind die Bündnerschiefer der „Sorebois-Serie" zu beobachten. Ein letzter Bündnerschieferaufschluss knapp unter der verkehrten Serie der unteren, schärferen Umbiegung zeigt, dass sich dieser Baustil gegen die Tiefe noch fortsetzt. Der Scheitel dieser Triasumbiegungen bildet die südlichsten Vorkommen von Gesteinen des Mischabel-Rückens in unserem Gebiet, denn jenseits der Singline-Rutschung liegen bereits stark verschuppte und verfaltete Elemente der Schuppenzone von Zinal. Sie sind als Ganzes über die Mischabel-Rückenelemente in Form einer höheren, aber sehr komplexen Einheit vorgeschürft worden [vgl. Taf. X und XII].

Zusammengefasst ergibt sich, dass im Gebiet von Beauregard Trias und Bündnerschiefer des Mischabel-Rückens und der Sorebois-Serie zu kräftigen Falten, darunter auch Rückfalten zusammengestossen sind; demgegenüber lassen sich über einem einheitlich gebliebenen, älteren Untergrund beträchtliche differentielle Bewegungen im unmittelbar Liegenden der Trias, den obersten permischen Casannaschiefern, nachweisen [vgl. Taf. XII].

Wichtig ist die Frage nach der Verbindung der Trias mit dem höchsten Paläozoikum der Decke. Wie gezeigt (S. 158), findet sich in unserem Gebiet und in anderen Abschnitten des Mischabel-Deckenrückens [Rocs de Boudry, GÖKSU

1947; Gornergrat, GÜLLER 1948] im Hangenden der permischen Konglomerate ein blättriger Serizitquarzit als Übergang zu den untertriadischen Tafelquarziten. Gemäss ihrer Beschaffenheit sind in den Blätterquarziten Spuren differentieller Bewegungen eher zu erwarten, als in den darüberliegenden Tafelquarziten oder den unterliegenden verrukano-ähnlichen, massigeren Konglomeraten. Der im W von Zinal tektonisch sehr stark zertrümmerte Blätterquarzithorizont im Liegenden der Tafelquarzite ist daher als Bewegungshorizont wirksam geworden, entlang dem sich die gesamte Mischabel-Trias gegenüber dem brüsk abtauchenden, tieferen „Deckenkern" separat bewegt hat. Das heisst, dass die Trias vielfach von diesem abgeschert worden ist oder sich mindestens losgelöst hat.

Auf diese Weise lässt sich die beträchtliche Anreicherung der Triasquarzite zwischen Beauregard und der Singline-Rutschung verstehen, ebenso auch die interne Verschuppung und die rückwärts gerichtete Verfaltung der Trias oder die von SE bis SSW eingefalteten synklinalen Keile der tektonisch höherliegenden Sorebois-Bündnerschiefer, die tief unter die rückwärts gestossenen Trias-Massen dieser Zone hineinziehen. Mit diesem tektonischen Bild stimmt das unvermittelte und steile Abtauchen der liegenden Perm-Serie und des kristallinen Deckenkerns überein.

b) Die tektonischen Störungen von Grand Plan

Von Beauregard in NW-Richtung verläuft die Grenze Paläozoikum–Mesozoikum nach den beiden Brüchen von Chiesso ruhiger. Der mit 18–25° S einfallende Mischabel-Deckenrücken zeigt gegenüber der Barrhorn- oder der Zinal-Entwicklung eine tektonisch reduzierte Trias, was wohl auf verstärkte Abscherung der Mischabel-Sedimentserie hinweist. Über der Mischabel-Trias folgt wenig NW-lich der Alpe Tsarmette die bis auf wenige Meter ausgedünnte Sorebois-Serie, die ihrerseits von den hier ungewöhnlich weit nach NW vorstossenden und mächtigen Bündnerschiefer Ophiolithmassen der Schuppenzone von Zinal überfahren wird.

Im Gebiet der Alpe Grand Plan findet sich eine beträchtliche tektonische Störung, eine weitere, querlaufende Verfaltung des Mischabel-Deckenrückens [vgl. Fig. 10]. Auf eine solche SSE–NNW verlaufende Störungszone wurde übrigens von HERMANN (1913) hingewiesen; sie soll sich nach dem genannten Autor gegen NNW bis an die Rocs d'Orzivals bemerkbar machen.

Ungefähr 250 m SE-lich der Alphütten von Grand Plan finden sich plötzlich grössere Triasmassen, die nach ihrer Ausbildung zur Mischabel-Decke gehören. Bei der Annahme eines WE-Streichens des Mischabelkristallins, wie es wenig NW-lich im Gipfelaufbau der Pointe de Tsirouc gemessen werden kann, würde der ENE-Hang zwischen Tsarmette und Grand Plan beinahe ein natürliches, senkrecht zum Streichen verlaufendes Profil darstellen. Die Ostbegrenzung des Kessels von Grand Plan aber wäre nahezu ein Längsschnitt zum Streichen.

Es zeigte sich nun, dass bereits von Tsarmette her gegen Grand Plan die Triasquarzite im Hangenden der paläozoischen Sedimente in zunehmendem Masse eine tektonische Zertrümmerung aufweisen. Wenig westlich von Pkt. 2391 tragen die Triasquarzite in SW-Richtung aufsteigend höhere Glieder der karbonatischen Trias, teilweise als tektonische Brekzien, die stark verfaltet sind. Darüber erscheinen, rund 100 m nach SE zurückgreifend, nochmals Quarzite und karbonatische Trias in abermals beträchtlicher Mächtigkeit. Durch ca. 50 m Quartär-Überdeckung getrennt folgen darüber die Sorebois-Bündnerschiefer.

Das Profil, welches durch die E-Begrenzung des Kessels von Grand Plan gebildet wird, zeigt, dass die beiden tektonisch äusserst gequälten Trias-Serien die Mischabel-Trias verkörpern, welche in quer zum Streichen verlaufende Falten gelegt ist. Somit stellt diese E-Begrenzung ein natürliches Querprofil dar, der Hang zwischen Tsarmette und Grand Plan in seiner ENE-Exposition aber einen Längsschnitt in der Richtung der Querfaltenachsen. Die gedoppelte Trias über Pkt. 2391 ist nichts anderes als die gegen ENE geöffnete Muldenfüllung dieser Querfalte. Möglicherweise sind ausserdem NNE–SSW verlaufende Brüche, wie sie schon HERMANN (1913) in seiner Karte eingezeichnet hat, für ein scheinbares axiales Ansteigen der Querfaltung in NW-licher Richtung verantwortlich.

Die querlaufende tektonische Störung im Gebiet der Alpe Grand Plan erklärt auch den brüsken Anstieg der Grenze Paläozoikum–Mesozoikum von Pkt. 2301 zum Gipfel der Pointe de Tsirouc (Pkt. 2777) auf die geringe, im Deckenstreichen gemessene Lateraldistanz von bloss rund 600 m. Diese Tatsache wird bereits von HERMANN (1913) erwähnt. Er spricht von einer: „ondulation du plan axial en direction transversale", welche die Decke zwischen Grand Plan und der Pointe de Tsirouc erleidet „qu'on ne saurait expliquer par les plus hardies hypothèses de tectonique normale".

Die Auswalzung der Trias im Pass zwischen Corne Sorebois und Pointe de Tsirouc steht vermutlich auch im Zusammenhang mit einer querlaufenden Verfaltung, ebenso die ungewöhnlich weit nach NW vorstossenden Bündnerschiefer-/Ophiolithmassen der Schuppenzone von Zinal im Raum zwischen Tsarmette und Grand Plan [vgl. Taf. X].

Bis zur Gougra im Val de Moiry zeigt der Deckenrücken bei Pkt. 2394 und über Pkt. 2096 zwei weitere Verbiegungen. Eine eigentliche Verfaltung konnte jedoch nicht sicher beobachtet werden. Die nächste grössere tektonische Störungszone lässt sich erst weiter westlich am Sex de la Marenda beobachten. Sie wurde von HERMANN (1913) beschrieben und in einem grösseren Zusammenhang diskutiert. Über deren Lage sagt der Autor: „L'ondulation passe par le sommet 3058, situé entre le Sassenaire et le Sex de la Marenda, et vers le Nord, elle se continue au delà du Pas de Lona sous les sommets 3054 et 2958, à l'ouest des Becs de Bosson."

3. *Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen über die Tektonik des Mischabel-Deckenrückens zwischen Frilihorn und der Gougra*

Ein einseitig gegen S gerichtetes, allmähliches Abtauchen des Mischabel-Deckenrückens im vorliegenden Gebiet [ARGAND 1908, HERMANN 1913] konnte nicht durchwegs bestätigt werden. Es zeigte sich im tieferen Unterbau der Diablons eine ganz unruhige und komplexe Tektonik der Mischabel-Decke. Sie zeichnet sich durch querlaufende und teilweise bis ins Mischabel-Kristallin greifende Verfaltungen bis Verschuppungen aus.

Westlich von Zinal sind, zunächst nur die Mischabel-Trias erfassend, rückwärts gerichtete Falten zu erkennen, deren Achsen den Faltenachsen im E ähnlich verlaufen. Die mächtig angehäufte Trias legt sich – möglicherweise als abgescherter Komplex – über den immer steiler südwärts abtauchenden Kristallinkern der Mischabel-Decke. Ausserdem zeigen sich wie auf der E-Seite bei Grand Plan querlaufende Verfaltungen, dazu Anzeichen solcher auf der E-Seite des

Moirytales [vgl. Fig. 10]. Mit HERMANN (1913) messen wir den tektonischen Querstörungen der Alpe Grand Plan eine grössere Bedeutung zu [vgl. S. 212].

Die zum generellen WE-Streichen der Mischabel-Decke in den im N und NW, aber auch im E anschliessenden Gebieten [HERMANN 1913, GÖKSU 1947, ITEN 1948] annähernd quer verlaufenden Falten der Umgebung von Zinal, fassen wir als Querfalten im klassischen Sinne auf. Die Interferenzeffekte zwischen dem Vorschub der Dent Blanche-Decke und den Widerständen in der Tiefe [Aarmassiv] wurden bereits von ARGAND (1909) als „perturbations transversales" beschrieben. Für das vorliegende Gebiet liegen sicher derartige Querstauchungs-Effekte vor.

Möglicherweise müssen dabei aber weitere Punkte mitberücksichtigt werden. In neuerer Zeit hat R. STAUB (1953) auf die Zusammenhänge bei der Entstehung solcher Querfalten in einem umfassenderen Rahmen hingewiesen. Nach ihm können in den westlichen Alpen sowohl Schleppungserscheinungen neben der Front der N-wärts vorrückenden Schubmassen [Dent Blanche], als auch „echte quere Zusammenstauchungen" im Untergrund derselben vorliegen. Für unser Gebiet am E-Rand der grossen Quersenke Aosta–Wildstrubel kann als zusätzliche Deutung der festgestellten Querfalten auch das von R. STAUB weiter angeführte „natürliche Ausweichen" der Massen gegen eine alte Quersenke in Betracht kommen.

Wieweit dabei früher aktive Störungen in diesem Randgebiet der Senke schon die Sedimentation beeinflusst haben, ist bei der vorliegenden Tektonik sehr schwierig auszusagen. Möglicherweise liessen sich durch solche früheren Störungen die Differenzen erklären zwischen der im Barrhorn-Raum abgelagerten Barrhorn–Brunegghorn-Serie einerseits, die nach R. STAUB (1952) und ELLENBERGER (1952) als normale Mischabel-Sedimente aufzufassen ist, und der Mischabel-Decke im Gebiet von Zinal und Moiry andererseits, die nur eine kümmerliche Sedimentbedeckung zeigt. Der Beweis solcher primärer, stratigraphisch bedingter Differenzen zwischen Barrhorn- und Zinalgebiet lässt sich jedoch aus unserem Gebiete allein nicht erbringen. Die den jüngeren Teilen der Barrhorn-Serie äquivalenten, gleichalterigen Sedimente des Mischabel-Deckenrückens können in unserem Gebiet auch unter dem Vorschub der zentralen Dent Blanche-Masse viel weiter nach NNW verfrachtet worden sein; dadurch wären gleichzeitig die Bündnerschiefer der Garde de Bordon entlang einer transversalen, SSE–NNW verlaufenden Störungszone von SSE her aus dem Hangenden der Monte Rosa-Gneise vorgeschleppt worden, auf denen ja auch R. STAUB die Heimat dieser Bündnerschiefer-Decken annimmt. Doch lässt sich auch hierüber zur Zeit noch nichts Sicheres aussagen. Auffallend sind aber die allgemein SE/SSE–NW/NNW verlaufenden Strukturen unseres Gebietes, wie sie nicht nur in den Querfalten des Mischabel-Deckenrückens gemessen wurden, sondern auch in den höheren Elementen der Zone du Combin und in der Dent Blanche-Decke selbst, zwischen Weisshorn, Bieshorn, Tête de Milon und den Diablons erkennbar sind.

Kehren wir zurück zum Bau des Mischabel-Rückens. Es zeigt sich ein kräftiger Faltenbau, stellenweise mit Übergängen zu einer eigentlichen Schuppentektonik. Dies vor allem im Bereich der triadischen Sedimente der Decke. Dazu zeichnen sich auch im Kristallin umfassende Komplikationen tektonischer Natur ab. Deren nähere Deutung ist aber schwierig, da sie sich erst im internsten Bezirk der Mischabel-Decke unseres Gebietes häufen und der Beobachtung schlecht zugänglich sind.

Das sich gegen S/SSW bedeutend akzentuierende Einfallen des Kristallinkörpers der Mischabel-Decke im W von Zinal, dazu die abgescherte und rückgefaltete Trias, könnte auf eine allgemeinere Rückfaltung der Decke hindeuten.

Wenn hier die Verhältnisse aus den obersten Partien der Schusslauenen ob Zermatt aufgeführt werden, so ist damit auf keinen Fall ein direkter Vergleich gezogen, sondern es soll nur auf den verwandten Baustil in beiden Gebieten aufmerksam gemacht werden.

1942 wurde durch R. STAUB gezeigt, dass in jenem Rückfaltungsgebiet über dem Mischabel-Kristallin eine schmächtige Zone „autochthonen" Mesozoikums mit rudimentärer Trias und Bündnerschiefern folgt. Die weithin sichtbaren Triasmassen des Triftgebietes (E-Hänge der Plattenhörner), obwohl gleichfalls teilweise rückgefaltet, trennt er tektonisch von der eigentlichen Mischabel-Serie ab und fasst sie als Basis der „Hörnlizone", als „nappe des schistes lustrés" der Westalpen auf. Die Existenz eines solchen „autochthonen" Sedimentzuges an der Basis der „Hörnlizone" wurde von GÜLLER (1948) erneut bestätigt und im Detail als ausserordentlich tektonisierte Zone beschrieben. Insbesondere wurden von ihm auch Spuren translatorischer Bewegungen erwähnt, die er entlang dem nach S schauenden grossen Kristallingewölbe der eigentlichen Mischabel-Rückfalte beobachten konnte.

Verwandte Punkte im Baustil des untertauchenden Mischabel-Deckenrückens zwischen den beiden Lokalitäten sind: Das sich stetig akzentuierende S/SSW-Fallen des Deckenrückens und die darüberliegende kräftig tektonisierte Zone [in Zermatt die eigene triadische und liasische Sedimenthaut, in unserem Gebiet die zertrümmerten permischen Blätterquarzite]. Im W von Zinal folgt über dieser Zone die rückgefaltete „autochthone" Trias der Mischabel-Decke, der unmittelbar südlich die ausserordentlich verfalteten Triaszüge der Schuppenzone von Zinal scharf angeschoben sind.

Die auffallende Übereinstimmung im beidseitigen Baustil ist für einen direkten Vergleich der beiden Gebiete zu wenig beweiskräftig. Insbesondere kann über das Ausmass einer Rückfaltung des Mischabel-Deckenkernes im Raume von Zinal [vgl. Taf. XII] nichts Sicheres ausgesagt werden. Im weithin blossgelegten Mischabel-Rücken zwischen Barrhorn–Brunegghorn–Mettelhorn ist ebenfalls nichts von einer solchen Rückfaltung zu erkennen. Auch ist über eine regionale Fortsetzung einer solchen „Zinal"-Rückfaltung gegen das Zermatter Tal hin bisher nichts bekannt.

