Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 53 (1960)
Heft: 1

Artikel: Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis)
Autor: Fricker, Peter Emil
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162701

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: 11.12.2025

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

Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis)

Von **Peter Emil Fricker** (Zürich)

Mit 11 Textfiguren und 2 Tafeln (I und II)

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort 35
A. Einleitung 36
I. Geographischer Überblick und Terrainabgrenzung 36
II. Geologische Übersicht 37
III. Historischer Rückblick 38
B. Stratigraphie 41
I. Helvetische und ultrahelvetische Wurzelzone 41
a) Allgemeines 41
b) Die einzelnen Schichtglieder 41
1. Trias 41
2. Lias 41
3. Aalenian 42
4. Dogger 42
5. Malm 43
c) Faziesvergleich zwischen helvetischem und ultrahelvetischem Bereich 43
II. Die Zone vom Son la Proz 43
a) Das Kristallin 43
b) Die Kalk- und Mergelschiefer 44
III. Die Ferret-Zone 44
a) Zur Aufgliederung der Ferret-Schiefer 44
b) Die basale Schuppenzone 46
1. Trias 46
2. Die Mergelschiefer und Kieselkalke 46
c) Die untere Partie der Ferret-Schiefer 47
1. Die basalen Mikrobreccien und die albitreichen Kalke 47
2. Die unteren Sandsteine und Schiefer 48
3. Die mittleren Kalkschiefer 51
d) Die mittlere und obere Partie der Ferret-Schiefer 53
1. Die Vatse-Schichten 53
2. Die Peula-Schichten 58
3. Die Aroley-Schichten 61
4, Die Marmontains-Schichten 65
5. Die Schichten von St. Christophe 70
e) Zur Altersfrage der Ferret-Schiefer 72
f) Über die Ablagerungsbedingungen der Ferret-Schiefer 73
1. Faziesschwankungen 73
2. Das Komponentenmaterial 76
3. Über die Sedimentationsverhältnisse im Ablagerungsraum der Ferret-Schiefer . . 77

Seite

IV. Die Zone der Tarentaise 82
a) Zur Aufgliederung der Zone der Tarentaise 82
b) Beschreibung der einzelnen Schichtglieder 83
1. Karbon 83
2. Trias 84
3. Lias-Dogger (?) 85
4. Die Schichten der Aiguille du Grand Fond und die Konglomerat-Serie 88
5. Die Serie der Schiefer-Quarzite (série schisto-quartzitique) 91
c) Über die Ablagerungsbedingungen in der Zone der Tarentaise 93

V. Die externe Partie der Karbonzone 94
1. Karbon 94
2. Der Triasquarzit und seine Basisschichten 97
3. Karbonatische Trias 98
4. Über die Ablagerungsbedingungen 103

C. Tektonik 104

I. Allgemeines 104
a) Schichtlage 104
b) Schieferung, Streckung 105
c) Lineation, Faltenaxen 105
d) Metamorphose 106
e) Brüche 107

II. Helvetische und ultrahelvetische Zone 108
a) Die höheren Teile der helvetischen Deckenwurzeln 108
b) Ultrahelvetische Wurzelzone 109
1. Tiefere Digitation 109
2. Höhere Digitation 109
3. Die Gipszone 110

III. Zone von Som la Proz 110

IV. Ferret-Zone 111
a) Basale Schuppenzone 111
b) Normalserie 111
c) Tsavra-Falte 112
d) Obere Schuppen- und Faltenzone 114

V. Zone der Tarentaise 116

VI. Die äusseren Teilelemente der Karbonzone 118

VII. Vergleich mit entsprechenden, tektonischen Elementen 122

D. Zur Morphologie 123
a) Allgemeines Hochflächenniveau 123
b) Moränen 124
c) Blockströme 125
d) Sackungen, Bergstürze 125

Résumé 125
Literaturverzeichnis 128
Geologische Karten 132
Tektonische Übersichtskarte . . . . . Tafel I
Tektonische Profile . . . . . Tafel II

Im Text verwendete Abkürzungen:

Ds = Dünnschliff
fr. Br. = frischer Bruch
u. d. M. = unter dem Mikroskop

VORWORT

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY nahm ich 1954 die Untersuchungen für die vorliegende Arbeit auf. Die Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1954 bis 1958 durchgeführt, wobei die regnerische Witterung der ersten drei Sommer eine bedeutende Verzögerung mit sich brachte. Die Zwischenzeit diente der Auswertung des Materials am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich.

Als topographische Grundlage (namentlich für die Kartierung) wurde ein vergrösserter Ausschnitt der Landeskarte der Schweiz verwendet; die angeführten Namen und Höhenkoten beziehen sich auf diese Unterlagen (Blatt 282 der Landeskarte der Schweiz).

An dieser Stelle möchte ich meinen herzlichen Dank all jenen aussprechen, welche mich nicht nur rein sachlich und fachlich, sondern auch in menschlicher Beziehung entscheidend gefördert haben.

Mein Dank gilt vor allem meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY. Während verschiedener gemeinsamer Exkursionen – auch ausserhalb des engeren Arbeitsgebietes – hat er mich eingehend in die geologischen Probleme der «Schistes lustrés» eingeführt und mich mit den Arbeitsmethoden der geologischen Feldaufnahme vertraut gemacht. Aber auch für sein grosses Interesse und für zahlreiche wertvolle Anregungen und Hinweise während der Ausarbeitung dieser Dissertation bin ich ihm zu grossem Dank verpflichtet.

Mein Dank gilt aber auch Herrn Prof. Dr. R. STAUB, welcher an dieser Arbeit stets reges Interesse bekundete. Vor allem während meiner Assistentenzeit vermittelte er mir zahlreiche Einblicke in die Probleme der alpinen Geologie.

Herr Prof. Dr. A. GANSSER hat mich während eines Terrainbesuches im Sommer 1958 auf verschiedene praktische Probleme aufmerksam gemacht. Ihm, wie auch Herrn Prof. Dr. W. LEUPOLD, Herrn Prof. Dr. A. JEANNET und Herrn Prof. Dr. H. SUTER danke ich für ihr wohlwollendes Entgegenkommen.

Herrn J. NEHER bin ich für verschiedene Hinweise bei mikroskopischen Untersuchungen verpflichtet.

Herrn G. RÜFENACHT danke ich für die prompte Herstellung der zahlreichen Dünnschliffe.

Das landschaftlich reizvolle Untersuchungsgebiet und die freundliche Aufnahme bei den Bewohnern des Val Ferret liessen mir manches geologische Problem leichter erscheinen.

Auch an die gemeinsamen Terrainbegehungen mit meinen Walliser Studienkameraden M. BURRI, K. GRASMÜCK und R. ZULAUF erinnere ich mich gerne zurück.

Meinen Eltern, vor allem meiner Mutter, welche mir nach dem Ableben meines Vaters dieses Studium in grosszügiger Weise ermöglicht hat, bin ich zu tiefem Dank verpflichtet.

A. EINLEITUNG

I. Geographischer Überblick und Terrainabgrenzung

Unser Untersuchungsgebiet liegt zwischen Val Ferret und Combe de l'A, bildet also einen Ausschnitt aus Blatt 282 der Landeskarte der Schweiz. Im S stösst es unmittelbar an die N-Grenze des Blattes Gr. St. Bernhard (1958), während im N die Drance d'Entremont den Terrainabschluss darstellt. Das Arbeitsgebiet entspricht der nördlichen Fortsetzung des «oberen Val Ferret» (R. Trümpy 1955a) und umfasst die E-Seite des mittleren und unteren Val Ferret. Der Talverlauf wird von N nach S gekennzeichnet durch die Dörfer Orsières, Som la Proz, Issert, Praz-de-Fort, sowie durch die Siedelungen Branche, Prayon und La Fouly. Eine natürliche Trennungslinie zwischen mittlerem und unterem Val Ferret kann im E der Reuse de Saleina, d. h. südlich von Praz-de-Fort gezogen werden.

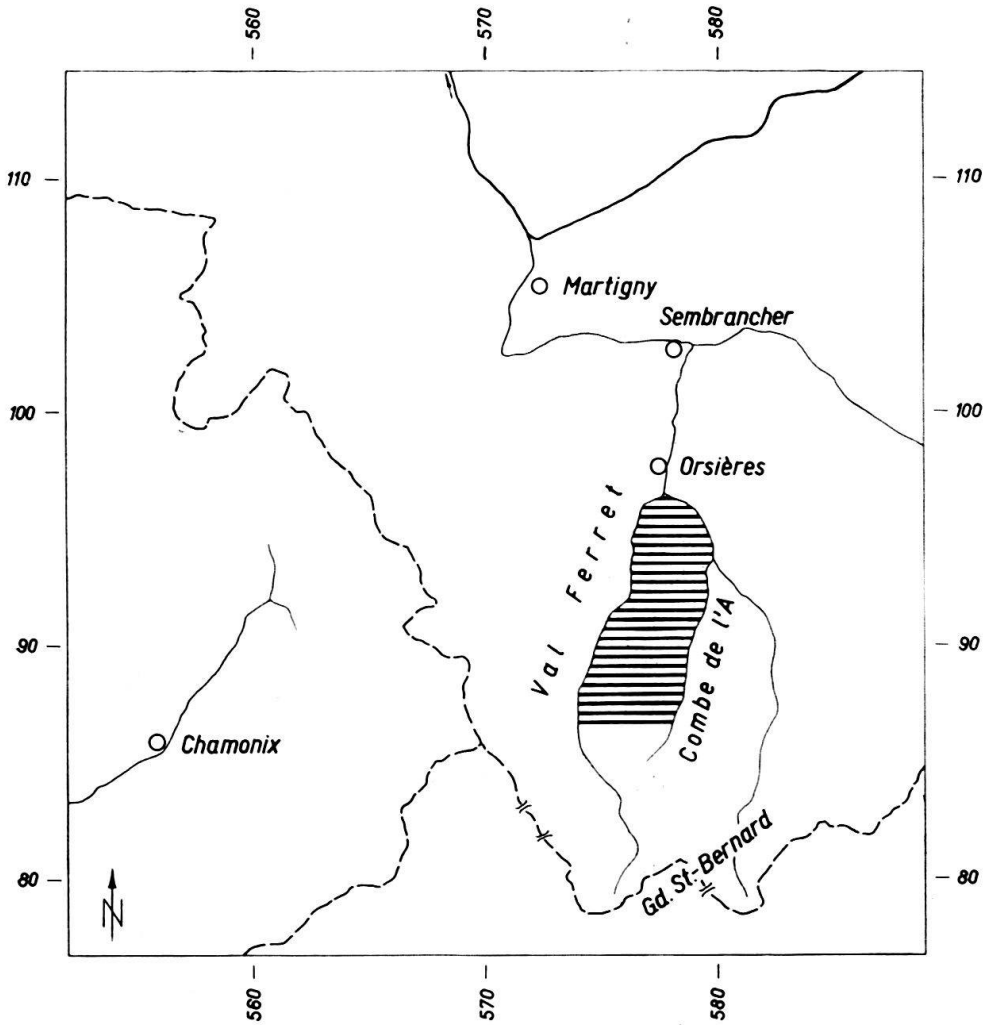


Fig. 1. Lageskizze 1:400000.

Die beste Zugangsmöglichkeit bietet die Strasse, welche von Orsières ins Val Ferret führt. Die E-Seite dieser tiefeingeschnittenen Talfurche (auf 900 m–1600 m Höhe) steigt steil an; die Höhenlage der Bergkette zwischen Val Ferret und Combe

de l'A beträgt 2000–2900 m (Tête des Vares, P. 2870.4). Nach E fallen diese Erhebungen unvermittelt gegen die Combe de l'A ab.

II. Geologische Übersicht

Im Aufstieg durch das Val Ferret tritt die verschiedenartige morphologische Ausbildung der beiden Talseiten sehr deutlich hervor. Auf der W-Seite ragen die schroffen Steilwände des Mt. Blanc-Massivs empor; auf der E-Seite werden die «weicheren» Geländeformen durchzogen von mächtigen Schieferabbrüchen und tiefen Schluchten.

Ein Schnitt von W nach E (tektonisch von unten nach oben) lässt folgende Einheiten erkennen:

1. Das Mt. Blanc-Massiv, welches am Innenrand eine aplitische Randfazies aufweist.
2. Die geringmächtige autochthone Sedimentbedeckung (Amône).
3. Die helvetischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln:
   Diese stark verschuppten Elemente enthalten nach bisherigen Untersuchungen hier ausschliesslich triasische und jurassische Sedimente.
4. Die Zone von Som la Proz, bestehend aus einem schmalen Kristallinspan und grauen Kalkschiefern. Diese Gesteine liegen zwischen den ultrahelvetischen Deckenwurzeln und der Ferret-Zone. Sie lassen sich nach unserer Ansicht keiner dieser Einheiten zuordnen, so dass wir sie als selbständiges tektonisches Element ausscheiden.
5. Die Ferret-Zone, welche die Stirnpartie der penninischen Decken bildet. Diese Einheit setzt über der Zone von Som la Proz mit einem oder mehreren dünnen Triasbändern ein und besteht aus einem etwa 3000 m mächtigen Schieferkomplex. Sie umfasst hauptsächlich epimetamorphe tonig-sandige Kalkschiefer und Sandsteine, ferner auch – vor allem im stratigraphisch oberen Teil – massige Konglomerateinschaltungen und Quarzithorizonte. Faziell entsprechen die Ferret-Schiefer weder völlig den «Schistes lustrés» noch dem Flysch. Aus diesem Grund bezeichnet sie R. Trümpy (1955a) als Übergangsglied dieser beiden schlecht definierten Sedimentationstypen. Im deutschen Sprachgebiet könnte man aber den Ausdruck «Bündnerschiefer» (hier nicht synonym mit «Schistes lustrés») verwenden.

   Tektonisch lassen sich die Ferret-Schiefer von unten nach oben in 4 Elemente unterteilen: in eine basale Schuppenzone, in eine etwa 2000 m mächtige Normalserie, in die Tsavra-Falte und schliesslich in eine obere Schuppen- und Faltenzone.
6. Die Zone der Tarentaise: Faziell unterscheidet sich die Schichtfolge dieser Einheit deutlich von der Ferret-Zone, indem neben Kalken und Dolomiten besonders Konglomerate und Quarzite dominieren. Die Zone der Tarentaise entspricht der «Nappe des Brèches de Tarentaise» der französischen Geologen und wird von diesen, namentlich von R. Barbier, dem Subbriançonnais zugeordnet. Dagegen schlägt R. Trümpy (1955a) vor, diese Zone vom eigentlichen Subbriançonnais abzusondern; er ordnet die Zone von Ferret und die Zone der Tarentaise dem Faziesraum des «domaine valaisan» zu.

7. Der Aussenrand der Karbonzone: Dieses Element umfasst Karbon, sowie mächtige Unter- und Mitteltriaszüge. Es grenzt längs der Talfurche der Combe de l'A an die interne Karbonhauptmasse.

Die italienischen Geologen bezeichnen die Elemente zwischen dem Mt. Blanc-Massiv und dem Briançonnais gesamthaft als «Zone de Courmayeur». Dagegen beschränkt sich der Begriff «Zone de Sion» der Schweizer Geologen auf die beiden penninischen Einheiten, d. h. auf die Ferret-Zone und die Zone der Tarentaise. Die etwa 4 km breite «Zone de Sion-Courmayeur» setzt sich vom italienischen ins schweizerische Val Ferret fort und verläuft dann dem untern Tal der Drance d'Entremont entlang. Nördlich der Pierre Avoi erreicht sie das Rhonetal und erstreckt sich in nordöstlicher Richtung bis über Siders hinaus.

Wie in der ganzen Zone von Sitten-Courmayeur ist auch im unteren Val Ferret der Aufbau der verschiedenen Elemente ausschliesslich isoklinaler Natur. Die epimetamorphen Schichtreihen lehnen sich an das herzynische Mt. Blanc-Massiv an, streichen in nördlicher Richtung und fallen steil gegen E ein.

Neben den helvetischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln weist auch die basale Partie der Ferret-Schiefer eine ausgesprochene Schuppenstruktur auf. Über der mächtigen Normalserie lassen sich im oberen Teil der Ferret-Zone einige spitzwinklige, isoklinale Falten erkennen, ebenso auch in der Zone der Tarentaise. Innerhalb der externen Partie der Karbonzone bleibt dagegen der isoklinale Baustil nicht mehr durchwegs gewahrt.

Die vorliegende Arbeit befasst sich hauptsächlich mit der Stirnpartie der penninischen Decken. Die helvetische und ultrahelvetische Wurzelzone tangiert nur den W-Rand unseres Untersuchungsgebietes und ist vor allem im Raum östlich von Issert und Som la Proz gut aufgeschlossen. Den Hauptanteil des Terrains nehmen jedoch die frontalen, penninischen Deckenelemente ein. Sie sind hauptsächlich vertreten durch die Ferret-Schiefer, welche grossenteils die E-Seite des Val Ferret bilden, bei La Tessure über den Grat hinübergreifen und in nordöstlicher Richtung gegen Vichères hinunterziehen. Der östliche Teil des Arbeitsgebietes besteht aus der schmalen Zone der Tarentaise und – auf der W-Flanke der Combe de l'A – aus der externen Partie der Karbonzone.