Demgegenüber könnte man natürlich annehmen, dass die schon von ARGAND (1909), später auch von HERMANN (1913) beobachteten transversalen Störungen, die in SSE–NNW-Richtung verlaufen, in der Dent Blanche-Decke, der Zone du Combin und der früheren Bernhard-Decke viel tiefgreifender wären, als bisher angenommen wurde. Durch diese Hypothese würde die von ARGAND (1909) für die Dent Blanche-Decke propagierte Abdrehung eines „territoire nord-oriental qui n'embrasse plus qu'une faible portion du massif à l'est de la vallée de Zinal" [Diablons, Bieshorn] seine Bestätigung finden. In dem Sinn allerdings, dass auch deren Unterlage [wir erinnern an die isolierten gewaltigen Schistes lustrés-Massen der Garde de Bordon] bis tief ins Kristallin der Mischabel-Decke hinab nicht einen gleichförmig zusammenhängenden Körper bilden würde, wie das bisher angenommen worden war. Im Unterschied zur ARGANDschen Auffassung wäre damit nicht allein Mt. Blanc- und Aarmassiv im Untergrund die Hauptursache der beim Vormarsch des Dent Blanche-Überschiebungsschlittens entstandenen „accidents transversaux", sondern schon früher angelegte Querstörungen [R. STAUB 1953].

II. DIE SCHUPPENZONE VON ZINAL

Einleitung

Über dem stellenweise stark verschuppten mesozoischen Rücken der Mischabel-Decke und der darüberfolgenden, mit dem Mischabel-Kristallin nicht mehr direkt verbundenen Sorebois-Serie folgt ein für penninische Verhältnisse charakteristischer Scherbenbau, der unmittelbar unter dem Dent Blanche-Überschiebungsschlitten entstanden ist. Es handelt sich um die vielfach verschuppten Elemente der Zone von Zinal, welche in unserem Gebiet mit ihren Bündnerschiefer-/Ophiolithmassen den Hauptteil der mesozoischen Unterlage der Dent Blanche-Decke bildet. Dabei ist allerdings zu bemerken, dass dies für die höheren Elemente durch keine Triasscherben dokumentiert ist.

Während die tektonische Zuordnung des Mischabel-Decken-Rückens mit seiner „autochthonen" Sedimentbedeckung zum Mittelpenninikum gesichert ist, zeigen sich in dieser Hinsicht für die Zuordnung des Sorebois-Elementes und der Schuppenzone von Zinal bedeutende Schwierigkeiten. Erst die darüberfolgende Tracuit-Zone mit Trias, Jura und eventuell kretazischen Gliedern [vgl. S. 172, 185] kann dem Hochpenninikum zugestellt werden. Diese tektonische Aufgliederung, wie sie von R. Staub 1942, in modifizierter Form 1952 dargelegt wurde, konnte bestätigt werden.

Die sichere Abgrenzung der einzelnen Schuppen gelang nur für die tieferen Elemente, da dieselben eine Triasbasis aufweisen, den höheren aber eine solche fehlt. Dieses Fehlen trennender Triaszüge musste durch möglichst genaue Vergleiche zwischen den Trias noch aufweisenden, tieferen Profilen und den teilweise basal erst mit Dogger (?) aufsetzenden, höheren Profilen ausgeglichen werden. Dies betrifft besonders die Auflösung des grossen Schuppenwerks der Garde de Bordon. Die monotone Ausbildung der Bündnerschieferabfolgen verhinderte aber dennoch eine sichere Auftrennung in einzelne Schuppen. Im E von Zinal gelang die Festlegung folgender Untereinheiten:

(von unten nach oben)

0. tiefste Arolec-Schuppe (ohne Trias, wenig Bündnerschiefer aufgeschlossen)
1. tiefere Arolec-Schuppe
2. höhere Arolec-Schuppe
3. Cottier-Schuppe
4. Tônette-Schuppe

Auf der W-Seite von Zinal sind es die folgenden:

0. —
1. tiefere Barma-Schuppe
2. mittlere Barma-Schuppe
3. —
4. obere Barma-Schuppe–Fâche-Schuppe
5. tiefere Bordon-Schuppe
6. höhere Bordon-Schuppen.

Profile durch die Schuppenzone von Zinal

1. *Die östliche Talseite von Zinal*

[Vgl. dazu Taf. XI]

a) Das Profil in der Runse zwischen der Alpe Tônette und der Alpe Cottier

Der Aufstieg durch diese Runse vermittelt einen guten Einblick in die interne Verschuppung der Zone von Zinal [vgl. Fig. 10]. Ein erstes Mal erscheint oberhalb des Weges, der von Pralonzet gegen Arolec auf Kote 1860 die Runse überquert, basale Trias der tieferen Arolec-Schuppe. Sie liegt ihrerseits Bündnerschiefern der tiefsten Arolec-Schuppe auf, diese ist jedoch nicht näher abzugrenzen.

Weiter durch diese Runse aufsteigend queren wir erneut einen Triaszug, welchen wir als die Basis der höheren Arolec-Schuppe betrachten. Er verrät seine Anwesenheit auf Kote 2060 zunächst bloss durch Rauhwackenschutt und zahlreiche Quellaustritte. Die nähere Begehung lässt indessen eine kurze Fortsetzung auf beiden Runsenflanken erkennen.

Ein drittes Mal lässt sich in diesem Runseneinschnitt auf Kote 2240 ein Triaszug als Basis einer dritten Bündnerschiefer-Schuppe der Tônette-Schuppe erkennen. Die starke tektonische Beanspruchung ihrer Bündnerschiefer lässt erwarten, dass über der wenig mächtigen Tônette-Schuppe die Basis der anders gearteten Tracuit-Zone einsetzt. Sie trägt an dieser Stelle ebenfalls kräftige Bewegungsspuren und beginnt mit Trias [vgl. S. 171].

Allen diesen Schuppen im E von Zinal ist eine tektonisch bedingte Mächtigkeits-Abnahme in NNE-Richtung gemeinsam. In besonderem Grad gilt das für die tiefere Arolec-Schuppe. Dieselbe keilt vermutlich schon vor der nächstnördlicheren Runse gänzlich aus und ist unter den darüberfolgenden und stärker nach NNW vorgeschleppten höheren Teilschuppen der Zone von Zinal zurückgeblieben. In der nördlicheren Runse liegen an den fraglichen Stellen bereits Kristallin und Trias der Mischabel-Decke und Sorebois-Bündnerschiefer vor. Es findet sich auch weder basale Trias noch Bündnerschiefer der höheren Arolec-Schuppe. Dies ist um so erstaunlicher, als in der Tônette-Arolec-Runse, nur wenige 100 m weiter talwärts, dieselbe Schuppe noch in einer Mächtigkeit von über 200 m vorliegt.

Einzig die Tônette-Schuppe dürfte im Gebiet der gleichnamigen Alp wenig über diese Linie in Richtung auf den NW-Grat der Diablons vorgestossen sein. Vielleicht stellen graublaue Marmore in der obersten Lirec-Runse einen verkümmerten Rest der basalen Trias dar. Die Bündnerschiefer der Tônette-Schuppe dürften in diesem Raum ebenfalls sehr rasch auskeilen. Jedenfalls konnten solche im Gebiet der NE-lichen Alpe L'A Nouva und am NW-Grat der Diablons nicht mehr gefunden werden. Die Basis der Tracuit-Zone überfährt am genannten Grat mit Trias direkt die Bündnerschiefer der basalen Sorebois-Serie [vgl. Taf. XI, Fig. 10].

Alle bisher besprochenen Schuppen der Zone von Zinal richten sich ziemlich genau nach den Verfaltungen des Mischabel-Deckenrückens [sehr steiles NE-Aufsteigen der verfalteten Triasbasis der Arolec-Schuppen; weiter den Querfalten der

Mischabel-Decke ähnlich verlaufendes Achsenstreichen der verfalteten Triasbasis der Schuppen, dazu das Ausdünnen derselben, vielleicht deren gänzliches Auskeilen gegen NNE]. Beide Elemente sind in einer späten Faltungsphase von quer und schief laufenden, sekundären Störungen ergriffen worden. Auffallend ist im Bereich der Schuppen das vollständige Fehlen jeglicher Ophiolithe, wodurch sich diese Unterelemente der Zone von Zinal in einen beträchtlichen Gegensatz zu den verschiedenen Unterabteilungen der gleichen Zone von Zinal im Gebiet der Garde de Bordon setzen.

b) Das Profil in der Runse zwischen Cottier und La Bourica

Im wesentlichen bestätigt dieses Profil den für das nördlichere Gebiet gezeigten Bau [vgl. S. 217]. Hier, rund 400 m südlich der Runse von Arolec, liegen ebenfalls keine Elemente der tieferen Arolec-Schuppe mehr vor. Dagegen findet sich zutiefst in der Cottierrunse ein Triaszug mit den Merkmalen der höheren Arolec-Schuppe. Deren Bündnerschiefer sind hier im Gegensatz zu den nördlicheren Profilen mächtiger. Auf Kote 2180 quert ein schmächtiges Triaszüglein erneut die Runse und zeigt mit den wenig mächtigen Bündnerschiefern eine nächsthöhere Schuppe an. Es handelt sich dabei aber nicht etwa schon um die Tônette-Schuppe, sondern um ein zwischengeschaltetes, südlicheres Element der Arolec-Zone, das wir als Cottier-Schuppe bezeichnen. Diese Schuppe erreicht vermutlich in nördlicher Richtung die Arolec-Runse überhaupt nicht, sondern keilt vorher aus, wie es das durchgehend aufgeschlossene Arolec-Profil zeigt. Die Basis der Tônette-Schuppe liegt, von der Arolec-Runse [Kote 2260] herkommend, über den Bündnerschiefern der Cottier-Schuppe hier auf Kote 2220. Die Trias der Tracuit-Zone im Hangenden der Tônette-Schuppe bildet keine scharfe Überschiebung, sondern erscheint als eine in sich weiter aufgeschürfte Überschiebungszone, die durch abgerissene Rauhwackenzüge gekennzeichnet ist. Sie befindet sich knappe 60 m über der Basis der Tônette-Schuppe. Auch hier sind immer noch keine Ophiolithe den Bündnerschiefern eingelagert.

Wie erwähnt ist die Koinzidenz im Achsenstreichen zwischen den Querfalten des Mischabel-Deckenrückens und den Falten der Trias der Zone von Zinal erstaunlich. Dazu fügt sich ein weiterer Punkt, der wohl eine grössere Bedeutung hat.

Die meist stark marmorisierten Bündnerschiefer zeigen in diesem Raum eine kräftige Beanspruchung. Die massigeren Gesteine weisen infolgedessen auch eine stärkere Klüftung auf. Detailmessungen ergaben für den Verlauf dieser Klüfte bevorzugte Richtungen; wovon insbesondere diejenige in der Richtung des Val de Zinal mit E 55–65° S von Interesse ist. Diese mittlere Streichrichtung entspricht den querlaufenden Störungen. Ein weiteres System weist mit E 10–20° S auf spätere schiefe Beanspruchung hin, während die N 60–70° E verlaufende Streichrichtung eines weiteren Systems wohl dem ursprünglichen „normalen" Mischabel-Deckenstreichen entsprechen dürfte.

c) Die Basis des Roc de la Vache

[Vgl. Taf. X]

Südlich der Cottier-Runse lassen sich weder die tieferen Arolec-Schuppen noch die höchste Cottier-Schuppe weiter verfolgen. Die Tônette-Schuppe gewinnt aber an Bedeutung. Die Bündnerschiefer werden in zunehmendem Masse von ophiolithischen Zügen durchschwärmt.

In ihrem Verlauf gegen S ist die Obergrenze der Tônette-Schuppe im Gebiet von Cottier dank der triadischen Basis [vgl. S. 173] der Tracuit-Zone noch feststellbar. Die obersten Elemente der Tônette-Schuppe, bestehend aus einer Folge von sandigen Kalkschiefern, schwarzen Tonschiefern und dunkeln Kalkschiefern, werden von der Tracuit-Basis überfahren. Über dieser folgen kalkreiche Bündnerschiefer, gegen oben mit schwarzen Tonphylliten wechsellagernd, reine Tonphyllite und eine Serie von teilweise feinbrekziösen, sandigen Kalkschiefern, insgesamt eine Abfolge, wie sie vom NW-Grat der Diablons bekannt ist [vgl. S. 185].

Gegen S, wo im Hangenden der Tônette-Schuppe die trennende Trias-Basis der Tracuit-Zone fehlt, kann nur mit Hilfe der obengenannten Bündnerschieferabfolgen eine Trennung der beiden Elemente vorgenommen werden.

Profile von Combautanna zeigen, dass den bereits stark ophiolithführenden Tonschiefern der Tônette-Schuppe die Basis der Tracuit-Zone in Form der oft brekziösen bis feinkonglomeratischen, sandigen Kalkschiefer überschoben ist. Es fehlt also der Tracuit-Basis nicht nur die Trias, sondern auch die weiter nördlich stark entwickelte Serie der tieferen kalkreichen Bündnerschiefer. Dagegen erscheint im Profil von Combautanna zusätzlich die „Hyänenmarmor-Radiolaritgruppe" über diesen Gesteinen, welche der Tracuit-Zone angehören müssen. Den Profilen weiter südlich fehlt zwar diese Gruppe, ihre Unterlage jedoch, wie es im Gebiet von Combautanna beobachtet werden kann, lässt sich auch im Mittelbau des Roc de la Vache erkennen. Damit aber dürfte die Obergrenze der Tônette-Schuppe festgelegt sein. Sie erreicht den Mittelbau des Roc de la Vache querend direkt E von Vichiesso die Navisence im Talgrund.

2. *Das Gebiet der Garde de Bordon*

a) Die Schuppen von La Barma

[Vgl. Taf. XII]

Im W von La Barma taucht aus dem Tal steil ein verfalteter Triaszug auf und läuft in seinen oberen Partien ruhiger gegen die unteren Alphütten von Singline. Es ist die Basis des tiefsten aufgeschlossenen Elementes der Zone von Zinal westlich der Navisence, der tieferen Barma-Schuppe. Nur durch die wenig mächtige Sorebois-Serie getrennt, die ihrerseits der Tektonik der rückgefalteten Mischabel-Trias unmittelbar folgt, liegt diese Schuppe in nächster Nähe des südwärts abtauchenden Mischabel-Deckenrückens [vgl. Taf. XII und Fig. 10].

Die Triasbasis zeigt intensive Verfaltungen, die denjenigen an der Basis der tieferen Arolec-Schuppe ähnlich sind. In mehreren, eng übereinanderfolgenden, nahezu liegenden Falten, deren WE-streichende Scheitelscharniere in den tieferen Partien noch sichtbar sind und grösstenteils gegen SSW schauen, zieht die Triasbasis dieser Schuppe gegen Singline steil in die Höhe. Das höchstgelegene Muldenscharnier ist scharf ausgebildet, so dass die eingeklemmten Triasquarzite völlig tektonisiert sind. Der Triaszug verschwindet darauf, an seiner Basis noch Scherben von Kristallin aufweisend, mit ca. 25–30° Südfallen unter dem Schutt der Singline-Rutschung. Diese Stelle liegt nahezu auf der Höhe der obersten Rückfalte der Mischabel-Trias, deren Gesteine jenseits der Rutschung in rund 250 m Entfernung anstehen.

Die Bündnerschiefer der tieferen Barma-Schuppe sind tief zwischen die einzelnen Falten der Trias eingekeilt. Stellenweise berühren sich sogar die Triaskerne der einzelnen Rückfalten, so dass die Bündnerschiefer als isolierte Pakete mitten in der Trias liegen können.