III. Historischer Rückblick

In der geologischen Literatur nahm das schweizerische Val Ferret bis vor kurzem eine nur untergeordnete Stellung ein. Erst seit einigen Jahren bildet es Gegenstand von eingehenden Untersuchungen.

Immerhin finden sich bereits in der älteren geologischen Literatur zahlreiche bedeutende Hinweise und Erkenntnisse.

So erwähnt 1803 H.-B. de Saussure, dass die Kalke und Schiefer bei Ferret sich an die Urgesteinsmasse anlehnen und in beinahe vertikaler Schichtlage der N-Richtung folgen.

B. Studer bereiste mit Sismonda vor allem das italienische Val Ferret und ordnet 1851 die Schiefer im Ferrettal den «unteren Anthrazitschiefern» zu.

Auf Anregung von H. Gerlach befasst sich 1867 A. Favre mit dem geologischen Aufbau des unteren Val Ferret und der Combe de l'A. Im Aufstieg von

Praz-de-Fort zur Alp Sasse stösst dieser ausgezeichnete Beobachter auf Breccien und tonige Schiefer. Diese tonigen Schiefer vergleicht er – 60 Jahre vor H. SCHOELLER! – mit ähnlichen Ablagerungen bei Moûtiers in der Tarentaise. Über Sasse und am Revedin beschreibt er Anthrazitlager. Für die Schiefer östlich der Drance de Ferret und den anthrazitführenden externen Karbonrand nimmt er gesamthaft triasisches Alter an. Die Kalk- und Dolomitmassen über dem externen Karbonzug bringt FAVRE in Zusammenhang mit entsprechenden Sedimenten am Mt. Cenis und ordnet sie ebenfalls der Trias zu.

H. GERLACH erwähnt 1869 östlich von Courmayeur einen Gipszug. Nach langer Unterbrechung taucht dieses Element bei Branche und Issert wieder auf. Die Gipsmasse wird überlagert von einer 2–4 km mächtigen «Glanzschieferzone». Sie kann nach GERLACH von Courmayeur her in nördlicher Richtung bis über Riddes hinaus verfolgt werden. Darüber erscheinen triasische Pontiskalke und Quarzite, welchen eine mächtige Anthrazitzone auflagert. GERLACH stützt sich auf die Beobachtungen von B. STUDER und A. FAVRE; er nimmt für die «Glanzschieferzone» ebenfalls triasisches Alter an.

In den nächsten Jahrzehnten konzentrieren sich die Untersuchungen auf das italienische Val Ferret und dessen südliche Fortsetzung. Diese Forschungen finden ihren Niederschlag in den Arbeiten von M. BARETTI (1879), D. ZACCAGNA (1888), A. STELLA (1901, 1902), S. FRANCHI (1906, 1927), W. KILIAN und P. LORY (1906). Die Publikationen der genannten Autoren bilden einen vorläufigen Abschluss der Untersuchungen innerhalb der Zone von Courmayeur.

In den Walliser Alpen beginnt sich um die Jahrhundertwende die Deckenlehre durchzusetzen. Es sei hier an die klassische Publikation von E. ARGAND und M. LUGEON aus dem Jahr 1905 erinnert. Gleichzeitig mit der Aufgliederung des Westalpenbogens verlagert sich naturgemäss das Hauptgewicht der Untersuchungen auf tektonische Probleme. Dieser Umstand mag mit dazu beigetragen haben, dass auch in den folgenden Jahrzehnten kein Versuch unternommen wurde, die «Schistes lustrés» - Masse der Zone von Ferret stratigraphisch zu unterteilen. Eine Ausnahme bildet eine 1907 erschienene Arbeit von C. SCHMIDT. Dieser Autor behandelt darin nicht nur die regionale Geologie des Simplongebietes, sondern liefert darüber hinaus auch einen wertvollen Beitrag zur Kenntnis der «Schistes lustrés» i. a.

Von W nach E werden um 1910 folgende tektonische Elemente unterschieden:

1. Das Mt. Blanc-Massiv.
2. Die autochthone Sedimentbedeckung.
3. Die helvetischen Deckenwurzeln.
4. Die ultrahelvetischen Deckenwurzeln.
5. Die «Schistes lustrés» der Zone von Ferret.
6. Die frontale Partie der Bernhard-Decke.

E. ARGAND (1911 a) erwähnt das Vorkommen von Grüngesteinen innerhalb der Zone von Ferret; für die Ferret-Schiefer nimmt er auch in späteren Publikationen durchwegs liasisches Alter an. Nach A. FAVRE befasst sich erst N. OULIANOFF wieder eingehend mit dem geologischen Aufbau des Val Ferret (1934, 1941, 1953). Er analysiert vor allem die alpinen, tektonischen Bewegungen der

«Schistes lustrés». Wie die früheren Autoren zweifelt er aber an der Möglichkeit einer stratigraphischen Aufgliederung.

1929 veröffentlicht H. SCHOELLER eine ausführliche Arbeit über die «Nappe de l'Embrunais» im N des Arc. In einer weiteren Publikation parallelisiert er 1927 die Ferret-Schiefer mit dem damals noch ausschliesslich als Tertiär betrachteten Flysch der Tarentaise, d. h. er verlängert die «Nappe de l'Embrunais» über italienisches Gebiet bis ins Wallis hinein. Dieser Ansicht schliesst sich später auch F. HERMANN an.

R STAUB beschreibt 1938 in der Zone von Sitten bei Riddes Quarzite, welche lithologisch den Beverinquarziten Bündens entsprechen und von ihm deshalb der Kreide zugeordnet werden. 1942 überträgt er die Gliederung der Bündnerschiefer in Graubünden auch auf das Wallis. So nimmt er an, dass die Ferret-Schiefer im W-Abfall der Pierre Avoi eine durchgehende Schichtreihe von Lias bis zur Kreide umfassen.

W. NABHOLZ vergleicht 1944 die «Schistes lustrés»-Serien des Val Ferret mit ähnlichen Horizonten der Gravasserie und des Tommüllappens, also mit den höchsten Elementen der Adula-Decke. Östlich von Prayon entdeckt er fossilbelegten Lias mit *Gryphaea arcuata* LMK.

R. BARBIER befasst sich 1948 mit dem Aufbau der Subbriançonnais-Zone zwischen Arc und Isère. Von der Tarentaise aus verfolgt er den Verlauf der Subbriançonnais-Elemente nach N und ordnet 1951 die Zone von Sitten s. str. gesamthaft der «Nappe des Brèches de Tarentaise» zu.

Im Gebiet der Pierre Avoi unterteilt R. TRÜMPY 1951 die «Schistes lustrés» in zwei tektonische Haupteinheiten, in die Zone von Ferret und in die nördliche Fortsetzung der «Nappe des Brèches de Tarentaise». Die mächtige Schiefermasse der Ferret-Zone kann er in verschiedene durchgehende Serien aufgliedern. Auf Grund eines Orbitolinenfundes nimmt er für die ganze Ferret-Serie kretazisches Alter an. Die «Nappe des Brèches de Tarentaise» dagegen reicht vom Karbon bis in den Flysch hinauf und umfasst u. a. fossilbelegten Lias. R. TRÜMPY lehnt eine Parallelisierung der Ferret-Zone mit dem Flysch der Tarentaise – wie sie vor allem H. SCHOELLER und R. BARBIER propagieren – vollständig ab. 1955 veröffentlicht er eine weitere, ausführliche Arbeit über die Zone von Sitten-Courmayeur im oberen Val Ferret, unmittelbar südlich unseres Untersuchungsgebietes. Auch in diesem Raum können die zwei tektonischen Einheiten der «Zone de Ferret» und der «Nappe des Brèches de Tarentaise» unterschieden werden. Die Ausbildung der einzelnen Schichtglieder weicht nur wenig von jener des Pierre Avoi-Gebietes ab. Im Gegensatz zu seiner früheren Ansicht anerkennt R. TRÜMPY 1955 eine teilweise Parallelisierung der Ferret-Zone mit dem Flysch der Tarentaise, indem er mit R. BARBIER die Aroley-Kalke und die Marmontains-Quarzite mit entsprechenden Schichtreihen im Flysch der Zone der Tarentaise korreliert. Diese Korrelation beruht teilweise auf neuen Untersuchungsergebnissen italienischer Geologen in der eigentlichen Zone von Courmayeur; die zwischen 1951 und 1957 erschienenen Arbeiten von M. B. CITA, sowie von GIULIO und PIERO ELTER zeugen von einer regen Forschungstätigkeit in jenem Gebiet.