Knappe 60 m weiter südlich folgt, scharf den Bündnerschiefern der tieferen Barma-Schuppe entlang einer Scherfläche aufgeschoben, die Triasbasis einer nächsthöheren, der mittleren Barma-Schuppe. Ihre Trias erscheint als tektonisch ausgedünnter Zug von wenigen Metern Mächtigkeit, der nordwärts aufsteigend immer mehr an Mächtigkeit verliert und schliesslich bald in Richtung

auf das genannte oberste Muldenscharnier der tieferen Barma-Schuppen-Trias gänzlich ausdünnt. Die Tektonik der darüberfolgenden Bündnerschieferabfolge zeichnet sich durch mehrere interne Scherflächen aus, die ähnlich wie die Basisfläche der Schuppen orientiert sind. Den hier teilweise noch sichtbaren oberen Abschluss der mittleren Barma-Schuppe bildet ein gequälter Triaszug einer nächsthöheren Schuppe.

Während die beiden tieferen Barma-Schuppen noch zusammenhängende Triaszüge an ihrer Basis aufweisen, erscheint die Triasbasis der oberen Barma-Schuppe nur noch in Form abgerissener Linsen von max. 4 m Mächtigkeit.

Die Anordnung dieser Linsen zeigt ebenfalls eine intensive Verfaltung der Basis der Schuppe an; die noch vorhandene Trias ist aber so spärlich, dass die Bündnerschiefer der beiden Serien meist direkt aufeinanderliegen. Dabei lassen die tieferen, massigeren Bündnerschiefer der oberen Barma-Schuppe deutlich das Aufsetzen derselben auf die phyllitischen Bündnerschiefer der mittleren Barma-Schuppe erkennen.

Die basale Dislokationsfläche der oberen Barma-Schuppe kann aus diesem Grunde auch bei fehlender Basistrias in Richtung auf die Alpe Singline ziemlich weit verfolgt werden. Sie steigt nach der Verfaltungszone, in welcher Triaselemente liegen, vorerst mit 20–25°, dann mit nur noch 10–15° gegen die untersten Alphütten von Singline auf. Die obere Barma-Schuppe überfährt also zunächst die unter ihr ausdünnende mittlere, darauf, nach deren Auskeilen, ebenfalls die Bündnerschiefer der tieferen Schuppe. Weiter nördlich dürfte die Basis der oberen Barma-Schuppe sogar direkt auf der Sorebois-Serie liegen. Die Profile über der rückgefalteten Mischabel-Trias zeigen auch unmittelbar über den Sorebois-Bündnerschiefern ophiolithführende, kalkreiche Bündnerschiefertypen, die nur der oberen Barma-Schuppe angehören können.

Die besprochenen Triaszüge im Westen von La Barma sind in der Dent Blanche-Karte von ARGAND (1908) eingezeichnet. 1909 wurden sie als „lames anticlinales complexes" beschrieben, welche mit klaren „charnières frontales de calcaires triasiques dans les schistes lustrés" enden sollten. Mit ARGAND nehmen wir an, dass die beiden tieferen Triaszüge vor Singline enden. Es ist allerdings zu bemerken, dass es sich bei diesen äusserst ausgedünnten Zügen nicht um „les minces noyaux triasiques des plis couchés" handelt.

Auch auf der W-Seite von Zinal herrscht also ein deutlicher Schuppenbau vor. Wie auf der E-Seite des Tales zeigt es sich, dass die höheren Elemente der Zone von Zinal, die zusätzlich durch reiche Ophiolith-Führung charakterisiert sind, weit über die tieferen Schuppen derselben Zone hinweg in NW-Richtung separat vorgestossen sind.

b) Die Schuppe von Fâche

Über der Alpe Fâche im Val de Moiry findet sich ein weiteres Mal Trias, welche den Bündnerschiefern der basalen Sorebois-Serie aufgeschoben ist [vgl. Taf. X]. Sie stellt im Val de Moiry die Basis der Schuppe von Fâche dar [vgl. Fig. 10]. Der Triaszug steigt von der Alpe Châteaupré im Val de Moiry gegen den Col de Sorebois auf, erreicht jedoch den Pass nicht, sondern keilt schon vorher völlig aus [vgl. S. 171, 181].

Das Profil durch die Bündnerschiefer der Fâche-Schuppe entlang dem Grat gegen S zeigt eine gut gliederbare Serie, weshalb die Obergrenze der Schuppe

festgestellt werden kann [vgl. S. 182]. Etwas südlich von Pkt. 2881,4 des N-Grates der Garde de Bordon setzt die Basis einer ebenfalls aufgegliederten, nächsthöheren Bündnerschiefer-Serie ein [vgl. S. 182]. Die Obergrenze der Schuppe von Fâche verläuft vom Grat auf der Moirytal-Seite gegen den flachen Talboden oberhalb Châteaupré und erreicht die Gougra halbwegs zwischen Pkt. 2203 und Pkt. 2272 [vgl. Fig. 10].

c) Der vermutliche Zusammenhang zwischen der Schuppe von Fâche und der oberen Barma-Schuppe

Die weitere Abgrenzung der Fâche-Schuppe im Gebiet der Alpe Sorebois und der Alpe Singline ist bedeutend schwieriger [vgl. Taf. X und Fig. 10]. Zur Hauptsache ist dafür die Querstörung des Mischabel-Rückens von Grand Plan [vgl. S. 212] verantwortlich. Sie wirkt sich auch auf die Tektonik der Schuppenzone von Zinal aus. Vom Col de Sorebois streicht die Ausbisslinie der Fâche-Schuppe (Basis) vorerst nicht sofort in SSE-Richtung entlang der E-Flanke der tieferen Garde de Bordon. Wegen der Querstörung von Grand Plan greift sie weiter nach N zurück, indem sie der liegenden Sorebois-Serie zum E-Grat der Corne de Sorebois folgt, dann erst scharf nach SSE zurückbiegt und so dicht über dem Mischabel-Rücken die Alpe Tsarmette erreicht [vgl. Fig. 10].

Das Profil zeigt hier von unten nach oben über der völlig ausgewalzten Mischabel-Trias die auf einige Meter ausgequetschte und ausgedünnte Sorebois-Serie, darauf Bündnerschiefer und Ophiolithe in analoger Abfolge, wie sie am Col de Sorebois beobachtet wurde, wo sie die Basis der Fâche-Schuppe bildet.

Die obere Barma-Schuppe kann aus dem Tal von Zinal bis über die rückgefaltete Mischabel-Trias der unteren Alpe Singline verfolgt werden [vgl. S. 219]. Ihre Basis liegt dort [bei fehlender Trias] direkt dem Sorebois-Bündnerschiefer auf. Obgleich in NW-Richtung bis Tsarmette grosse quartäre Schuttmassen den Nachweis der tektonischen Grenzen verunmöglichen, dürfte die Basis der oberen Barma-Schuppe weiterhin direkt der Sorebois-Serie aufruhen. Das Profil von Tsarmette zeigt jedenfalls direkt über den Sorebois-Bündnerschiefern die Basis der Fâche-Schuppe. Damit wäre trotz dem Fehlen eines trennenden Triaszuges über ein grösseres Gebiet hinweg der Zusammenhang zwischen der oberen Barma-Schuppe und der Fâche-Schuppe nachgewiesen.

d) Die Schuppen der Garde de Bordon

Die Hauptschwierigkeit zur tektonischen Aufgliederung der gesamten Bündnerschiefer-Masse der südlichen Garde de Bordon liegt im Fehlen irgendwelcher trennender Triaszüge. Trotzdem ist mit Hilfe genauer Bündnerschiefer-Profile ein weiteres, höchstwahrscheinlich selbständiges Element über der Barma-Fâche-Schuppe zu erkennen. Nach dem massgebenden Profil entlang dem N-Grat des Berges wird es als die tiefere Bordon-Schuppe bezeichnet [vgl. Fig. 3]. Das Einsetzen älterer, kalkreicher Gesteine mit einem brekziösen bis konglomeratischen Horizont etwas südlich von Pkt. 2881,4 des N-Grates über der Barma-Fâche-Schuppe [vgl. S. 182] markiert die Basis der tieferen Bordon-Schuppe. In der E-Flanke der Garde de Bordon lässt sie sich bis gegen Vichiesso im Talhintergrund

von Zinal verfolgen. Gegen SW erreicht sie die Gougra im flachen Talstücke über Châteaupré [vgl. S. 221].

Die jüngsten Glieder der „tieferen Bordon-Schuppe" werden unterhalb Pkt. 3139 des N-Grates der Garde de Bordon von einem tektonisch nächsthöheren Element überfahren, dessen Basis ältere (liasische?), marmorisierte Kalkschiefer aufweist. Damit ist auch die Obergrenze der tieferen Bordon-Schuppe festgelegt. Die tiefere Schuppe zeigt im Gebiet der Alpe de la Lé eine sehr stark tektonisch reduzierte Mächtigkeit der Bündnerschiefer. Gegen den Bordon-N-Grat werden die Profile vollständiger.

Im Moirytal erreicht die Obergrenze der Schuppe bei Fêta d'Août de Châteaupré die Gougra. Die Bündnerschiefer-Serie ist auf dieser Talseite vollständiger.

Die höhere Bündnerschiefermasse der Garde de Bordon bis zum Col de la Lé kann infolge zu wenig gesicherter Anhaltspunkte nicht weiter aufgegliedert werden. Vermutlich handelt es sich um mehr als nur eine einzige Schuppe. Insbesondere gilt dies für das intensive Schuppenwerk von jüngsten Bündnerschiefern vom Südgipfel der Garde de Bordon bis zum Col de la Lé [vgl. S. 189].

Für die Abklärung der grösseren Zusammenhänge waren die Messungen des allgemeinen Streichens, sowie des Achsenstreichens der Detailfältelung südlich des Garde de Bordon-Gipfels wichtig. Die zunächst überraschenden Werte liegen in der Gipfelregion zwischen N 40° E und N 55° E für das allgemeine Streichen und für die Faltenachsen in den Bündnerschiefern bis zu E 40° S, wobei ein ausgesprochenes Achsengefälle in dieser Richtung beobachtet werden kann. Das allgemeine Fallen liegt zwischen 30° und 35° gegen ESE/SE. Gegen den Col de la Lé dreht sich das allgemeine Streichen mehr und mehr von NE gegen SE. Kurz vor dem Pass wurden grösste Beträge von E 38–42° S gemessen. Das Fallen ist mit max. 78° SW an dieser Stelle ausserordentlich intensiv. Detailfalten liessen sich in den äusserst verschürften Bündnerschiefern der Passregion nicht mehr messen.

Das bereits in der tieferen Bordon-Schuppe sich geltend machende Ausdünnen in SE-Richtung gegen die Alpe de la Lé und die bedeutend grössere Mächtigkeit der Schuppe auf der Moiry-Seite [vgl. Fig. 10] steht vermutlich in engstem Zusammenhang mit dem eigenartigen Streichen der höheren Bordon-Elemente und dürfte ausschliesslich tektonisch begründet sein.

3. *Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen über die Tektonik der Schuppenzone von Zinal*

Bei der Besprechung der regionalen Profile durch die Schuppenzone von Zinal wurde mit Absicht wenig über die Zusammenhänge zwischen der E- und W-Seite unseres Gebietes gesagt.

Die triasführenden Schuppen können dank übereinstimmender lithologischer und fazieller Punkte noch einigermassen über die trennende Talfurche von Zinal hinweg verbunden werden [vgl. Fig. 10]. Ihre Tektonik weist ebenfalls gemeinsame Merkmale auf. So das steile, verfaltete N-wärtige Auftauchen der basalen Triaszüge und deren Ausdünnen unmittelbar vor dem Mischabel-Deckenrücken. Dazu kommt das charakteristische Zurückbleiben und Auskeilen der tieferen

Elemente unter dem Vorschub der höheren Schuppen. Die E- und SE-Fortsetzung der höheren Schuppen der Garde de Bordon über Zinal hinweg erscheint viel schwieriger, fehlt doch zwischen Diablons und Besso unter der Masse der Dent Blanche-Decke und der Tracuit-Zone ganz einfach der Raum für die gewaltige Mächtigkeit der Bordon-Bündnerschiefer. Die Tônette-Schuppe östlich und die obere Barma-Schuppe im W des Tales bilden bis in den Talhintergrund von Zinal das Liegende der Tracuit-Zone, so dass die höheren Bordon-Schuppen gegen E den Talgrund überhaupt nicht erreichen oder bestenfalls in dünnsten Lamellen und Fetzen schon in der untersten Alpe L'Ar Pitetta auskeilen müssen.

Bereits früher wurde auf die tiefgreifende, SSE laufende Querstörung hingewiesen, welche sich nicht nur in der Mischabel-Decke und der ganzen mesozoischen Unterlage der Dent Blanche, sondern auch in dieser selbst abzeichnet. Wir erinnern an die Profile von Grand Plan, den weiten Vorstoss der oberen Barma-Fâche-Schuppe in NNW-Richtung, das starke Ausdünnen der Bündnerschiefer der tieferen Bordon-Schuppe im Bereich der Störung, das innerste Auftreten von Bündnerschiefern der höheren Bordon-Schuppen am Fusse der N-Wand der Pigne de la Lé und die in derselben Richtung streichenden Verfaltungen der Dent Blanche-Decke in der Basis des Besso [vgl. Fig. 10]. Wenn wir den aussergewöhnlich steilen Anschub der Dent-Blanche-Masse im Gebiet des Col de la Lé berücksichtigen, so verstehen wir auch besser das eigenartige Streichen und Fallen der höheren Bordon-Schuppen, ebenfalls das Achsenstreichen und das starke SE-Axialgefälle.

Die Zusammenhänge der Schuppen von Zinal sind die folgenden:

Ost-Seite	*West-Seite*	
tiefste Arolec-Schuppe	—	—
tiefere Arolec-Schuppe	tiefere Barma-Schuppe	—
höhere Arolec-Schuppe	mittlere Barma-Schuppe	—
Cottier-Schuppe	—	—
Tônette-Schuppe	obere Barma-Schuppe	Fâche-Schuppe
—	tiefere Bordon-Schuppe	tiefere Bordon-Schuppe
—	höhere Bordon-Schuppen	

Die vermutliche Beheimatung der Sedimente der Schuppenzone von Zinal wurde bereits diskutiert [vgl. S. 204]. Die faziellen Differenzen zwischen der von R. Staub (1952) und Ellenberger (1952) neu aufgegliederten schieferarmen Barrhornserie (Trias bis Kreideflysch) und den reinen Bündnerschiefer-/Ophiolithmassen des vorliegenden Gebietes sind sehr gross. Mit R. Staub nehmen wir ihre Beheimatung weiter im Innern des penninischen Raumes, im Hangenden der Monte Rosa-Gneise an, wo in der Schuppenzone des Gornergrates alles Höhere als Trias meist fehlt. Diese höheren Schichtglieder [Bündnerschiefer und Ophiolithe] können somit wohl in nördlichere Gebiete abgeschert worden sein [R. Staub (1937, 1942)].

III. DIE TRACUIT-ZONE

Einleitung

Es zeigte sich, dass die grosse Bündnerschiefer-/Ophiolithmasse der Garde de Bordon weder als der Mischabel-Decke, noch dem Hochpenninikum zugehörendes Element zu betrachten ist. Der schmale Saum an der Basis der Dent Blanche-Masse aber, der von Zermatt über den Talhintergrund von Turtmann, Zinal, Moiry und weiter bis nach Chanrion im Val de Bagnes verfolgt werden kann, darf weiter dem Hochpenninikum zugeordnet werden (R. STAUB 1936, 1942, 1952).

Diese hochpenninische Zone, unsere Tracuit-Zone, weist im östlichen Untersuchungsabschnitt eine noch relativ gut erhaltene Sedimentserie mit kontaktmetamorphen Radiolariten auf [vgl. S. 187]. Trias ist nur im Gebiet der nördlichen Diablons und im E über Zinal an der Basis der Tracuit-Zone erhalten [vgl. S. 172]. Die Tracuit-Zone erreicht im Gebiet der gleichnamigen Alp eine bedeutende Mächtigkeit. Die kompliziert gebaute Einfaltung des Hochpenninikums in die Basis der Dent Blanche-Decke schützte die höheren Glieder der Sedimentserie und einen grossen Ophiolith-Komplex vor der Abscherung unter dem vorstossenden „traîneau écraseur" der Dent Blanche-Decke.

Im W am Col de la Lé ist die tektonische Beanspruchung der Tracuit-Zone im Liegenden der Dent Blanche-Decke so gross, dass nur noch ein Rest von völlig ausgewalzten Grünschiefern und nicht mehr gliederbaren Bündnerschiefern vorliegt. Die messerscharfe Schubfläche [vgl. Fig. 9] der Dent Blanche-Deckenbasis in diesem Pass wurde bereits 1855 von GIRARD in einem Profil gezeichnet.

1. *Das Gebiet der nordwestlichen Diablons*

[vgl. Taf. XI]

Von den obersten Triaslinsen der Felsinsel im Turtmanngletscher (Pkt. 2913,4) zieht sich die Basis der Tracuit-Zone in immer wieder abreissenden Linsen gegen Pkt. 3033 [südlich der Frilihörner]. Von dort gegen W lässt sich die Trias zusammenhängend bis vor den Hängegletscher des NW-Grates der Diablons verfolgen. Am Grat selbst ist die Basis der Zone unterhalb Pkt. 3143 den Bündnerschiefern der Sorebois-Serie überschoben.

Dieser Verlauf der Basis der Tracuit-Zone stimmt mit der Auffassung von ITEN (1949) überein, steht aber im Gegensatz zu den Ausführungen von GÖKSU (1947), der die Basis seiner hochpenninischen Frilihornserie tiefer annimmt. Dieser Auffassung können wir nicht beipflichten. Schon nach faziellen Gesichtspunkten müssen die Bündnerschiefer des Frilihorns abgetrennt werden. Im übrigen geht der Verlauf, wie er oben gezeigt wurde, schon aus den Aufnahmen ARGANDS hervor.

Das Profil am NW-Grat der Diablons [S. 185] zeigte eine Bündnerschieferabfolge, die weitgehend mit derjenigen der Alpe Tracuit/Combautanna übereinstimmt. Hier jedoch befindet sich die Hauptmasse der Grünschiefer unmittelbar im Liegenden der Dent Blanche-Decke, während im S die ophiolithischen Einschaltungen die Bündnerschiefer durchschwärmen.

Eine scharfe Überschiebungsfläche der Dent Blanche-Decke wie am Col de la Lé ist nicht bekannt, da sich die Basisfläche entweder unter dem Eis oder unter grobem Blockschutt befindet. Aus der Ferne dagegen ist der Unterschied zwischen dem dunkeln Grünschieferschutt und den hellen Schuttmassen der darüberliegenden Chloritgneise der Arolla-Serie bemerkbar. Die Obergrenze der Tracuit-Zone tritt so dennoch in Erscheinung. Die Mächtigkeit der Zone beträgt hier rund 250 m. Das Streichen ist aus der nördlich herrschenden WE-Richtung leicht nach SE abgedreht. Das Fallen ist mit 16–18° SSW ruhig.

Die Triasbasis der Tracuit-Zone ist gegen S nur noch in der Arolec- und der Cottier-Runse bekannt [vgl. S. 173]. Die Bündnerschiefer-Mächtigkeit ist geringer, bereits sind schmale Grünschieferzüge eingeschaltet. Der ophiolithische Hauptkomplex im oberen Teil der Zone ist mächtig entwickelt. Die Grenze zur Dent Blanche-Decke ist auch hier nicht als scharfe Überschiebungsfläche ausgebildet, sondern es zeigt sich das bekannte Bild einer innigen Verschuppung der Dent Blanche-Basis mit deren mesozoischer Unterlage [GÜLLER 1947, BEARTH 1953 und ITEN 1949 aus dem E; DIEHL 1938 aus dem Val d'Ollomont].

2. *Der Bau der Alpe de Tracuit*

[vgl. Taf. XI]

a) Die Einwicklung von Dent Blanche-Kristallin über der Alpe La Bourica

Von der Cottier-Runse lassen sich die Bündnerschiefer-/Grüngesteinsabfolgen bis zum Dent Blanche-Kristallin gegen S weiterverfolgen. Die Trias-Basis der Tracuit-Zone verschwindet endgültig und keilt vermutlich sehr bald aus. Südlich La Bourica ist von einem Wildbach erneut ein gut zusammenhängendes Profil freigelegt, in welchem sich aber keine weiteren Spuren von triadischen Gesteinen feststellen lassen.

Ein Querschnitt senkrecht über La Bourica bis zum S-Grat der Diablons zeigt erstaunlicherweise über den stark laminierten, rund 200 m mächtigen chloritreichen Gneisen der Dent Blanche-Decke bei Pkt. 2708 erneut eine Abfolge von Bündnerschiefern und Ophiolithen. Dieses Auftreten von Mesozoikum über beträchtlich mächtigem Kristallin legte die Vermutung nahe, dass dasselbe als Einwicklungskeil der Dent Blanche-Decke aufzufassen sei. Der Oberbau des S-Grates der Diablons ergab weitere Anhaltspunkte, die auf die Existenz eines vom Hauptgipfel Les Diablons weit nach S zurückgreifenden, basalen Kristallinlappens der Dent Blanche-Decke hinwiesen [vgl. Fig. 10 und Taf. XI]. Am genannten Grat weist der mesozoische Zug über dem Kristallin ein sich nordwärts stetig akzentuierendes SSW-Fallen auf. Auf Kote 3060 erreicht er die Gratlinie (südlich der kristallinen Felsbastion Pkt. 3236) und sticht mit 52° SSW steil aus. Seine brekziöse Unterlage liegt mit einer Schubfläche dem mylonitisierten Dent Blanche-Kristallin auf [vgl. Fig. 7]. Damit ergibt sich die eigenartige Tatsache, dass hier die mesozoische Unterlage der Dent Blanche-Decke selbst scharf überschoben ist. Die Bündnerschiefer-/Grüngesteinsabfolge trägt über sich die charak-

teristischen Gabbros, wie sie auch auf der Alpe de Tracuit als grösserer Komplex anstehen. Der weitere Verlauf dieses Einwicklungskeiles gegen S ins Gebiet der Alpe Combautanna konnte ebenfalls abgeklärt werden.

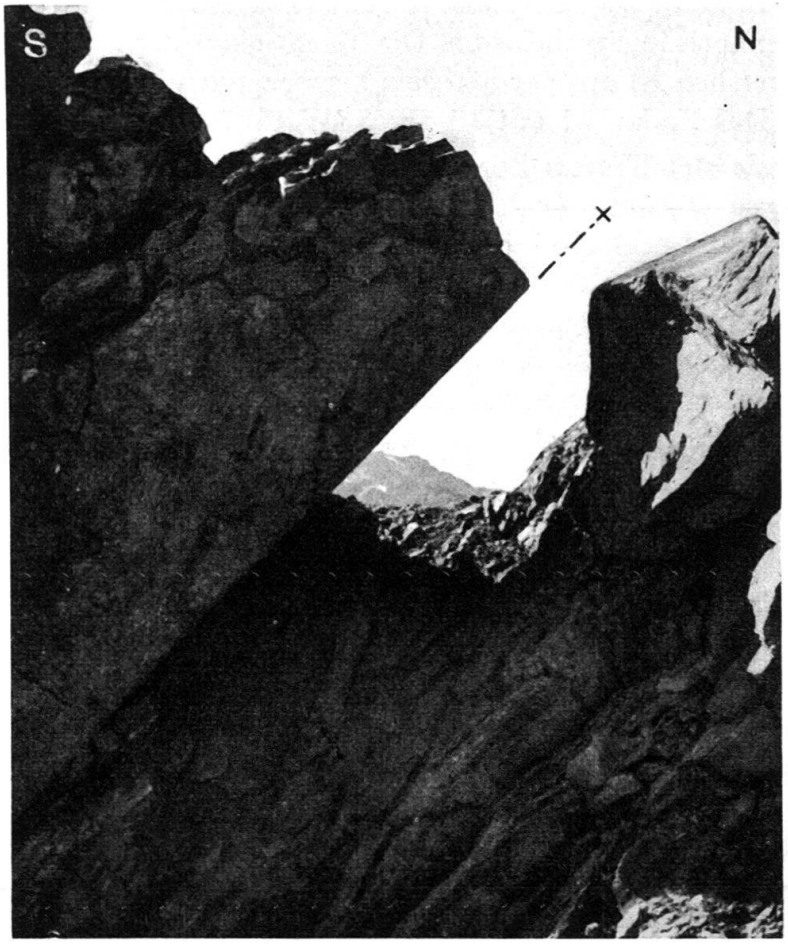


Fig. 7. Aufschiebung der Tracuit-Zone über den Einwicklungskeil der Dent Blanche-Decke am S-Grat der Diablons. Unter Pkt. 3236 [Kote 3036].

Links Grünschieferkomplex mit Bündnerschiefern und Marmorlinsen. An dessen Basis: 2–3 m mächtige tektonische Brekzie. Unter der Schubfläche: mylonitisiertes Kristallin.

b) Die Störungen von Combautanna

Gegen die untere Alpe Combautanna nimmt die Mächtigkeit des eingewickelten Kristallinlappens ständig ab. Auf der Höhe des ins Haupttal ausmündenden Taltorsos, in welchem sich der Glacier de Bonnard befindet (S-Gletscher der Diablons, heute nur noch Toteis mit grossen Schuttmassen bedeckt), splittert der Kristallinkeil südwärts auf. Mesozoische Züge greifen von unten her (Combautanna) tief in diesen Keil ein.

Ein Profil in einer südlichen Seitenrunse der alten Entwässerungsrinne des Glacier de Bonnard zeigt von unten nach oben: Kristallin, Prasinite, Kristallin, Bündnerschiefer, Kristallin, Grünschiefer. Der Bündnerschieferzug kann innerhalb des Kristallins rund 200 m gegen N verfolgt werden.

Unterhalb des W-Abbruches des Combautanna-Grates keilen dann die einzelnen Kristallinlamellen rasch aus. Der höchste, über dem Kristallin liegende Grünschieferzug biegt rund 150 m weiter südlich des letzten Kristallinaufschlusses aus seinem 5–8° SSW-Fallen plötzlich scharf gegen oben zurück und bildet dadurch ein gegen SSW schauendes, geschlossenes Scharnier [vgl. Fig. 8]. Die umgebenden

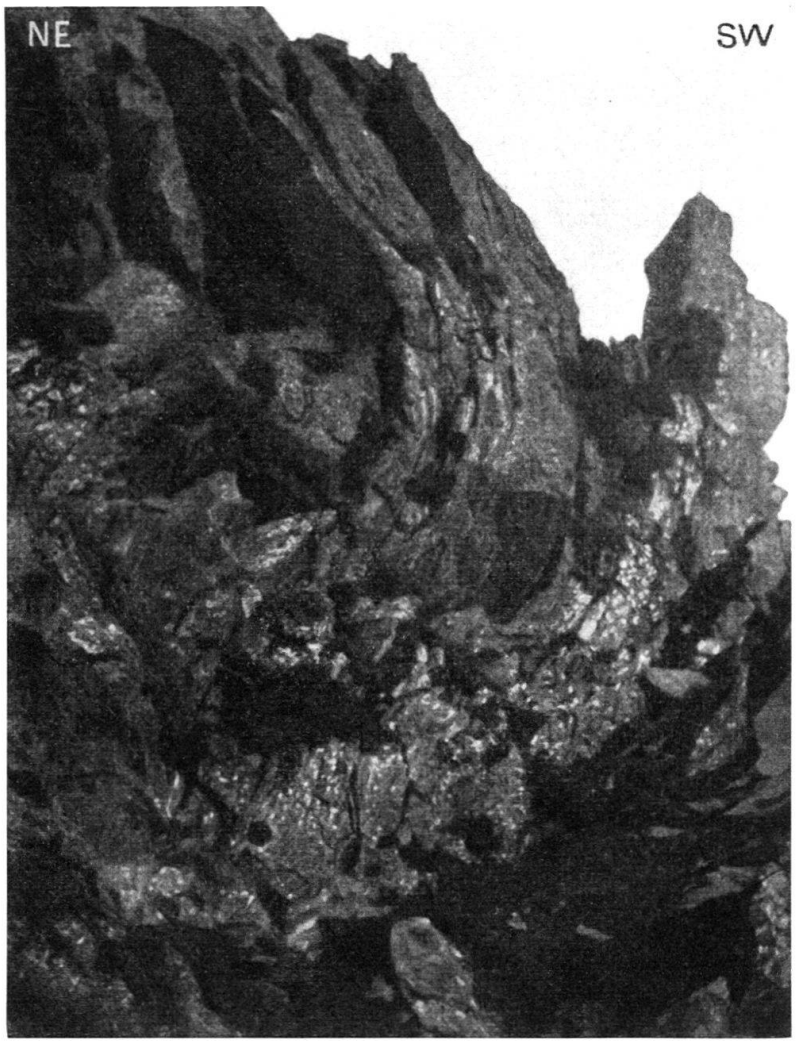


Fig. 8. Nach NE zurückbiegender Grünschieferzug der Tracuit-Zone. Unter Pkt. 2749,7 der Alpe Combautanna.

Bündnerschiefer sind als plastische Masse völlig tektonisiert. Die ausgedehnte, darüberfolgende Quartärüberdeckung hindert hier eine genauere Einsichtnahme. Südlich davon lassen Bewegungshorizonte vermuten, dass die höheren Bündnerschiefer mit ihren Grünschiefern und den Gabbros von Combautanna die Zone des südwärts auskeilenden Kristallins überfahren. Die tieferen Grünschiefer-/Bündnerschieferzüge der Tracuit-Zone sind in demselben Querschnitt in ihrem Verlauf aufgestaucht und ziehen in der Folge in beinahe horizontaler Lage in den Mittelbau des Roc de la Vache [vgl. Taf. X und XI].

Der vom Hauptgipfel der Diablons nach S zurückgreifende Kristallinzug stellt damit tatsächlich einen Einwicklungskeil dar. Diese tektonische Erscheinung ist auch aus dem bündnerischen Äquivalent der Dent Blanche-Masse, aus der Basis der Err–Bernina-Decke seit langem bekannt [Tektonische Karte der Berninagruppe von R. STAUB 1946].

c) Die Aufschürfung und Einfaltung der Tracuit-Zone in die Basis der Dent Blanche-Decke im Gebiet der Alpe de Tracuit

In engstem Zusammenhang mit der Einwicklung von Dent Blanche-Kristallin über La Bourica/Combautanna/S-Grat der Diablons stehen die Querstörungen der oberen Alpe de Tracuit. Bereits in der Dent Blanche-Karte von ARGAND (1908) sind querlaufende Strukturen im Raum der Crête de Milon zur Darstellung gelangt. Auf eine umfassendere Bedeutung dieser Störungen wurde von HERMANN (1913) hingewiesen:

„Les trois accidents transversaux de la nappe de la Dent Blanche au Besso et le long de la Crête de Millon, indiqués par M. ARGAND, se répercutent d'une façon moins profonde à la surface de la nappe du Grand St. Bernard, d'importance vers le nord, dirigées, bien qu'elles ne paraissent pas se propager en ligne droite, à peu près SSE–NNW".

Es erweist sich als zweckmässig, zunächst die Grenze zwischen Tracuit-Zone und der Dent Blanche-Basis zu verfolgen, da in diesem Gebiet der Verlauf der Basis der Zone durch das Fehlen triadischer Sedimente unklar ist.

Von der E-Seite des S-Grates der Diablons zieht sich die Basis der Dent Blanche-Decke zur gegenüberliegenden W-Flanke der südlichen Diablons [vgl. Fig. 10]. Sie steigt gegen SE zum Seitengrat der Diablons auf, der von Pkt. 3405 zur mittleren Alpe de Tracuit führt, dort mit zackigen Felstürmen endet und deshalb als Turmgrat bezeichnet wird. In einem weiten Halbkreis zieht sich in der Folge die Basis der Dent Blanche-Decke von Kote 3240 auf dem Turmgrat gegen den Col de Tracuit (Pkt. 3228). Sie taucht darauf steil in die Tiefe in Richtung auf Pkt. 2803, der senkrecht unter dem Gipfel des genannten Berges liegt, indem sie die W-Flanke der Tête de Milon schief schneidet. Über diesem Pkt. 2803 ist in der Basis der Dent Blanche-Decke ein scharf ausgebildetes, gegen SW gerichtetes Muldenscharnier sichtbar. Das Kristallin biegt in NE-Richtung gegen oben zurück und bildet so anschliessend ein Scheitelscharnier. Es ist nach NE gerichtet und schliesst ein überkipptes Gewölbe von mesozoischen Gesteinen der Tracuit-Zone ein [vgl. ARGAND 1908].