In seiner Dissertation behandelt M. BURRI 1958 die Zone von Sitten-Courmayeur im N der Rhone bis nach Siders. Er kann auch dort den gleichen geo-

logischen Aufbau wie in der Pierre Avoi nachweisen. Das Untersuchungsgebiet für eine weitere, noch unveröffentlichte Publikation dieses Verfassers liegt am Six Blanc zwischen der Drance de Bagnes und der Drance d'Entremont. Somit bezweckt die vorliegende Arbeit, die neuen Forschungsresultate innerhalb des schweizerischen Anteils der Zone von Sitten-Courmayeur abzurunden und den nördlichen Anschluss an das Kartenblatt Gd. St-Bernard (1958) herzustellen.

B. STRATIGRAPHIE

I. Helvetische und ultrahelvetische Wurzelzone

a. Allgemeines

Die triasischen und jurassischen Sedimente am W-Rand des Untersuchungsgebietes beschränken sich auf die obere Partie der helvetischen Deckenwurzeln sowie auf die ultrahelvetische Wurzelzone. Somit kann es sich im Folgenden nur um einen kurzen Überblick handeln. Im übrigen möchten wir auf die Untersuchungen von N. Oulianoff und R. Trümpy verweisen. Aber auch die ausfürlichen Arbeiten der italienischen Geologen, vor allem von M. B. Cita (1953) und von G. Elter (1954) sollen hier erwähnt werden.

b. Die einzelnen Schichtglieder

1. Trias

Triasablagerungen kommen nur im ultrahelvetischen Bereich vor. Südlich von P. 1820 bei Le Clou folgen über brandschwarzen Aalenianschiefern:

1. 12 m bröckelige Dolomite, hellgrau im frischen Bruch und gelbbraun in der Anwitterung.
2. 0,7 m plattige, marmorisierte Kalke, grau im frischen Bruch und braun in der Anwitterung.
3. 2 m feinporöse Rauhwacke.

Die Dolomite (1) und die Plattenkalke (2) dürften der Mitteltrias angehören.

In den ultrahelvetischen Triasbändern weiter im N schieben sich ferner seifig anzufühlende, gelbgrüne Tonschiefer und weisse, reine Gipse ein. Eine bedeutende, bis 80 m mächtige Gipsmasse ist namentlich nordöstlich von Issert angehäuft. Dort treten ebenfalls hellgraue Dolomitlagen auf, doch erscheint die Schichtfolge infolge der Diapirwirkung des Gipses stark gestört.

2. Lias

Liasgesteine fehlen hier in den helvetischen Deckenwurzeln und sind nur in der ultrahelvetischen Zone aufgeschlossen. Die intensive Verschuppung verunmöglicht die Aufnahme eines Normalprofils. Die Liasschichten bestehen hauptsächlich aus grauen, leicht kieseligen Plattenkalken von bräunlicher Anwitterungsfarbe. Diese feinkörnigen Kalke enthalten einzelne Echinodermentrümmer. Daneben schalten sich dunkelgraue Mergelschiefer ein.

Nordöstlich von P. 1688 bei La Fouly folgen über den Plattenkalken 10 m massige Kieselkalkbänke. Sie erscheinen blaugrau im frischen Bruch und weisen

bräunliche Anwitterungsflächen auf, welche oberflächlich häufig entkalkt sind. Die Fazies dieser massigen – wahrscheinlich mittelliasischen – Kieselkalke klingt stark an jene der «dalles de Sembrancher» an. Der Übergang zu den hangenden Aalenianschiefern ist nicht aufgeschlossen.

3. Aalenian

Sowohl in der helvetischen Wurzelzone wie auch im ultrahelvetischen Bereich ist das Aalenian vertreten durch schwarze, eisenschüssige Tonschiefer von braunschwarzer Anwitterungsfarbe. Diese karbonatarmen Schichten enthalten zahlreiche Quarzkonkretionen und sind vor allem im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes weit verbreitet.

4. Dogger

In den höheren Teilen der helvetischen Wurzelzone folgen nördlich von Issert von unten nach oben:

1. 8 m schwarze Aalenianschiefer.
2. 15 m graue, leicht sandige Kalke, welche dünnplattig ausgebildet sind und an den Trennungsflächen häufig serizitisierte Tonhäute aufweisen.
   Diese hellgrau bis leicht bräunlich anwitternden Kalke werden allmählich massiger und enthalten in der obersten Partie spätige Lagen.

Im DS zeigt es sich, dass diese Spatkalke feinlagig ausgebildet sind und hauptsächlich aus hypidiomorphen, ineinander verzahnten Kalzitindividuen bestehen. Einzelne, mit der Schichtrichtung übereinstimmende Zonen sind gröber kristallisiert, und auf diese Partien auch konzentriert sich das Vorkommen einiger Nester von zertrümmerten Quarzkörnern. Neogene Albite sind selten. Diese feiner oder gröber kristallisierten Kalzitlagen werden unterbrochen von opaken tonreichen Partien, welche stellenweise leicht serizitisiert sind und zahlreiche, schichtweise angeordnete Pyritwürfel enthalten. Verschiedene Echinodermentrümmer runden das Bild ab und zeigen, dass es sich beim vorliegenden Gestein um einen leicht tonigen Spatkalk des oberen Bajocian handeln dürfte.

Es erfolgt ein Übergang zu

3. 8 m leicht sandige, graue Mergelkalke von hellgrauer Anwitterungsfarbe.
4. 15 m graue, mergelige Tonschiefer von glänzendgrauer Anwitterungsfarbe.

Im DS dominieren die tonigen, teilweise serizitisierten Partien. Daneben erscheinen in einer hauptsächlich aus Kalzit bestehenden «Grundmasse» grössere, an den Rändern leicht resorbierte Kalzitrhomboeder, sowie vereinzelte Nester von kleinen Quarzkörnern. Kleine, meist limonitisierte Pyritwürfel verleihen dem Gestein stellenweise eine bräunliche Färbung.

Da bestimmbare Fossilien fehlen, sind wir auch hier auf lithologische Vergleiche angewiesen. Danach würde 2 dem Bajocian entsprechen, während 3 und 4 dem Callovo-Oxfordian zuzuordnen wären. Wahrscheinlich gehört die untere Partie von 3 noch dem Bathonian an.

Ein weiteres, gut begehbares Profil ist unmittelbar östlich von Som la Proz aufgeschlossen. Dort lassen sich in einer Verkehrtserie folgende Schichtglieder erkennen:

1. 10 m leicht sandige Plattenkalke, im oberen Teil spätig ausgebildet mit vereinzelten Echinodermentrümmern: Bajocian.
2. 8 m graue Mergelschiefer und dünnbankige Mergelkalke mit einzelnen Einlagerungen von schwarzen Tonschiefern: Callovo-Oxfordian.

In der ultrahelvetischen Wurzelzone tritt der Dogger nur selten an die Oberfläche. Östlich von P. 1594 bei La Fouly gehören etwa 5 m graue, sandige Mergelschiefer wahrscheinlich dieser Abteilung an.

Weiter im N lassen sich keine entsprechenden Ablagerungen mehr auffinden; die im oberen Val Ferret mächtig entwickelte «zone intermédiaire» (R. TRÜMPY, 1955a) mit ihren Aalenian- und Doggerpaketen scheint dort zu fehlen.

5. Malm

In beiden, oben beschriebenen Profilen von Issert und Som la Proz folgen abschliessend über dem Callovo-Oxfordian:

1. Ca. 2 m graue, leicht gelblich anwitternde Plattenkalke, allmählich übergehend in
2. Ca. 3 m grauer, dichter Kalk, von massiger Ausbildung, beim Anschlagen leicht stinkend.

Bei 1 dürfte es sich um Argovian handeln, welches überleitet zu massigem Malmkalk (2).

Diese morphologisch deutlich hervortretende Malmbank bildet wohl das jüngste Schichtglied innerhalb der helvetischen Wurzelzone. Zwischen ein verdoppeltes Malmband schieben sich allerdings im NE von Issert 0,5 m graue, matte Mergelschiefer ein. Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese lokal erhaltene Schieferzone bereits dem unteren Valanginian angehört. In den ultrahelvetischen Deckenwurzeln fehlen entsprechende Ablagerungen.

c. Faziesvergleiche zwischen helvetischem und ultrahelvetischem Bereich

Die obere Partie der helvetischen Deckenwurzeln umfasst ausschliesslich Sedimente von Aalenian- bis Malmalter; die ultrahelvetische Wurzelzone dagegen reicht von der Trias hinauf bis in den Dogger. Faziell lassen sich also nur die den beiden Einheiten gemeinsamen Aalenian- und Doggerablagerungen miteinander vergleichen. Das Aalenian besteht in beiden Einheiten aus schwarzen, eisenschüssigen Tonschiefern. Der Dogger hingegen ist in der ultrahelvetischen Zone bedeutend schiefriger und mergeliger ausgebildet als im helvetischen Bereich.