Unmittelbar südlich folgt ein weit mächtigeres Gewölbe [Querstörung der Crête de Milon (ARGAND und HERMANN)]. Der Kern dieser querlaufenden Einfaltung besteht aus Serpentin, dessen randliche Kontakterscheinungen zum Teil an sicheren Bündnerschiefern die mesozoische Natur des Komplexes beweisen [vgl. S. 199].

Das umhüllende Dent Blanche-Kristallin ist hier zum grossen Teil der Erosion zum Opfer gefallen. Neue Aufschlüsse im Gebiet des rapid zurückgehenden Weisshorn-S-Gletschers zeigen jedoch gut die direkten Zusammenhänge zwischen Tête de Milon und Pointe d'Ar Pitetta. Wir haben darauf zurückzukommen [vgl. S. 230].

Die Dent Blanche-Basis verläuft vom genannten Pass zum W-Ende des L'Ar Pitetta-Grates entlang dem N-Absturz der Pointe d'Ar Pitetta. Auf Kote 2620

über dem Gipfel des Roc de la Vache ist erneut der Kontakt zwischen Dent Blanche-Kristallin und mesozoischen Gesteinen aufgeschlossen.

Der eben umrissene Verlauf der Dent Blanche-Deckenbasis im Gebiet der Alpe de Tracuit zeigt, dass deren mesozoische Unterlage kompliziert und eng mit der unruhigen Tektonik der Unterfläche des mächtigen Überschiebungsschlittens „verbunden" ist [vgl. Taf. XI].

Kehren wir nochmals zur Beschreibung der Tracuit-Zone zurück.

Die heutige räumliche Verteilung der auf ursprüngliche Gabbros zurückzuführenden Gesteine ist aufschlussreich. Wie ausgeführt, ist die Mannigfaltigkeit der heute vorliegenden Gesteinstypen sehr gross [vgl. S. 192f.]. Von Interesse sind vor allem die randlichen Bildungen, die entweder als Prasinite – ursprüngliche feinkörnige Gabbros in den Randzonen – oder als Flasergabbros, bei extrem starker Beanspruchung als Gabbrophyllonite (BEARTH 1953) vorliegen können. Während in unmittelbarer Nähe der Dent Blanche-Überschiebungsmasse „alle" Gesteinstypen des Gabbro-Komplexes vertreten sein können, so sind im Gebiet der Alpe Combautanna hauptsächlich Prasinite zu beobachten, die z. T. nicht als einfach verschieferte Gabbros aufgefasst werden können, sondern – ihre Reliktstrukturen weisen darauf hin – als ursprüngliche Diabase zu bezeichnen sind. Als solche kann es sich um feinkörnige Randbildungen des gabbroiden Körpers handeln. Dadurch ergab sich eine gewisse Aufgliederung des gabbroiden Komplexes, indem die genannten Prasinite nicht innerhalb des Gabbrokörpers entstanden sein können, sondern tektonisch eingeschuppte Elemente darstellen.

Am Turmgrat können stellenweise Gabbrophyllonite in direktem Kontakt mit der Dent Blanche-Deckenbasis stehen. Diese liegt nicht als scharfe Trennungsfläche vor, sondern bildet eine steil SSW einfallende Schubflächenschar, welche keine genaue Abgrenzung erlaubt. Auf der E-Seite des Turmgrates bildet erneut ein Prasinitkomplex, der genetisch mit dem gabbroiden Körper verbunden zu sein scheint, den Kontakt zur Dent Blanche-Basis. Diese Prasinite zeichnen sich durch reichliche Karbonatführung aus. Teilweise sind es Übergangstypen zu Bündnerschiefern, wobei deren Charakter noch gewahrt sein kann, teilweise sind dieselben vollständig metamorph und liegen als serizitreiche, unter Umständen sogar noch kohliges Pigment führende Kontaktmarmore vor [vgl. S. 195].

Bei diesen Gesteinen handelt es sich vermutlich um die Typen, die ARGAND (1908) als „lentilles de marbres blancs, jaunes ou gris, sériciteux et d'habitus triasique" bezeichnet, und die er als Glied des Mittelschenkels der Dent Blanche-Decke betrachtete.

Auf der E-Seite des Turmgrates weichen die Gabbros brüsk in südlicher Richtung zurück. Die Stelle befindet sich über Kote 3060, die der Weg zur Tracuit-Hütte (SAC) im Aufstieg gegen den Pass schneidet [vgl. ARGAND 1908].

Der N-Rand des gabbroiden Körpers stellt so ein gegen NNE ausgreifendes Gewölbe dar. Die Achse desselben streicht in ESE-Richtung gegen die Tracuit-Hütte. Der Verlauf der Dent Blanche-Deckenbasis vom Col de Tracuit gegen S in den Unterbau der Tête de Milon (gegen Pkt. 2803) zeigt also die im SE beinahe senkrecht zum Streichen angeschnittene, kristalline Umhüllung dieses Gewölbes. Dabei erkennen wir in diesem natürlichen Querschnitt gut die randlichen Prasinite, die über den Gabbros und unter der Dent Blanche-Basis liegen.

Am Col de Tracuit erlaubt eine Schar von steil SSW fallenden Bewegungsflächen die genaue Abgrenzung der Tracuit-Zone gegen die Dent Blanche-Basis ebenfalls nicht.

Eine typische Erscheinung ist die starke Vererzung dieser Bewegungshorizonte. Es handelt sich um brekzienartige, meist grössere Rutschspiegel aufweisende, violette Gesteine. Brocken

des randlichsten Arolla-Kristallins schwimmen in einer Hämatit-reichen Grundmasse. Nach mündlicher Mitteilung konnten analoge Gesteinstypen von HAGEN im Talhintergrund von Arolla ebenfalls in gleicher Position gefunden werden.

Der E-Absturz der Diablons gegen den mittleren Turtmanngletscher lässt die bisher bereits festgestellten Strukturen dieses Gebietes auch höher im Dent Blanche-Kristallin erkennen. Die hellen Arollagneisbänder bilden, in viele Detailfalten gelegt, im Grossen ebenfalls ein gegen NNE geschlossenes Gewölbe, dessen tiefste Partien mit steilem SSW-Fallen unter dem Eis verschwinden.

Die am S-Grat der Diablons, am Turmgrat und am Col de Tracuit festgestellte Lagerung der Tracuit-Zone und der Dent Blanche-Deckenbasis zeigt gemeinsame Anhaltspunkte, die ihrerseits in engstem Zusammenhang mit der Einwicklung von Kristallin über La Bourica stehen. Wir sehen darin eine grossangelegte, gegen NNE bis NE gerichtete Einfaltung bis Einschuppung von mesozoischen Gesteinen der Tracuit-Zone in die Basis der Dent Blanche-Decke. Sie ist am S-Grat und am Turmgrat der Diablons nur noch in geringen Resten, am Col de Tracuit/Tête de Milon jedoch noch vollständig erhalten.

Die Tektonik des südwärts anschliessenden Gebietes bestätigt den bisher beschriebenen Bau der Tracuit-Zone. Zwei weitere Störungen befinden sich unterhalb der Tête de Milon und im Gebiet der Crête de Milon. Mesozoikum ist ein erstes Mal in die Basis der Dent Blanche-Decke über Pkt. 2803 im W-Absturz der Tête de Milon eingefaltet, dessen axiale Fortsetzung gegen NW über die mittlere Alpe de Tracuit gegen Combautanna leicht zu beobachten ist. Bereits früher wurde auf die Prasinitzüge aufmerksam gemacht, die nicht in ursprünglichem Kontakt mit dem Gabbrokörper stehen [vgl. S. 229]. In der erwähnten axialen Fortsetzung nach NW steht ein aufbrechender Prasinitzug an, der von Pkt. 2803 über Pkt. 2794 gegen Pkt. 2749 am Combautanna-Grat in den Gabbros verläuft [vgl. Taf. X]. Der W-Abbruch dieses Grates stellt ausserdem ein Querprofil zur Faltenachse dar und zeigt dadurch nicht mehr eine einfache Falte, wie in der Basis der Tête de Milon, sondern eine faltenartige Vorschleppung von Prasiniten innerhalb des gabbroiden Komplexes entlang einer basalen Schubfläche.

Die südlichste, wieder mächtiger entwickelte Auffaltung in die Basis der Dent Blanche-Decke ist die durch ARGAND bekanntgewordene Querstörung der Crête de Milon. Vom Grat nach NW ist der grösse Teil dieser Auffaltung der Erosion zum Opfer gefallen. Nur die Umhüllung des SW-Schenkels ist in Form der kristallinen L'Ar Pitetta-Masse noch vorhanden. Im Kern der Störung ist an der Crête de Milon ein mächtig entwickelter Serpentinkomplex erhalten, im Gebiet von Combautanna aber nur noch die ursprünglich viel tiefer unter dem Serpentin gelegenen Gesteine. Gerade an dieser Stelle treten die wichtigsten kontaktmetamorphen Gesteine im Bereich der Prasinite auf. Schon in den Randzonen des Milon-Serpentins wurden zahlreiche Erscheinungen der Kontaktmetamorphose an den Sedimenten festgestellt [vgl. S. 199].

In diesem Zusammenhang erwähnen wir die Streichrichtungen des Dent Blanche-Kristallins im Gebiet der Pointe d'Ar Pitetta. Der West- und teilweise der Südbau dieses Berges weisen ein strenges SE–NW-Streichen auf. Das SW-liche Fallen der Gneisplatten akzentuiert sich im Südgrat bedeutend, fast flexurartig – zwischen 70–80° – unter gleichzeitigem Abdrehen der

Streichrichtung gegen ESE. Die frischen Aufschlüsse des Weisshorngletschers zeigen den Verlauf der Kristallinzüge in Richtung auf die Basis des Grand Gendarme des Weisshorn-N-Grates. Das S- bis SSW-Fallen ist sehr steil, teilweise senkrecht [vgl. Taf. X].

Es muss noch kurz auf den vermutlichen Verlauf der Basis der Tracuit-Zone eingegangen werden. Vom südlichsten Triasaufschluss der Zone in der obersten Cottier-Runse lässt sich die Basis in ihrem Verlauf gegen den Talhintergrund von Zinal nicht mehr sicher verfolgen. Gemäss den Profilen im Gebiet der Alpe Combautanna und dem Mittelbau des Roc de la Vache kann die Untergrenze der Tracuit-Zone nicht als einheitliche und scharfe Überschiebungsfläche über die liegende Tônette-Schuppe der Zone von Zinal aufgefasst werden. Die Basis ist dagegen in verschiedene Schubspäne, welche in NNE-Richtung aufsteigen, aufgeschürft. Trotz der Detailkartierung konnten aber nirgends beweisende Triasreste gefunden werden. Vermutlich wurde die Trias bereits vor der endgültigen „mise en place" abgeschert, weist doch die Fortsetzung der Tracuit-Zone gegen W bis über das Moiry-Tal hinaus keine basale Trias mehr auf.

Nach R. Staub (mündliche Mitteilung) wäre die basale Tracuit-Trias weiter alpeneinwärts zurückgeblieben; bloss die Masse der schistes lustrés und Ophiolithe, mit nur ganz spärlichen Triasresten, wäre im allgemeinen bis an den Aussenrand der Dent Blanche-Decke vorgeschert worden.

3. *Die Tracuit-Zone südlich des Roc de la Vache und deren weiterer Verlauf gegen W ins Val de Moiry*

[vgl. Taf. XI und Taf. XII]

Südlich der ausgedehnten Komplikationen des Gebietes zwischen Les Diablons–Tête de Milon–Pointe d'Ar Pitetta fehlen Einfaltungen in der Basis der Dent Blanche-Decke. Dafür ist diese stellenweise stark verschuppt mit den obersten Tracuit-Elementen, und die Zone verliert in südlicher Richtung immer mehr an Mächtigkeit.

Vom Roc de la Vache über Tsidijore de la Vatsa gegen die Alpe L'Ar Pitetta absteigend erkennt man an der Basis des L'Ar Pitetta-Kristallins zwei grössere Einschuppungen mesozoischer Prasinite in die Dent Blanche-Unterfläche. Es handelt sich dabei um Elemente der Tracuit-Zone, die entlang Scherflächen im Dent Blanche-Kristallin nach N vorgeschleppt sind [vgl. Taf. XI].

Die vermutliche Basis der Tracuit-Zone – da Trias in diesem Gebiet fehlt, musste die Gliederung von Combautanna übernommen werden – erreicht den Talgrund im Bereich der Stirnmoränen des Glacier de Zinal hinter Vichiesso (Maximalstadium von 1850). Gegen das heutige Gletschertor, das direkt unter Petit Mountet liegt, ist der weitere Verlauf der Tracuit-Basis unsicher, da Aufschlüsse fehlen. Die Bündnerschiefer der Alpe L'Ar Pitetta dagegen können bis ca. 200 m südlich Pkt. 1906 in dem vom Gletscher freigegebenen Gebiet beobachtet werden. Ebenfalls neue Aufschlüsse zeigen aber, wenig unter dem Gletschertor, dass die L'Ar Pitetta-Masse östlich des Tales rasch radikal vorgreift. Dieses Vorgreifen des Dent Blanche-Kristallins steht in auffallendem Gegensatz zum Verlauf der Dent Blanche-Basis im Westen des Tales.

Gegen W zieht die Tracuit-Zone nur noch als schmalster Saum unmittelbar der Dent Blanche-Basis folgend zum Fusse des N-Absturzes der Pigne de la Lé. Sie schneidet die westliche Talflanke direkt unter Petit Mountet schief.

Die von ARGAND (1908) kartierte, fingerartige Einfaltung eines schmalen Grünschieferzuges in die Dent Blanche-Decke am N-Pfeiler des Besso konnte nicht bestätigt werden. Es zeigte sich, dass der fragliche Zug zur Dent Blanche-Decke selbst gehört und Gesteinstypen aufweist, die grösstenteils als Paraschiefer der Dent Blanche-Masse zu bezeichnen sind, aber nicht zur Tracuit-Zone gehören. Gleiche Gesteinsvergesellschaftungen von Para-Charakter, deren typische Begleiter stellenweise die alten Gabbros der Dent Blanche-Decke sind, konnten am Col du Pigne, in der Felsinsel im Rothorngletscher, am Fuss des W-Abbruches des Schallihornes und im Gipfelaufbau der Diablons gefunden werden.