II. Die Zone von Som la Proz

Östlich von Issert und Som la Proz erscheint über der ultrahelvetischen Gipsmasse zusammen mit grauen Kalkbänken und Mergelschiefern ein etwa 4 m mächtiger Kristallinspan (Koord. 576500/95 850/1190). Es handelt sich um einen Muskovitchloritgneis. Es war gegeben, den Kristallinspan, sowie die grauen Kalke und Mergel als selbständige Einheit zwischen den ultrahelvetischen Deckenwurzeln und der Ferret-Zone auszuscheiden. Infolge der guten Aufschlussverhältnisse östlich von Som la Proz wählen wir für die Bezeichnung der Zone diesen Ortsnamen.

a. Das Kristallin

Der etwa 4 m mächtige Kristallinspan wird von einem grünlichen Muskovitchloritgneis gebildet.

U. d. M. lässt sich eine lepidoblastische Struktur erkennen. Der bedeutende Glimmeranteil besteht aus eigentlichem Muskovit und nicht, wie wir zuerst vermuteten, aus ausgebleichtem Biotit. Die Muskovitblättchen weisen oft Mikrofältelungen auf und werden von Scherflächen durchzogen. Zirkon- und Apatiteinschlüsse sind häufig. Als Zersetzungsprodukt sind grüne Chloritschuppen vor allem an den Muskoviträndern angereichert. Der rekristallisierte Quarzanteil zeigt häufig Trümmerstruktur. In den Spaltrissen der teilweise resorbierten Albite finden sich vielfach kleine Muskovitblättchen. Lokal erscheint auch Titanit. Vereinzelte grüne Turmaline und etwas Kalzit, welcher aber nachträglich aus der karbonatreichen Umgebung eingedrungen ist, runden das Bild ab.

Diese Muskovitchloritgneise umschliessen bei Issert einen linsenförmigen Granitblock von ca. 80 cm Länge und 50 cm Durchmesser. Es handelt sich um einen chlorit- und albitführenden Muskovitgranit.

Im DS besteht das Gestein hauptsächlich aus einem mosaikartigen Gefüge von Quarz und Albit. Der teilweise kataklastische Quarz löscht ausgesprochen undulös aus. Die Albite weisen häufig Zersetzungserscheinungen auf, wobei sich an den Rändern und in den Spaltrissen grüne Chloritschuppen anhäufen. Daneben kommen vereinzelte Muskovitblättchen mit Apatit- und Zirkoneinschlüssen vor.

Neben diesem Granitblock treten, vor allem östlich von Som la Proz, weitere komponentenartige Linsen auf, welche aber nachträglich aus einer Sammelkristallisation hervorgegangen sind. Die Möglichkeit, dass der Gneis einen tektonisch verschieferten Granit darstellt, darf ausgeschlossen werden.

b. Die Kalk- und Mergelschiefer

Der Kristallinspan wird von grauen Kalklagen und Mergelschiefern umgeben. Unter den Gneisen stehen graue, pyritreiche Mergelschiefer in Wechsellagerung mit reinen, dm-mächtigen Kalkbänken, welche nur vereinzelte Serizitschuppen und Quarzkörner enthalten. Über dem Kristallin dominieren leicht sandige Mergelschiefer. Diese wenig typischen Ablagerungen sind nur zwischen Issert und Orsières aufgeschlossen. Über das Alter lassen sich lediglich Vermutungen anstellen. Die Schiefer halten einen Vergleich mit den ultrahelvetischen Sedimenten nicht aus. Sie klingen eher an gewisse, vielleicht unterkretazische Gesteinstypen in der basalen Partie der Ferret-Zone an.

III. Die Ferret-Zone

a. Zur Aufgliederung der Ferret-Schiefer

Der Begriff «Ferret-Schiefer» geht unseres Wissens auf B. Studer zurück. Er beschreibt 1851 (Bd. I, p. 365) die «vertical neben dem Gneis fortstreichenden Schiefer des Col de Ferret und des wallisischen Ferretthales», welche er der «Unteren Anthracitbildung beiordnet». Dieser mächtige Schieferkomplex wird im 19. Jahrhundert meist gesamthaft der Trias zugeordnet; nach 1900 wird allgemein ein liasisches Alter postuliert (vgl. p. 39/40). R. Staub (1938, 1942) vermutet dagegen auch die Anwesenheit von jüngeren, kretazischen Sedimenten.

R. Trümpy unterteilt 1952 die Ferret-Zone im Gebiet der Pierre Avoi in verschiedene Schichtglieder. Wir geben hier in stark gekürzter Form seine Schicht-

beschreibungen wieder (1952; p. 342). Es folgen über der ultrahelvetischen Wurzelzone:

1. Trias:

Sehr geringmächtig (Rauhwacke, grüne Schiefer). Lokal graue Kalkschiefer (Jura?).

2. Untere Schiefer und untere Sandsteine:

«Kartonartige» Schiefer (200–500 m) und lagige bis massige Sandsteinbänke. Lokal Basiskonglomerate.

3. Mittlere Kalkschiefer (500–700 m):

Graue, kieselige Kalkschiefer in Wechsellagerung mit ton- und kalkreichen Lagen. Serizit verbreitet. Einlagerung von Tüpfelschiefern.

4. Aroley-Schichten (Mächtigkeit um 400 m):

Charakteristisch blaue, teilweise spätige Kalke. Kalke häufig mikrobrecciös mit zahlreichen Trümmern von Dolomit, Kalk etc. Kalkbänke vor allem im oberen Teil massig ausgebildet mit eigentlichen Konglomeratlagen (Durchmesser der Komponenten bis 10 cm). Anteil an Kristallingeröllen gering. Im unteren Teil Vorherrschen von dunkeln, quarzitischen Sandsteinen. Mikrobrecciöse Kalke mit Fossilresten; wichtig das Vorkommen von kleinen, konischen Orbitolinen. Aroley-Schichten demnach kretazisch, vermutlich Urgon.

5. Schwarze Schiefer und eisenschüssige, feinkörnige Quarzite (50 bis 120 m): Mittlere Kreide (?)

6. Die Schichten von St.-Christophe:

Plattig ausgebildete Sandkalke mit Übergängen zu kalkigen, sehr glimmerreichen Quarziten. Wenige Einschaltungen von Tonschiefern.

1955 kann R. Trümpy diese Schichtfolge auch im oberen Val Ferret nachweisen. Dabei gliedert er die Aroley-Serie s. l. (4) in drei weitere Schichtglieder auf; es folgen von unten nach oben:

1. Vatse-Schichten: Teils kieselige und sandige Kalkschiefer, sowie mikrokonglomeratische Kalke.
2. Peula-Schichten: Dunkle Tonschiefer, plattig ausgebildete Quarzite und polygene Konglomeratschiefer.
3. Aroley-Schichten s. str.: Massige, häufig mikrobrecciöse und brecciöse Kalke.

Für die schwarzen Schiefer und die eisenschüssigen Quarzite (5) wird 1955 die Bezeichnung «Marmontains-Schichten» eingeführt (p. 334).

Auch im unteren Val Ferret ziehen verschiedene Quarzit- und Konglomerathorizonte durch. So stellte sich die Frage, ob der Gliederungsversuch R. Trümpy's hier ebenfalls einer eingehenden Untersuchung standhalten würde. Die Behandlung dieses Problems stellt einen Hauptpunkt der vorliegenden Arbeit dar.

Wir möchten noch vorausschicken, dass in den Profilbeschreibungen häufig «Mikrokonglomerate» und «Konglomerate» beschrieben werden. Als Mikrokonglomerate bezeichnen wir Ablagerungen mit Komponentengrössen bis zu 4 mm. Es

ist eine Ermessensfrage, ob man – vor allem in den Aroley-Schichten – von Breccien oder Konglomeraten sprechen will. Da aber die i. a. abgeplatteten Gerölle meist eine deutliche Rundung aufweisen, welche allerdings z. T. tektonisch bedingt ist, ziehen wir den Begriff «Konglomerat» vor[1]).

b. Die basale Schuppenzone

Die geringmächtige basale Partie der Ferret-Zone zeichnet sich durch einen Schuppenbau aus, an welchem neben Triasgesteinen auch tonige Kalkschiefer beteiligt sind. Die intensive Verschuppung verunmöglicht die Aufnahme eines Normalprofils, so dass wir uns auf die Beschreibung der verschiedenen Gesteine beschränken müssen.

1. Trias

Es lassen sich folgende Gesteinstypen auseinanderhalten:

1. Hellgraue, gelbbraun anwitternde Dolomitlagen mit bedeutendem Pyritgehalt.
2. Gelbe oder grünliche Pelite, welche als seifig anzufühlende Schiefer oder als kompakte, kieselreiche Tonsteine mit hohem Pyritgehalt auftreten.
3. Gelbe, brecciöse Rauhwacke.

U. d. M. überwiegt in den Rauhwacken der Kalzitanteil. Die Grösse der Kalzitplättchen erreicht häufig mehrere mm. Quarzkörner erscheinen nur selten. Fragmente von Tonschiefern und Dolomit sind häufig. Stellenweise treten zahlreiche neogene Albite auf. Typisch ist auch der hohe Pyritgehalt.

Eine zellig ausgebildete Rauhwacke nordöstlich von Issert enthält ein dolomitreiches Septenmaterial, während die Füllmasse hauptsächlich von Kalzit gebildet wird.

4. Unreiner Gips mit Karbonatfragmenten.

Im E von La Fouly besteht das interne Triasband hauptsächlich aus Rauhwacke. Gips ist nicht vorhanden. Nordöstlich von P. 1688 dagegen dominiert im gleichen Horizont Gips. Möglicherweise sind also hier Gips und Rauhwacke stratigraphisch miteinander verknüpft. Das sporadisch gehäufte Auftreten von Gips ist wohl durch das besondere tektonische Verhalten dieses extrem inkompetenten Materials bedingt.

2. Die Mergelschiefer und Kieselkalke

Zusammen mit den Triasbändern kommen dunkelgraue Mergelschiefer und graue Kieselkalklagen vor. An Neubildungen sind einzelne Albite zu erwähnen. Nordöstlich von Issert lässt sich über der höchsten Triaseinschaltung ein allmählicher Übergang dieser Mergelschiefer und Kieselkalke in die unteren Sandsteine feststellen. So liegt die Vermutung nahe, dass diese Gesteine dem basalen – vielleicht unterkretazischen – Teil der Ferret-Normalserie entstammen und mit den Triashorizonten ein Schuppenwerk bilden. Die Gesamtmächtigkeit der basalen Schuppenzone beträgt maximal 20 m.

---

[1]) In Gesteinsserien von der Art der «Bündnerschiefer» ist man oft im Zweifel, ob man die Nomenklatur für sedimentäre oder für metamorphe Bildungen anwenden will. Wir haben in der Regel den sedimentären Bezeichnungen den Vorzug gegeben.

Die « Schistes de la série basale » (R. TRÜMPY 1955a) konnten wir nicht auffinden. Auch die Mergel- und Kalkschiefer der Zone von Som la Proz (p. 44) kommen als lithologisches Äquivalent kaum in Betracht.

e. Die untere Partie der Ferret-Schiefer

1. Die basalen Mikrobreccien und die albitreichen Kalke

Mikrobreccien und albitreiche Kalke bilden geringmächtige, aber charakteristische Horizonte an der Basis der Ferret-Zone. Sie liegen meist im Bereich einer dichten Quartärbedeckung und sind deshalb nur lokal aufgeschlossen.

Nordöstlich von P. 1820 auf Le Clou folgen über der brecciösen Rauhwacke des internen Triasbandes:

1. 2 m graue, leicht sandige Mergelschiefer mit zahlreichen Pyritwürfeln.
2. 0,1 m einer mikrobrecciösen Lage. In einem kalkig-sandigen Bindemittel sind kleine Dolomittrümmer eingebettet.
3. Graue, sandige Mergelschiefer, welche nach wenigen m in die unteren Sandsteine übergehen.

Unmittelbar im S fehlen die Mikrobreccien: Direkt über der Rauhwacke setzt eine ca. 1 m mächtige Lage von albitreichen Kalken ein. Diese eigenartigen Gesteine werden auch im oberen Val Ferret von N. OULIANOFF (1953) und R. TRÜMPY (1955a) beschrieben.

U. d. M. zeigen diese albitführenden Kalke ein Vorherrschen des Kalzitanteils. Auch serizitisierte Tonhäute sind häufig, während Quarzkörner nur vereinzelt vorkommen. Die zahlreichen Albite, welche makroskopisch als kleine Knoten hervortreten, erreichen Durchmesser bis 2 mm. Die durchschnittliche Grösse beträgt etwa 1 mm. Teilweise erscheinen diese Albite gedreht. Einschlüsse von Kalzit und Chlorit weisen auf den neogenen Ursprung dieser Feldspäte hin.

Weiter im N treten entsprechende Gesteine erst wieder östlich von Som la Proz hervor. In der Schuttrinne südöstlich dieser Ortschaft folgen auf 1200 m von unten nach oben:

1. 0,3 m brecciöse Rauhwacke.
2. 0,5 m grüngelbe, seifig anzufühlende Tonschiefer. 1 und 2: Trias.
3. 0,5 m ausgewalzte, graue Mergelschiefer.
4. 0,7 m einer mikrobrecciösen Kalklage.

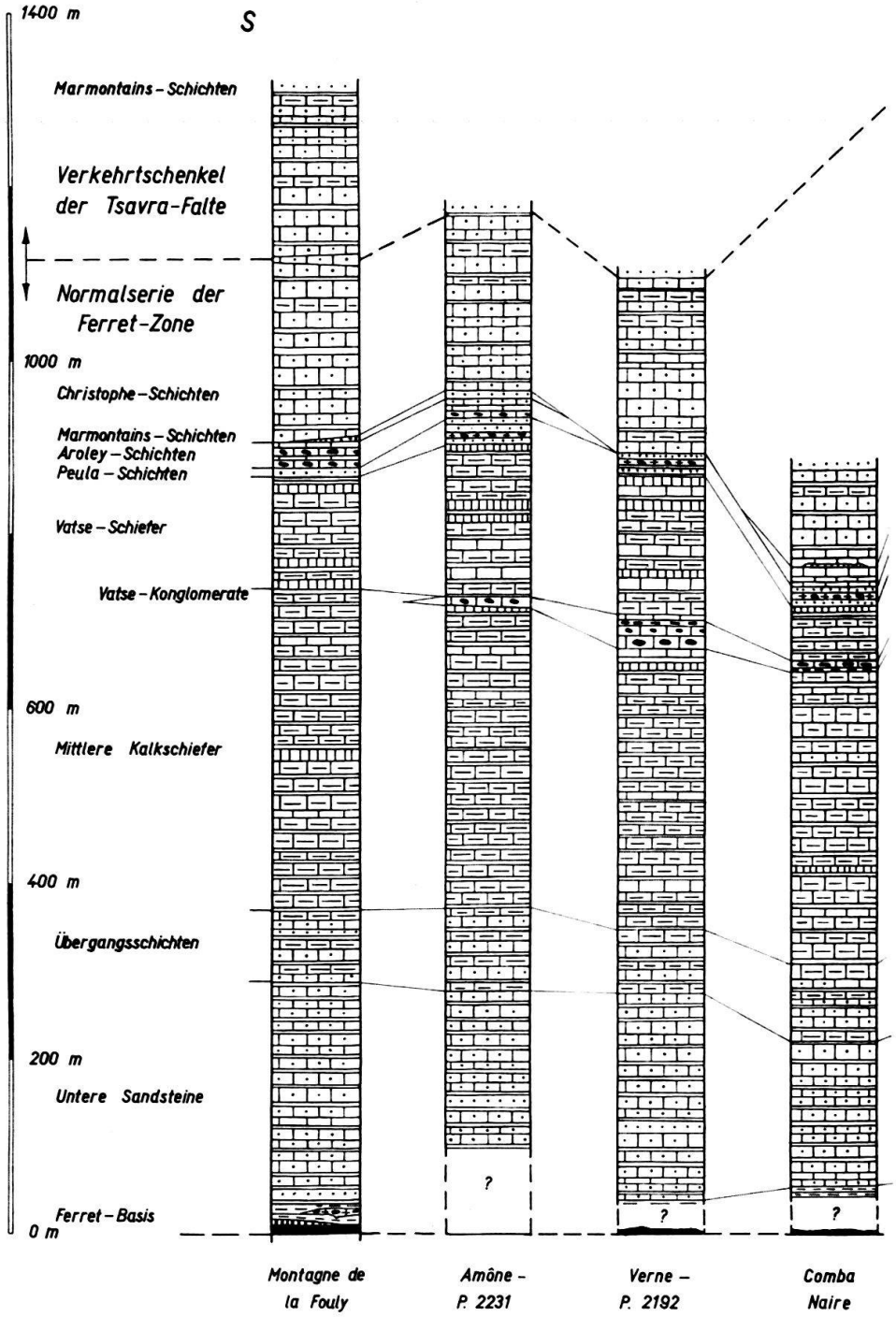
Im DS erscheinen neben Kalzit undulös auslöschende Quarzkörner (D meist um 0,2 mm). Neogene Albite mit zahlreichen Karbonateinschlüssen sind häufig; der Durchmesser beträgt i. a. etwa 1 mm. An Neubildungen lassen sich ferner Serizit, Apatit, Zirkon und selten auch Zoisit erkennen. Dieses Bindemittel umgibt bräunliche, limonitisierte Dolomitgerölle in der Grössenordnung von 2–8 mm. Die eckigen Formen der Dolomittrümmer rechtfertigen die Bezeichnung «Mikrobreccie».