Die Tektonik der Tracuit-Zone in der unteren und mittleren Alpe de la Lé ist nicht bekannt. Grosse quartäre Schuttmassen geben nur den steilen N-Aufschwung der Pigne de la Lé dem Studium frei, der aber ausschliesslich aus Dent Blanche-Gesteinen besteht. Ein einzelner Bündnerschieferaufschluss am Fusse der

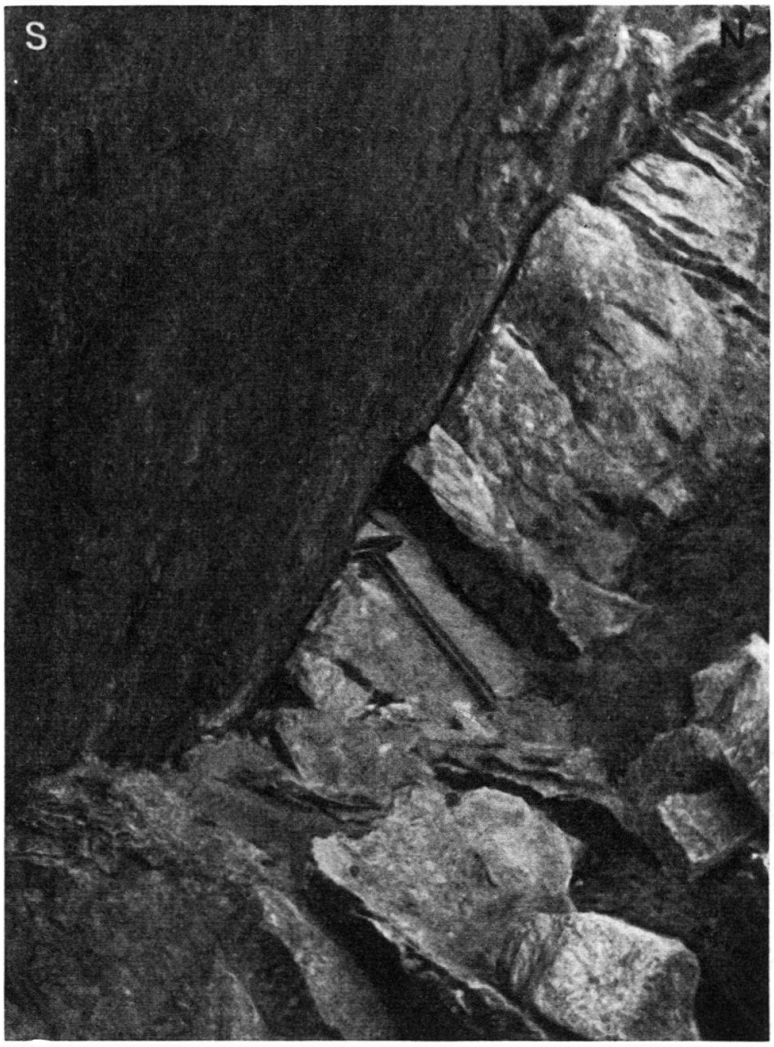


Fig. 9. Dent Blanche-Überschiebung am Col de la Lé. Links: Kristallin der Dent Blanche-Basis. Mitte: Heller Prasinitzug der Tracuit-Zone [Hammer]. Rechts: folgen unmittelbar Bündnerschiefer unsicherer Herkunft.

N-Wand dieses Berges zeigt jedoch ein weites südöstliches Vorgreifen der höheren Bordonschuppen der Zone von Zinal, welches mit der besprochenen Querstörung im Zusammenhang steht [vgl. S. 212].

Erst kurz vor dem brüsken Aufstieg zum Col de la Lé findet sich ein nach NW vorgreifender Zug von Gabbros und Serpentinen inmitten der Bündnerschiefer der höheren Bordon-Schuppen, der nur der Tracuit-Zone angehören kann. Seine Stellung wird durch die Tektonik der Dent Blanche-Basis und der Tracuit-Zone auf der Moiry-Seite der Aiguilles de la Lé verständlich. Bereits in der Karte von ARGAND findet sich in der W-Wand der Aiguilles de la Lé ein nach NW gerichtetes Faltenscharnier in der Basis der Dent Blanche-Decke. Senkrecht unter dem Gipfel Pkt. 3180 konnte auf Kote 2800 der Moiry-Seite der Aiguilles de la Lé eine weitere Verfaltung der Deckenbasis gefunden werden, die bereits in eine Verschuppung übergeht. Schon bei der Besprechung der höheren Bündnerschiefer-Schuppen der Garde de Bordon wurde auf das Axialgefälle der querverlaufenden Detailfältelung in SE-Richtung hingewiesen. Dieselbe Erscheinung liegt auch im Bereich der Tracuit-Zone und der Dent Blanche-Deckenbasis der Aiguilles de la Lé vor. Es scheint ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dieser Verschuppung und dem Vorstossen der Gabbros und Serpentine im Gebiet der oberen Alpe de la Lé zu bestehen. Hauptsächlich Serpentine sind denn auch in der W-Flanke der Aiguilles de la Lé die wichtigsten Vertreter der Tracuit-Zone.

Am Col de la Lé liegt die Tracuit-Zone nur noch in Form von zwei vollständig ausgewalzten Grünschieferscherben vor, die durch Bündnerschiefer unsicherer Herkunft getrennt werden. Die messerscharfe Überschiebungsfläche der Dent Blanche-Decke, die den höheren, nur noch 1 m mächtigen Grünschieferzug überfährt, ist ein prächtiger Zeuge der Wucht des ostalpinen „traîneau écraseur", der Dent Blanche-Decke [vgl. Fig. 9].

4. *Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen zur Tektonik der Tracuit-Zone*

Die Tracuit-Zone ist am Aufbau des Untersuchungsgebietes ganz unterschiedlich beteiligt. Während die Zone im E, im Gebiet der Diablons/Alpe de Tracuit beträchtlich entwickelt ist, teilweise sogar ihre triadische Basis noch aufweist, liegen im Gebiet der Aiguilles de la Lé nur noch verschwindende Überreste derselben vor.

Die Auffassung von R. STAUB, wonach die Hühnerknubel-Serie s. str. von Zermatt her nur als ein schmaler, aber doch bis ins Val de Bagnes verfolgbarer Saum im unmittelbar Liegenden der Dent Blanche-Überschiebungsfläche zu erkennen sei, bestätigte sich in unserem Gebiet. Die für die genannte Serie aussergewöhnlichen Komplikationen im Gebiet der Alpe de Tracuit stellt eine Ausnahme dar, die durch sekundäre Verfaltungen von Decke und Basis zustande gekommen ist.

Die Erscheinung muss in erster Linie auf die querlaufenden, bereits von ARGAND erkannten Störungen zurückgeführt werden, welche die Tektonik der Dent Blanche-Decke und der Tracuit-Zone in diesem Gebiet eng miteinander verbinden und direkt beherrschen. Dieselben sind nicht nur für die Dent Blanche-Deckenbasis und die Tracuit-Zone, sondern auch für die Schuppenzone von Zinal und den

Mischabel-Deckenrücken von grösster Bedeutung. Das extrem starke Ausdünnen der Tracuit-Zone im Gebiet der Montagne de la Lé ist wohl gleichfalls in engstem Zusammenhang mit den ARGANDschen „accidents transversaux" zu verstehen. Dieselben finden ihre eindrückliche Bestätigung im brüsken Auskeilen der gewal-

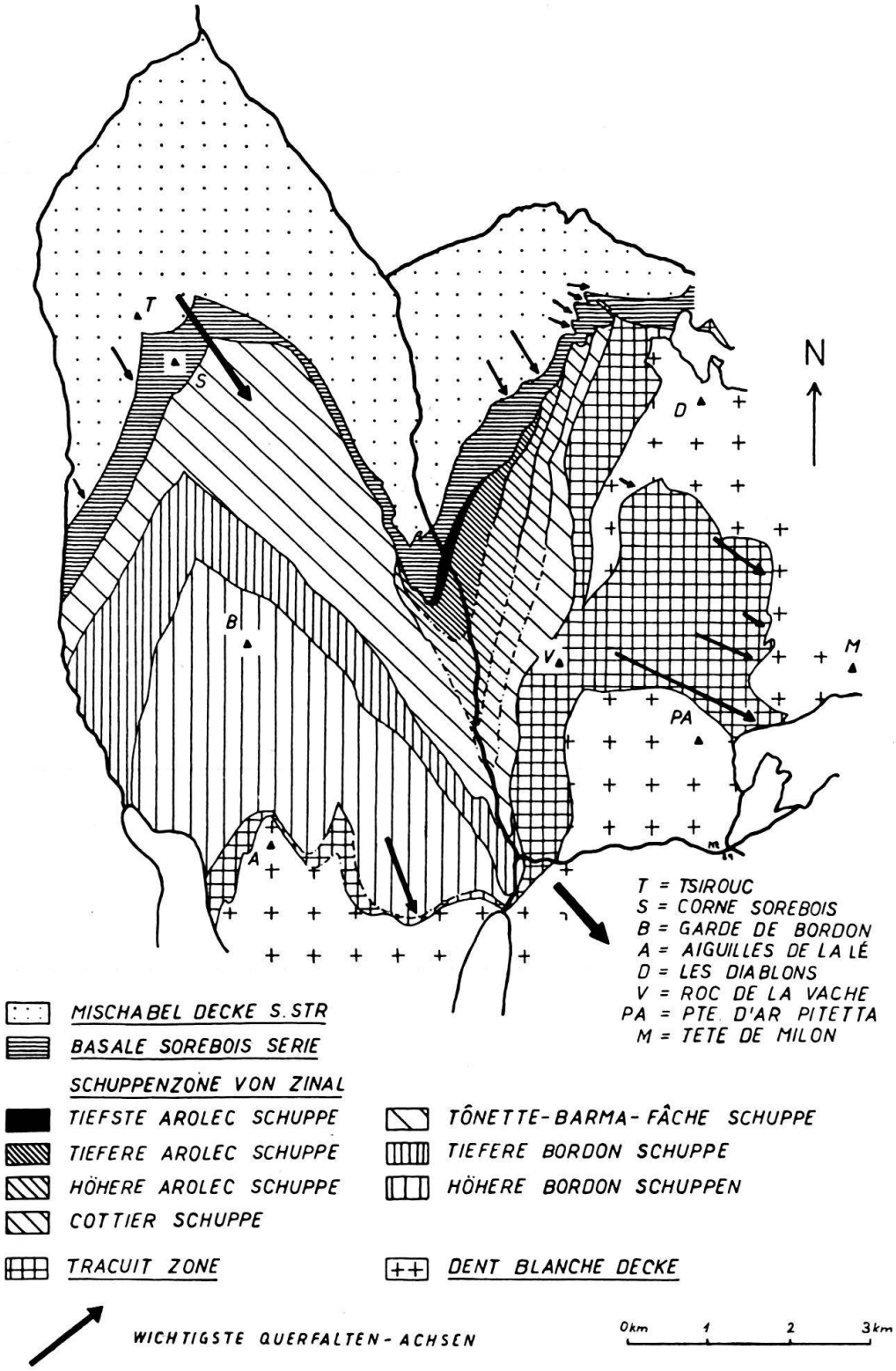


Fig. 10. Tektonische Skizze 1:100000 der Berge im Gebiet Val de Zinal–Val de Moiry.

tigen Bündnerschiefer-/Ophiolith-Massen der Garde de Bordon in SE-Richtung, der verschürften Tracuit-Zone und der in diesem Gebiet sich steil aufbäumenden Dent Blanche-Überschiebungsfläche.

Die eingehende Erforschung der nördlichen Dent Blanche-Decke und der westlich und nordwestlich liegenden Gebiete der Zone du Combin wird in Zukunft die weiteren Zusammenhänge abklären.

Résumé

1. *Stratigraphie*

Au sommet du complexe antépaléozoïque des «schistes de Casanna» de *la nappe des Mischabels* on trouve sporadiquement du Paléozoïque (Permo-Carbonifère). Les quartzites blancs du Trias inférieur sont normalement suivis par des quartzites feuilletés riches en séricites, alternant avec des schistes dolomitiques et des cornieules, l'un ou l'autre prédominant suivant l'endroit, et attribués tous au «Campiler-Niveau», ou formant peut-être déjà une couche de passage de l'Anisien lagunaire. Le Muschelkalk est représenté par des dolomies (Anisien) et des marbres (calcaire à Diplopores?) du Ladinien. Les cornieules supérieures contenant parfois du gypse forment le Carnien. La série triasique ici peut être comparée directement à celle de la région Barrhorn–Brunegghorn et révèle de fortes ressemblences avec les séries triasiques de la Vanoise. Des couches supérieures, comme on les trouve à l'Est (Barrhorn), paraissent faire ici entièrement défaut.

Sur cette série sédimentaire de la nappe des Mischabels, en général peu puissante dans la région de Zinal, repose une série absolument étrangère: Les «schistes lustrés» assez peu métamorphosés et peu épais, appelés *série basale de Sorebois*, mais auxquels il manque toute trace de base triasique. Leur classification stratigraphique en Lias et Dogger se base sur la comparaison avec les séries mieux connues de régions analogues (Grisons, Alpes occidentales). Il est certain toutefois que cette série basale de Sorebois n'est pas équivalente au complexe de couches posttriasiques du Barrhorn. Ainsi leur domaine de sédimentation a dû se trouver plus au sud.

Par contre, dans *les écailles de la Zone de Zinal* on trouve des séries triasiques, là où celles-ci, pour des raisons tectoniques, ont été conservées à la base des écailles inférieures. Le Trias est représenté ici par les dépôts du Buntsandstein, du Campiler-Niveau, du Carnien, éventuellement même d'un Rhétien rudimentaire. Il suit des schistes lustrés qui présentent: Une succession de «calcschistes» du Lias, épais et bien développés, des brèches basales, puis des couches alternantes mais peu différenciées de schistes noirs argileux et de schistes gréseux du Dogger, et enfin, représentant le Malm, des calcaires foncés ou parfois des marbres du type «Hyänenmarmor». Là-dessous, dans les écailles supérieures de la Zone de Zinal, on trouve des couches encore plus jeunes, d'âge crétacé probablement.

La *Zone de Tracuit* (Hühnerknubel-Zone de Zermatt) présente à sa base triasique des lames minces cristallines, puis une succession de quartzites sériciteux du Trias inférieur, des marbres calcaires et dolomitiques du Muschelkalk et des cornieules supérieures à brèches, comparables aux couches de Raibl. Mais toute

cette série triasique apparaît amincie et tourmentée par les effets tectoniques. Dans les sédiments posttriasiques on distingue une série de Lias–Dogger–Malm, ce dernier caractérisé par des marbres jaune-vert du type «Hyänenmarmor», suivis par des radiolarites extrêmement métamorphosés par le contact des roches vertes (ophiolithes). Plus haut on trouve également des couches plus jeunes, d'âge crétacé inférieur ou même moyen.

Les *intercalations ophiolithiques* manquent dans la nappe des Mischabels ainsi que dans la série basale de Sorebois et dans les écailles inférieures de la Zone de Zinal. Les écailles supérieures de cette zone par contre (écaille Tônette et écailles du Bordon) sont riches en ophiolithes qui toutefois atteignent leur développement le plus important dans la Zone de Tracuit.

Il s'agit de roches cristallines basiques et ultrabasiques généralement très modifiées et métamorphosées en prasinites, serpentines etc., intercalées dans les sédiments. Grâce aux effets du métamorphisme de contact dans les dépôts les plus jeunes, il paraît certain que l'intrusion ophiolithique a subsisté pendant le Jura supérieur au moins jusqu'au Crétacé inférieur.

2. *Tectonique*

La partie de *la nappe des Mischabels* (Pennique moyen) qui se trouve dans la région de Zinal présente non seulement des plissements normaux mais aussi des écaillages qui pénètrent jusqu'à l'intérieur du noyau cristallin et des plissements en retour de toute la série triasique au dessus du noyau cristallin qui s'enfonce ici brusquement vers le sud. En considérant la direction générale de la nappe, on peut également constater des plissements transversaux. La série sédimentaire complète qui recouvre la nappe des Mischabels dans la région du Barrhorn (série du Barrhorn, R. Staub, Ellenberger) ne se poursuit pas plus à l'ouest.

Dans la région de Zinal on trouve, immédiatement superposée et en contact tectonique avec la série triasique de la nappe des Mischabels, une série de schistes lustrés qui a été ici très éprouvée et amincie par les événements tectoniques: *La série basale de Sorebois.* Celle-ci doit être considérée comme élément indépendant de la nappe des Mischabels proprement dite, car tout en s'assimilant à la structure de celle-ci, elle s'en distingue au point de vue stratigraphique aussi bien que tectonique.