5. 0,2 m kalkiger Sandstein von massiger Ausbildung. An der Anwitterungsfläche dieser Sandsteinbank lässt ein sauberes «graded bedding» auf eine Normalposition dieser Schichten schliessen.
6. 30 m graue, pyrithaltige Mergelschiefer mit einzelnen Quarzitlagen. Es erfolgt ein allmählicher Übergang in die unteren Sandsteine.

Im N dieses Aufschlusses finden sich im Schutt Bruchstücke von albitreichen Kalken. Anstehend konnten wir jedoch diesen Gesteinstyp nicht auffinden.

2. Die unteren Sandsteine und Schiefer

Die unteren Sandsteine ziehen ohne nennenswerte Faziesschwankungen von La Fouly bis nach Orsières durch und lassen sich allgemein in 3 Gruppen aufteilen:



1. Ca. 50 m, z. T. leicht sandige Mergelschiefer. An der Basis schieben sich häufig einige Quarzitbänke ein.
2. Eine über 200 m mächtige Wechsellagerung von tonig-sandigen Kalkschiefern und massiger ausgebildeten, kalkigen Sandsteinbänken.
3. Eine 50–100 m mächtige Übergangszone zwischen unteren Sandsteinen und mittleren Kalkschiefern.

Diese drei Gruppen gehen fliessend ineinander über, so dass eine exakte Grenzziehung verunmöglicht wird. Charakteristisch für den ganzen Komplex sind neben

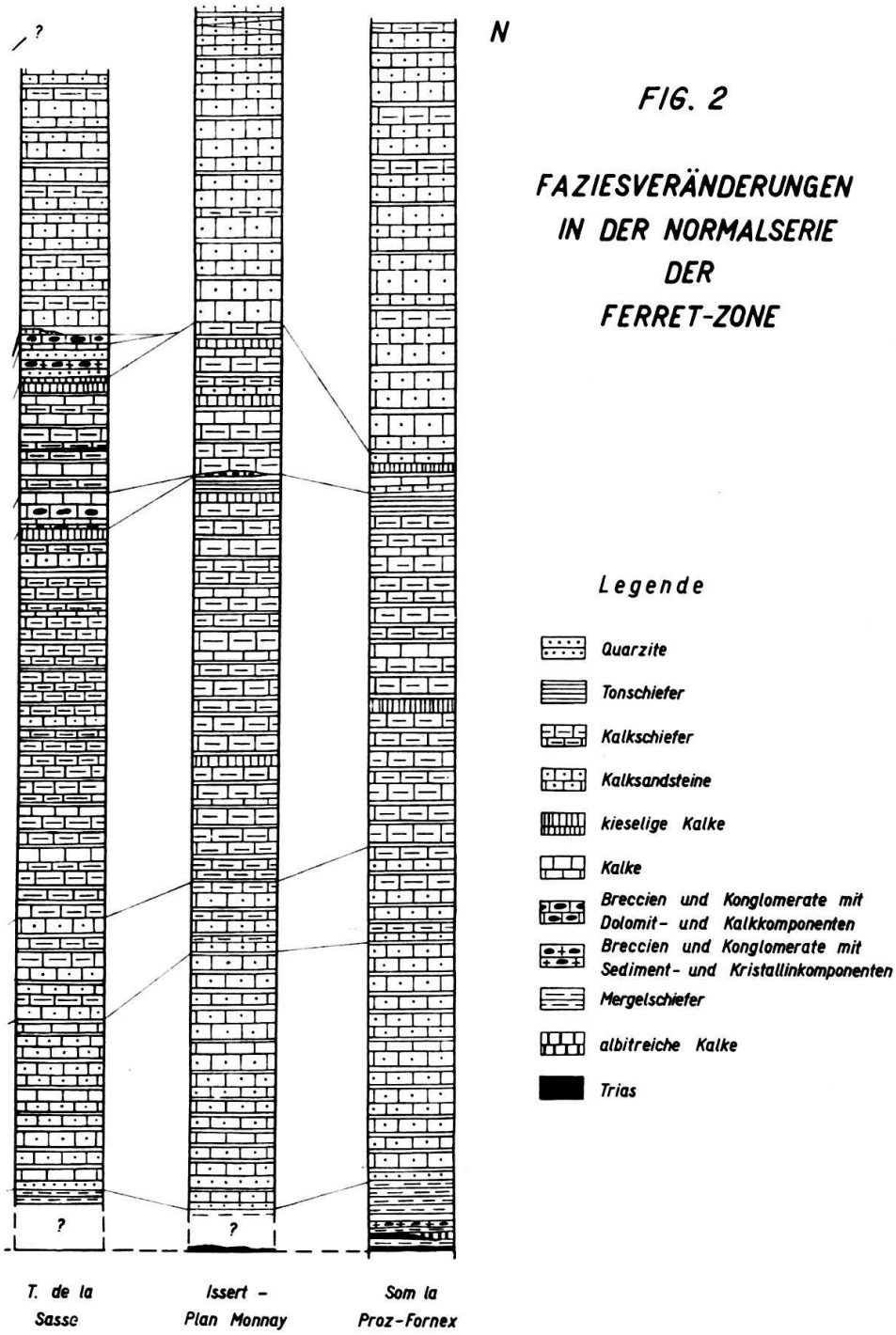


FIG. 2

FAZIESVERÄNDERUNGEN IN DER NORMALSERIE DER FERRET-ZONE

dem hohen Pyritgehalt zahlreiche Linsen von Quarz, Kalzit und Ankerit. Diese Konkretionen sind mit ganz vereinzelten Ausnahmen konkordant zum Schichtverband angeordnet.

Im Gegensatz zur Hauptpartie ist der untere Teil (1) mit Ausnahme der basalen Quarzitbänke schieferig ausgebildet. Die Mergelschiefer dieser unteren Gruppe erscheinen grau im fr. Br. und wittern braunschwarz an. Der Kalkgehalt nimmt allgemein gegen oben ab, der Ton- und auch der Pyritanteil dagegen stark zu; es schieben sich vermehrt Tonlagen ein, welche allmählich sandiger werden und zur nächsten Gruppe (2) überleiten.

Die monotone Ausbildung der Hauptpartie (2) geht aus Detailprofilen sehr deutlich hervor. So ist südlich von Orsières bei P. 936 an der Drance d'Entremont von unten nach oben folgende Schichtfolge verwirklicht:

1. 8 cm lentikuläre Quarzansammlung (Länge der Linse 35 cm, Durchmesser 8 cm).
2. 15 cm graue, tonig-sandige Kalkschiefer. Diese spröden, brüchigen Schiefer enthalten zahlreiche limonitisierte Pyritwürfel, so dass die Anwitterungsfläche von zahlreichen «Rostflecken» bedeckt ist.
3. 8 cm kompakte, kalkige Sandsteinlage, hellgrau im fr. Br. und braun in der Anwitterung.
4. 20 cm tonig-sandige Kalkschiefer (= 2).
5. 2,5 cm kompakte, kalkige Sandsteinlage (= 3).
6. 4 cm tonig-sandige Kalkschiefer.
7. 7,5 cm kompakte, kalkige Sandsteinlage.
8. 4 cm tonig-sandige Kalkschiefer.
9. 2 cm kompakte, kalkige Sandsteinlage.
10. 20 cm tonig-sandige Kalkschiefer.
11. 30 cm lentikuläre Quarz-Ankerit-Einschaltung (Länge der Linse 75 cm, Durchmesser 30 cm).

Diese eintönige Wechsellagerung ist in der gesamten Schichtgruppe 2 verwirklicht, wobei im unteren Teil die spröden tonig-sandigen Kalkschiefer dominieren, in der oberen Partie hingegen die kompakten Kalksandsteinlagen.

Aus Dünnschliffen geht hervor, dass die tonig-sandigen Kalkschiefer in der Regel über 40% Quarz enthalten. Der Kalzitanteil schwankt um 50%, kann aber stellenweise über 60% betragen. Häufig sind serizitisierte Tonschmitzen, welche von limonitisierten Pyritwürfeln durchsetzt sind. Als Neubildungen kommen einzelne Albite vor.