La grande masse des schistes lustrés succédant à la série de Sorebois se présente fortement écaillée: *La zone écailleuse de Zinal.* Les écailles supérieures (Garde de Bordon) ne présentent plus de couches triasiques à leur base, ceci pour des raisons tectoniques; pourtant on peut les distinguer jusqu'à un certain degré lorsqu'on compare leurs coupes avec celles des éléments inférieurs qui, eux, sont bien caractérisés par les couches triasiques à leur base. Toute la masse des schistes lustrés de la Zone de Zinal qu'on suppose venir du toit du cristallin du Mt. Rose, aujourd'hui en général privé de schistes lustrés, a été brisée par le traîneau écraseur de la nappe de la Dent Blanche avançant vers le NW. Sous sa poussée les parties inférieures furent fortement pliées et accumulées contre le noyau cristallin des Mischabels qui s'enfonce dans la région de Zinal brusquement vers le sud, tandis que les écailles supérieures furent charriées plus loin vers le NW. Le fait que les écailles inférieures

s'éteignent vers le SE/E, coincées sous les Diablons, et les écailles supérieures sur la ligne de la Navisence, pourrait s'expliquer par la poussée de la nappe de la Dent Blanche vers le NW qui provoque une torsion de sa partie NE (Les Diablons–Bieshorn–Weisshorn) par rapport à sa direction générale SE/NW ainsi qu'un plissement transversal, phénomène qui plus tard a été accentué encore par l'élévation des massifs.

La *Zone de Tracuit* formant la lisière du mur de la nappe de la Dent Blanche se poursuit depuis Zermatt jusqu'au Val de Bagnes. Dans la région de Zinal elle est très complexe: A l'est, très puissante, elle est impliquée et même s'écaille dans la base de la nappe de la Dent Blanche jusqu'à en encapuchonner le bord. Un tel coin de cristallin encapuchonné se trouve dans la région crête-sud-des-Diablons/Combautanna. Toute cette zone est caractérisée par le régime des plissements dont l'axe est dirigé du SE au NW. Grâce à ces complications tectoniques intenses, les couches plus jeunes de la série de Tracuit sont en partie conservées – fait assez rare dans cette zone. Au delà du Val de Zinal les conditions sont tout différentes: Vers l'ouest, près du Glacier de Zinal déjà, la zone de Tracuit diminue en épaisseur pour ne former, au col de la Lé, plus qu'une lame très mince sous la base de la nappe de la Dent Blanche.

Literaturverzeichnis

AMSTUTZ, A. (1935): *Note préliminaire sur la structure des Pennides au sud d'Aoste.* C. R. Soc. Sci. phys. nat. *52*, n⁰ 3.

ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *64*.

ARGAND, E., & LUGEON, M. (1905): *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont.* C. R. Acad. Sci. Paris *140*.

ARGAND, E. (1906): *Sur la tectonique du massif de la Dent Blanche.* C. R. Acad. Sci. Paris *142*.

– (1909): *L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *45*.

– (1911 a): *Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes occidentales.* Eclogae geol. Helv. *11*.

– (1911 b): *Sur la tectonique de la grande zone permo-carbonifère du Valais à la Méditerranée.* Act. Soc. Helv. Sci. nat., Soleure.

– (1911 c): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* Matér. carte géol. Suisse [N. S.] *31*.

– (1911 d): *Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *47*.

– (1911 e): *Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes occidentales.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *47*.

– (1911 f): *Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *47*.

– (1912 a): *Phase de déformation des grands plis couchés de la zone pennique.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *48*.

– (1912 b): *Encore sur les phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *48*.

– (1916): *Sur l'arc des Alpes occidentales.* Eclogae geol. Helv. *14*.

– (1921): *Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes.* Act. Soc. Helv. Sci. nat., IIᵉ partie.

– (1923): *La géologie des environs de Zermatt.* Act. Soc. Helv. Sci. nat., 104ᵉ session, Zermatt.

– (1934): *La zone pennique.* Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. *3*.

BARTHOLMÈS, F. (1920): *L'étude des roches éruptives basiques contenues dans le massif de la Dent Blanche.* Thèse Univ. Lausanne.

BEARTH, P. (1939): *Über den Zusammenhang der Monte Rosa- und Bernharddecke.* Eclogae geol. Helv. *32*.

– (1945): *Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa–Bernharddecke.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *15*, H. 1.

– (1946): *Bemerkungen zur Arbeit von Fr. Roesli: „Zur Frage der Existenz unterostalpiner Elemente im Westalpenbogen."* Eclogae geol. Helv. *39*.

– (1952): *Geologie und Petrographie des Monte Rosa.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N. F.] *96*.

– (1953): *Erläuterungen zu Atlasblatt 29.* Schweiz. geol. Komm.

BERNOULLI, W. (1942): *Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig.* Eclogae geol. Helv. *35*, Nr. 2.

BLESER, P. (1934): *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie.* Bull. Inst. Grand-Ducal Luxembourg, Arch. nouv. sér. *13*.

BRÜCKNER, W. (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite.* Eclogae geol. Helv. *34*.

BURRI, C., & NIGGLI, P. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Die Ophiolithe.* (Schweizer Spiegel-Verlag, Zürich.)

CADISCH, J. (1934/1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* 1., 2. Aufl. (Zürich und Basel).

– (1941): *Das Pontiskalkprofil zwischen Briey-dessus und Vercorin bei Siders (Valais).* Mitt. geol. Ges. Wien *28*.

CORNELIUS, H. P. (1912): *Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass.* Diss. Univ. Zürich.

– (1920): *Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen.* Geol. Rdsch. *11*.

CORNELIUS H. P. (1927): *Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen.* Centralbl. f. Min. usw. [B].
– (1933): *Über einige seltene Gesteinstypen aus dem Grüngesteinsgebiet von Zermatt.* Mitt. geol. Ges. Wien *28.*
– (1935 a): *Geologie der Err–Juliergruppe.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N. F.] *70.*
– (1935 b): *Profile aus dem oberen Val Tournanche.* Mitt. geol. Ges. Wien *28.*
DÉBELMAS, J. (1953 a): *Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et le Malm Briançonnais.* Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble.
– (1953 b): *Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaulent, au sud de Briançon près de l'Argentière.* Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble.
DESOR, E. (1855): *Le Val d'Anniviers.* Rev. Suisse *18.*
DIAS, A. (1920): *Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens.* Diss. Univ. Lausanne.
DIEHL, E. (1938): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Zone des Grand Combin im Val d'Ollomont (Provinz Aosta, Italien).* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *28.*
DIEHL, E., MASSON, R., & STUTZ, A. (1951/1952): *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche.* Mem. ist. geol. R. Univ. Padova *17.*
– (1953): *Carta geologico-petrographica della Valpellina inferiore e della Valle d'Ollomont, 1 : 25000.* Mem. ist. geol. R. Univ. Padova *28.*
DIENER, C. (1889): *Zum Gebirgsbau der „Zentralmasse des Wallis".* Sitz. ber. Kais. Akad. Wiss. Wien *98.*
DÜNNER, H. (1934): *Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner.* Diss. Univ. Zürich.
DUPARC, L. (1901): *Sur la classification pétrographique des schistes de Casanna des Alpes valaisannes.* C. R. Acad. Sci. Paris *132.*
DUPARC, L., & RITTER, E. (1896): *Etude pétrographique des schistes de Casanna du Valais.* Arch. Sci. phys. nat. Genève [4e pér.].
ELLENBERGER, F. (1947): *Découverte de fossiles dans le Trias de la Vanoise.* C. R. Soc. géol. France *15.*
– (1949): *Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise.* Extr. bull. carte géol. de France, n° 226, *47.*
– (1949/1950): *Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise. Sur les affinités briançonniennes du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses.* C. R. Soc. géol. France.
– (1950 a): *Subsidence et transgressions dans la Vanoise.* C. R. Acad. Sci., 12 avr.
– (1950 b): *Sur la succession et le style des phases tectoniques dans la Vanoise.* C. R. Acad. Sci., 18 déc.
– (1951): *Le crétacé supérieur briançonnais au nord de l'Arc et la Nappe des schistes lustrées.* C. R. Soc. géol. France, 23 janv.
– (1952 a): *Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise.* C. R. Soc. géol. France, 1er déc.
– (1952 b): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse dans les Préalpes médianes et les Pennides.* Eclogae geol. Helv. *45*, n° 2.
– (1953 a): *La série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques.* Extr. C. R. Acad. Sci., 12 janv.
– (1953 b): *La coupe du Roc du Bourget (Maurienne) et l'âge du dogger à Mytilus dans la Vanoise.* C. R. Soc. géol. France, 23 mars.
ELLENBERGER, F., LEMOINE, M., & SIGAL, J. (1952): *Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise.* C. R. Soc. géol. France.
ESCHER VON DER LINTH, A.: *Profilsammlungen und Tagebücher.* Arch. d. geol. Inst. ETH, Zürich. (Unveröffentlicht.)
FEHLMANN, H. (1919/1949): *Der schweizerische Bergbau im ersten und zweiten Weltkrieg.* Bureau f. Bergbau d. Eidg. Kriegsindustrie- u. Arbeitsamtes, Bern. 1., 2. Aufl.
FEYS, R., & GREBER, CH. (1950): *Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (H.-A.) et leurs rapports avec le carbonifère.* Bull. Soc. géol. France, 231–237.
FRANCHI, S. (1898): *Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali.* Boll. R. Com. geol. Italia.
– (1904): *Ancora sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali.* Boll. R. Com. geol. Italia.

GANSSER, A. (1936): *Ein Carbonvorkommen an der Basis der Tambodecke (Graub.)*. Eclogae geol. Helv. *29*.

– (1937): *Der Nordrand der Tambodecke; geologisch-petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino- und Splügenpass*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *17*.

GARD, J. (1947): *Recherches géologiques dans le Haut Val d'Anniviers*. Diplomarb. ETH, Zürich.

GERLACH, H. (1869): *Die penninischen Alpen*. N. Denkschr. ges. Naturw., Zürich.

– (1871): *Das südwestliche Wallis*. Beitr. geol. Karte d. Schweiz *9*.

– (1883): *Die penninischen Alpen*. Beitr. geol. Karte d. Schweiz *27*.

GIGNOUX, M., & RAGUIN, E. (1931): *Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais*. C. R. Soc. géol. France.

GIGNOUX, M., & MORET, L. (1937): *Description géologique du bassin supérieur de la Durance*. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble *21*.

GILLIÉRON, F. (1946): *Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni- Co- Lagerstätte Kaltenberg (Turtmanntal, Wallis)*. Beitr. Geotechn. Ser. Lfg. 25.

GIRARD, H. (1855): *Geologische Wanderungen. I. Wallis*. (Halle.)

GÖKSU, E. (1947): *Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmanntal (Wallis)*. Diss. ETH, Zürich.

GRUBENMANN, U. (1906): *Über einige schweizerische Glaukophangesteine*. Rosenbusch-Festschreiben (Stuttgart).

GRUNAU, H. (1946): *Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen*. Eclogae geol. Helv. *39*.

– (1947): *Geologie von Arosa (Graub.) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems*. Diss. Univ. Bern.

GÜLLER, A. (1947): *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe*. Eclogae geol. Helv. *40*, Nr. 1.

HAGEN, T. (1944): *Zur Tektonik der nördlichen Dent Blanche-Decke*. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Sils i. E.

– (1948): *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis)*. Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N. F.] *90*.

– (1951): *Über den geologischen Bau des Mont Pleureur (Val de Bagnes, Wallis)*. Eclogae geol. Helv. *44*.

HALM, E. (1944): *Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im oberen Val d'Anniviers (Wallis)*. Beitr. Geotechn. Ser. Lfg. 22.

HAUG, E. (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales*. Bull. Soc. géol. France [4e sér.].

HEIM, A. (1922): *Geologie der Schweiz*. 2. Bd. (Leipzig.)

HERMANN, F. (1913): *Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes Pennines*. Thèse Univ. Lyon.

– (1925): *Sur l'éventail de Bagnes et la nappe de la Dent Blanche*. C. R. Acad. Sci. Paris *180*.

– (1926): *Paléographie et genèse Penniques*. Eclogae geol. Helv. *19*.

– (1938): *Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nordoccidentali*. (Milano.)

– (1951): *Conceptions nouvelles sur l'orogénie des Alpes occidentales*. C. R. Acad. Sci., 12 et 26 févr., 19 et 28 mars.

HUGI, E. (1927): *Über ein neues schweizerisches Vorkommnis von Alkalihornblenden*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *7*.

HUANG, T. (1935): *Etude géologique de la région Weissmies–Portjengrat (Valais)*. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *60*.

HUTTENLOCHER, H. F. (1953): *Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung*. Geol. Rdsch. *42*, H. 1.

JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graub.)*. Eclogae geol. Helv. *34*.

JÄCKLI, R. (1950): *Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis)*. Diss. Eclogae geol. Helv. *43*, Nr. 1.

ITEN, W. (1948): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis)*. Eclogae geol. Helv. *41*.

KILIAN, W., & PUSSENOT, CH. (1912): *Sur l'âge des schistes lustrés des Alpes franco-italiennes.* C. R. Acad. Sci. Paris *154.*

– (1913): *La série sédimentaire du Briançonnais oriental.* Bull. Soc. géol. France [4e sér.] *13.*

KOBER, L. (1923): *Bau und Entstehung der Alpen.* (Berlin.)

KOSSMAT, F. (1937): *Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems.* Sitz.ber. Preuss. Akad. d. Wiss.

LUGEON, M. (1902): *Sur la coupe géologique du massif du Simplon.* C. R. Acad. Sci. Paris *134.*

LUGEON, M., & ARGAND, E. (1905): *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont.* C. R. Acad. Sci. Paris *140.*

MASSON, R. (1938): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpellin.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *28.*

MICHEL, R. (1953): *Résultat de l'étude pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes).* Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble.

NABHOLZ, W. K. (1943): *Gryphäenfunde in den schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis.* Eclogae geol. Helv. *36,* Nr. 2.

– (1945): *Geologie des Bündnerschiefer-Gebirges zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental.* Eclogae geol. Helv. *38,* Nr. 1.

NOVARESE, V. (1895): *Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelli Alpi occidentali.* Boll. R. Com. geol. Italia.

PREISWERK, H. (1926): *Nephrit von Haudères (Wallis).* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *6.*

ROESLI, FR. (1946 a): *Zur Frage der Existenz unterostalpiner (grisonider) Elemente im Westalpenbogen.* Eclogae geol. Helv. *39,* Nr. 1.

– (1946 b): *Zur Frage der Saaserzüge, Bemerkungen zu P. Bearths Kritik.* Eclogae geol. Helv. *39.*

ROTHPLETZ, A. (1912): *Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes.* Z. Dtsch. Geol. Ges. *64.*

– (1914): *Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes.* Z. Dtsch. Geol. Ges. *66.*

DE SAUSSURE, H. B. (1796): *Voyages dans les Alpes.* (Neuchâtel.)

SCHARDT, H. (1903): *Le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon (comparés aux travaux antérieurs).* Eclogae geol. Helv. *8,* n° 2.

– (1906): *Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges.* Verh. Schweiz. naturf. Ges., St. Gallen.

SCHMIDT, C. (1907 a): *Über die Geologie des Simplongebiets und die Tektonik der Schweizer Alpen.* Eclogae geol. Helv. *9.*

– (1907 b): *Bild und Bau der Schweizer Alpen.* (Basel.)

– (1908): *Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels.* (Basel.)

SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz.

SIGG, J. (1944): *Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région St. Luc–Bella Tola.* Mater. géol. Suisse, sér. géotechn. *21.*

STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *60.*

– (1916): *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N. F.] *46.*

– (1917 a): *Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *62.*

– (1917 b): *Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav.* Eclogae geol. Helv. *14,* Nr. 2.

– (1920 a): *Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphose in Graubünden.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *65.*

– (1920 b): *Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein.* Eclogae geol. Helv. *15.*

– (1920 c): *Über ein neues Vorkommen von Glaukophangesteinen in Graubünden.* Eclogae geol. Helv. 16, Nr. 1.

– (1921 a): *Über ein Glaukophangestein aus dem Avers.* Eclogae geol. Helv. *16,* Nr. 2.

– (1921 b): *Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *2.*

STAUB R. (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N. F.] *52.*
– (1928): *Die geologischen Verhältnisse eines Septimertunnels.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *73.*
– (1934 a): *Übersicht über die Geologie Graubündens.* Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. *3.*
– (1934 b): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. *69.*
– (1936 a): *Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes.* C. R. Soc. géol. France.
– (1936 b): *Sur la répartition des faciès penniques dans les Grisons.* C. R. Soc. géol. France.
– (1936 c): *Sur les rapports entre les nappes penniques des Tauern, des Grisons et des Alpes occidentales.* C. R. Soc. géol. France.
– (1937 a): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler.*
– (1937 b): *Sur les racines des nappes valaisannes et grisonnes entre la Valtelline, le Tessin et l'Ossola.* C. R. Soc. géol. France.
– (1937 c): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. I. Teil.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *82.*
– (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden.* Eclogae geol. Helv. *31.*
– (1942 a): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. II. Teil.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *87.*
– (1942 b): *Radiolarit im Walliser Hochpenninikum.* Eclogae geol. Helv. *35.*
– (1942 c): *Über den Bau der Zone du Combin der Walliseralpen. – Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis.* Eclogae geol. Helv. *35.*
– (1944 a): *Geologisches vom Malojapass.* Festschr. 124. Jvers. Schweiz. naturf. Ges., Sils i. E.
– (1944 b): *Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte.* Verh. Schweiz. naturf. Ges., Sils i. E.
– (1948 a): *Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *28.*
– (1948 b): *Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N. F.] *93.*
– (1951): *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas.* Eclogae geol. Helv. *44.*
– (1952): *Sur la position tectonique de la série sédimentaire du Barrhorn (Alpes valaisannes).* C. R. Soc. géol. France, n° 15.
– (1953): *Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge.* Kober-Festschr. Univ. Wien.
STAUB, W. (1928): *Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplonpass.* Eclogae geol. Helv. *21.*
– (1931): *Géologie du Val d'Anniviers.* Postes alpestres suisses. Val d'Anniviers. Adm. PTT, Berne.
STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden).* Diss. Univ. Zürich.
STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz.* 1. Bd. (Bern.)
STUTZ, A., & MASSON, R. (1938): *Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *18.*
STUTZ, A. (1940): *Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta).* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *20.*
SZEPESSY SCHAUREK, A. (1949): *Geologische Untersuchungen im Grand Combin-Gebiet zwischen Drance de Bagnes und Drance d'Entremont.* Diss. ETH, Zürich.
TERMIER, P. (1899): *Les nappes de recouvrement du Briançonnais.* Bull. Soc. géol. France [3e sér.] *27.*
TRÜMPY, R. (1951): *Sur les racines hélvétiques et les schistes lustrés entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi).* Eclogae geol. Helv. *44.*
TSCHOPP, H. (1923): *Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis).* Eclogae geol. Helv. *18.*
VALLET, J. M. (1950): *Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais).* Thèse Univ. Genève.
WEGMANN, E. (1922): *Geologische Untersuchungen im Val d'Hérens.* Eclogae geol. Helv. *16.*
– (1923): *Zur Geologie der St. Bernhard-Decke im Val d'Hérens (Wallis).* Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *47.*
– (1930): *Über die Metamorphose der Prasinite in der St. Bernhard-Decke im Wallis.* Eclogae geol. Helv. *23.*

WENK, E. (1948): *Ostalpines und penninisches Kristallin.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *28.*

WERENFELS, A. (1924): *Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. III. Teil: Geologische und petrographische Untersuchungen des Vispertales.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N.F.] *26.*

WITZIG, E. (1948): *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis).* Diss. ETH, Zürich.

WOYNO, T. (1911): *Petrographische Untersuchungen der Casannaschiefer des mittleren Bagnes-Tales (Wallis).* Diss. Univ. Zürich. N. Jahrbuch für Min. usw. Beil. *33.*

Geologische Karten und Profile

ARGAND, E. (1908): *Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale), 1 : 50000.* Matér. carte géol. Suisse, carte spéc. n⁰ 52.

– (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants 1 : 500000. Avec 3 planches de coupes, 1 : 400000 et 1 : 800000.* Matér. carte géol. Suisse [N.S.] *27,* carte spéc. n⁰ 64.

– (1934): *Carte géologique du Grand Combin, 1 : 50000.* Matér. carte géol. Suisse, carte spéc. n⁰ 93.

CORNELIUS, H. P. (1932): *Geologische Karte der Err–Julier-Gruppe, 2 Bl., 1 : 25000.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 115 A.

GARD, J. (1947): *Carte géologique de la région du Val de Moiry.* Dipl.arb. (unveröff.) ETH, Zürich.

Geol. Kom. (1942): *Geologische Generalkarte der Schweiz, Blatt 6 (Sion).*

HERMANN, F. (1913): *Carte géologique des massifs Rocs de Boudry–Sasseneire–Bec de Bosson, 1 : 50000.*

– (1937): *Carta geologica delle Alpi nordoccidentali, 1 : 200000.*

MASSON, R., DIEHL, E. A., & STUTZ, A. H. (1948): *Carta geologico-petrografica della Valpellina inferiore et della Valle d'Ollomont, 1 : 25000.* Mem. Ist. geol. Univ. Padova.

STAUB, R. (1921): *Geologische Karte der Val Bregaglia, 1 : 50000.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spez.Karte Nr. 97.

– (1924/1926): *Tektonische Karte der Alpen und Profile, 1 : 1000000.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz [N.F.] *52,* Spez.-Karte Nr. 105 A, B und C.

– (1926): *Geologische Karte des Avers (Piz Platta–Duan), 1 : 50000.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 97.

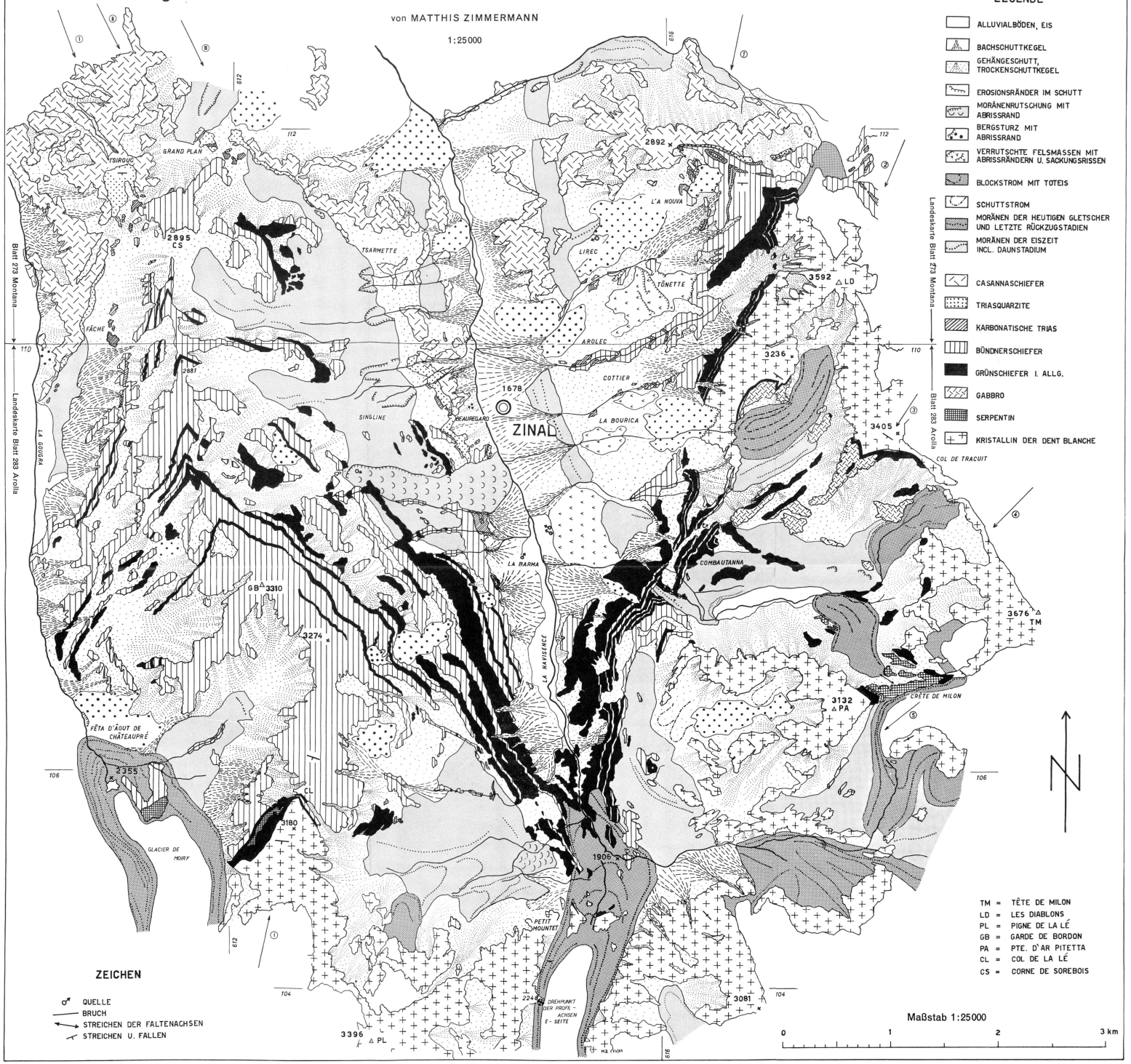
– (1946): *Geologische Karte der Berninagruppe usw., 1 : 50000, und tektonische Karte der südlichen rhätischen Alpen, 1 : 250000.* Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 118.

STUDER, B., & ESCHER, A. (1853/1869): *Geologische Karte der Schweiz, 1 : 380000.*

Geologische Karte der Zone du Combin im Raum Val de Zinal-Val de Moiry (Wallis)

von MATTHIS ZIMMERMANN

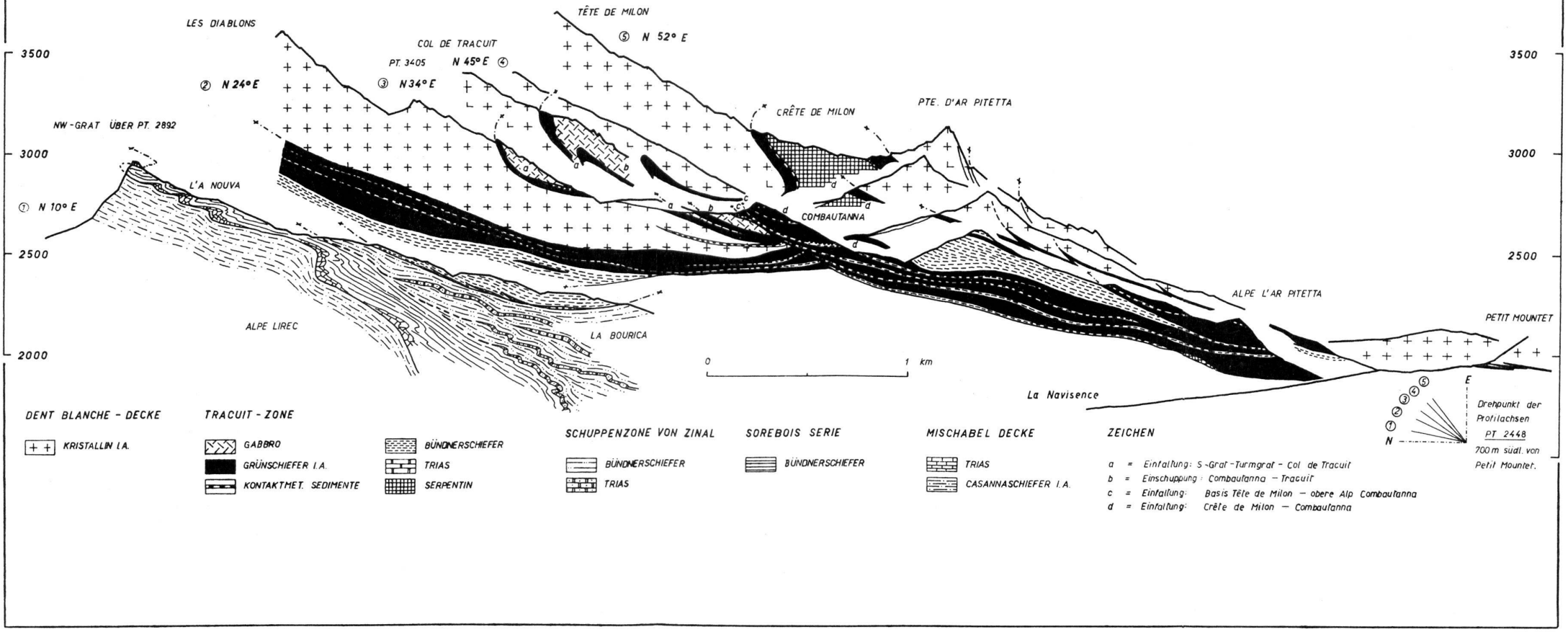
1:25000



Geologische Profile 1:25000 durch das Gebiet Les Diablons–Alpe de Tracuit–Pte d'Ar Pitetta

von

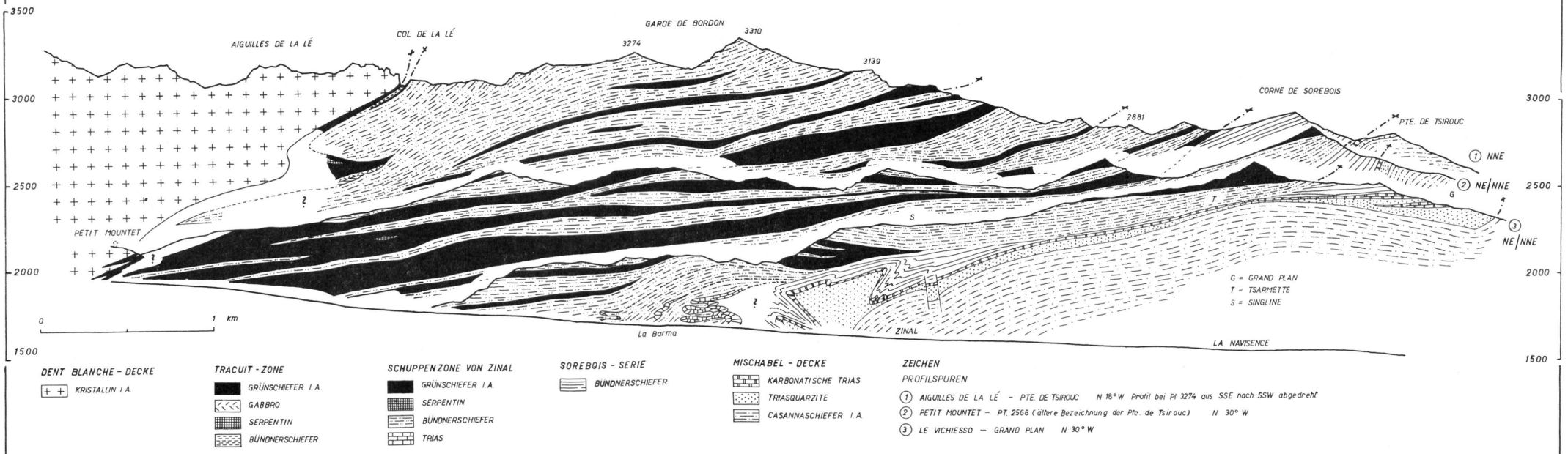
MATTHIS ZIMMERMANN



Geologische Profile 1:25000 durch die Ostflanke der Kette Aiguilles de la Lé–Garde de Bordon–Pte de Tsirouc

von

MATTHIS ZIMMERMANN



DENT BLANCHE - DECKE
- KRISTALLIN I.A.

TRACUIT - ZONE
- GRÜNSCHIEFER I.A.
- GABBRO
- SERPENTIN
- BÜNDNERSCHIEFER

SCHUPPENZONE VON ZINAL
- GRÜNSCHIEFER I.A.
- SERPENTIN
- BÜNDNERSCHIEFER
- TRIAS

SOREBOIS - SERIE
- BÜNDNERSCHIEFER

MISCHABEL - DECKE
- KARBONATISCHE TRIAS
- TRIASQUARZITE
- CASANNASCHIEFER I.A.

ZEICHEN

PROFILSPUREN

1. AIGUILLES DE LA LÉ – PTE. DE TSIROUC N 18° W Profil bei Pt 3274 aus SSE nach SSW abgedreht
2. PETIT MOUNTET – PT. 2568 (ältere Bezeichnung der Pte. de Tsirouc) N 30° W
3. LE VICHIESSO – GRAND PLAN N 30° W