Der Quarzanteil der Kalksandsteine beträgt ungefähr 40%. Der Durchmesser der Quarzkörner schwankt um 0,3 mm; Trümmerstrukturen sind häufig. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Kalzitindividuen weisen oft leichte Verbiegungen auf. Der Tongehalt ist unbedeutend. Hingegen sind Pyritwürfel zahlreich vertreten.

Aus der monotonen Wechsellagerung von Kalkschiefern und kalkigen Sandsteinlagen entwickelt sich allmählich die Übergangszone (3) zu den mittleren Kalkschiefern. Diese dritte Schichtgruppe unterscheidet sich im wesentlichen durch folgende Merkmale von der Hauptpartie (2):

a) Die relativ massigen, kalkigen Sandsteinbänke überwiegen. Morphologisch tritt diese Übergangszone deshalb durch die Bildung einzelner Felswände hervor.

Auch erscheinen die Gesteine im fr. Br. etwas dunkler, in der Anwitterung dagegen heller als die typischen unteren Sandsteine.

b) Neben spröden, tonig-sandigen Kalkschiefern kommen weiche, «samtige» Tonschieferlagen vor.

c) Der Tonanteil und auch der Pyritgehalt nehmen allmählich ab.

Diese bis 100 m mächtige Übergangszone verunmöglicht im Gegensatz zu den Verhältnissen im Pierre Avoi-Gebiet (R. TRÜMPY 1952), aber im Einklang mit denjenigen im oberen Val Ferret, eine exakte Grenzziehung der unteren Sandsteine gegenüber den mittleren Kalkschiefern.

3. Die mittleren Kalkschiefer

Im Vergleich zu den unteren Sandsteinen sind die mittleren Kalkschiefer homogener ausgebildet. Sie zeigen aber ebenfalls eine durchgehende, monotone Wechsellagerung.

Detailprofile verschiedener Lokalitäten weichen kaum voneinander ab und ermöglichen keine weitere Aufgliederung dieses 400–500 m mächtigen Komplexes. Die monotone Faziesentwicklung ist aus dem folgenden, typischen Detailprofil ersichtlich. Es stammt aus der Mittelpartie der Kalkschiefer und ist auf 1660 m in der Comba Naire östlich von Branche aufgeschlossen. Wir erkennen von unten nach oben:

1. 4 cm Quarz-Ankerit-Ansammlung von hellbrauner Anwitterungsfarbe (Länge der Linse 12 cm, Durchmesser 5 cm).
2. 5 cm leicht kieselig-sandige Kalkbank, grau im fr. Br., und hellgrau bis bräunlich in der Anwitterung. Diese massiger ausgebildete Partie enthält nur wenig Pyrit.
3. 3 cm kieselig-sandige Kalkschiefer, dunkelgrau im fr. Br. und graubraun in der Anwitterung. Diese Schiefer sind kompakter ausgebildet als die tonig-sandigen Schiefereinlagerungen der unteren Sandsteine. Sie bestehen aus ca. 5 mm breiten Lagen, welche durch serizitisierte Tonhäute voneinander getrennt sind.
4. 4 cm Quarz-Ankerit-Einschaltung (Länge der Linse 18 cm, Breite 4 cm).
5. 8 cm kieselig-sandige Kalkschiefer (= 3).
6. 0,5 cm weiche, graue Tonschiefer von samtartigem Habitus.
7. 10 cm massiger ausgebildeter, kieselig-sandiger Kalk, welcher aus drei Bänken von 3–4 cm Mächtigkeit besteht.
8. 5 cm kieselig-sandige Kalkschiefer.
9. 3 cm massig ausgebildeter kieseliger Kalk.
10. 2 cm weiche, graue Tonschiefer (= 6). Seitlich keilt diese Einlagerung auf eine Distanz von 50 cm aus.
11. 3,5 cm massig ausgebildeter kieselig-sandiger Kalk, im oberen Teil mit einer ca. 2 cm mächtigen Einlagerung von «Tüpfelschiefern».

Die Schichtfolge besteht also im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von kieselig-sandigen Kalkschiefern und massiger ausgebildeten Kalkbänken. Diese Wechsellagerung wird aufgelockert durch die Einschaltung von Quarz-Ankerit-

Konkretionen und weichen grauen Tonschieferlagen. Eine derartige Abfolge ist in den mittleren Kalkschiefern durchwegs verwirklicht, wobei allerdings der Raumanteil der verschiedenen Gesteinstypen gewissen Schwankungen unterworfen ist: In der unteren Partie überwiegen volumenmässig die kieselig-sandigen Kalkschieferlagen (3) mit durchschnittlich 40–45% vor den kieselig-sandigen Kalkbänken mit 35–40% und den Kalzit-, Quarz- und Ankerit-Ansammlungen mit ungefähr 10–20% Raumanteil. Gegen oben treten die Kalkschiefer zugunsten der Kalkbänke leicht zurück; in der oberen Partie der mittleren Kalkschiefer lässt sich i. a. folgende Raumaufteilung feststellen (Comba Naire, Torrent de la Sasse etc.):

Kieselig-sandige Kalkbänke ca.	50%
Kieselig-sandige Kalkschiefer	30–40%
Kalzit-, Quarz- und Ankerit-Einschaltungen	10–15%

Die grauen, weichen Tonschieferlagen nehmen einen nur unbedeutenden Raumanteil ein, obwohl sie vor allem im oberen Teil der Serie an Bedeutung gewinnen.

DS zeigen, dass die kieselig-sandigen Kalkbänke zu etwa 70% aus Kalzit bestehen. Die Kalzitindividuen weisen eine ausgesprochene Pflasterstruktur auf. Der Quarzgehalt schwankt meist um 20% und übersteigt nur selten 30%. Die Quarzindividuen zerfallen in zwei Gruppen:

a) Zertrümmerte, hypidiomorphe bis xenomorphe Quarzkörner (D max. 0,2 mm).
b) Kleinere abgerundete Körner als Einschlüsse innerhalb von Kalzitindividuen.

Die detritische Herkunft des Quarzes steht in den mittleren Kalkschiefern nicht durchwegs fest (vgl. R. Trümpy 1955a). Diesen Verhältnissen sucht die Bezeichnung «kieselig-sandig» gerecht zu werden. Der Anteil an serizitisierten Tonschmitzen und auch der Pyritgehalt ist unbedeutend. Neogener Albit kommt nur ganz vereinzelt vor.

Die kieselig-sandigen Kalkschiefer lassen u. d. M. ebenfalls ein Vorherrschen des Kalzitanteiles erkennen. Der Quarzgehalt liegt meist zwischen 20 und 25%, also allgemein etwas höher als bei den kieselig-sandigen Kalkbänken. Auch lassen sich die zwei Gruppen (a + b) von Quarzkörnern auseinanderhalten. Im Gegensatz zu den Kalkbänken finden sich zahlreiche, meist serizitisierte Tonlagen mit kleinen Pyritwürfeln.

Die mittleren Kalkschiefer sind – wie auch aus den Schliffbeschreibungen hervorgeht – im Vergleich zu den unteren Sandsteinen bedeutend homogener ausgebildet. Sie zeigen eine einheitliche hellgraue bis bräunliche Anwitterungsfarbe, im fr. Br. ein mittleres bis dunkles Grau. Der Hauptgrund für diese gleichartige, ruhige Entwicklung liegt darin, dass die an der Wechsellagerung beteiligten Gesteinstypen, d. h. die kieselig-sandigen Kalkbänke und die Kalkschiefer, sich voneinander lithologisch wenig unterscheiden. Auch erscheinen infolge des höheren Kalzitgehaltes neben Quarzlinsen häufig Kalzit- und vor allem Ankerit-Einlagerungen. Während in den unteren Sandsteinen die zahlreichen, milchig gefärbten Quarzansammlungen einen deutlichen Kontrast zur dunkelbraunen Anwitterungsfarbe der Umgebung bilden, hebt sich vor allem der bräunlich anwitternde Ankerit nicht stark von den Kalkschiefern ab.

Neben der Abnahme des Pyritgehaltes und der Einlagerung von weichen Tonschieferlagen (6) ist schliesslich das Auftreten von «Tüpfelschiefern» (11) charakteristisch für die mittleren Kalkschiefer. Die «Tüpfelschiefer» erscheinen makroskopisch als graue, kieselige Kalkschiefer, welche übersät sind von dunkeln, mmgrossen Tüpfeln. Es handelt sich um Stellen, an denen der Kalzit nicht vollständig rekristallisiert wurde, so dass Verunreinigungen, vorwiegend Ton- und Kohlenpartikel, zurückgeblieben sind. Diese Einschaltungen entsprechen lithologisch durchaus den «Tüpfelschiefern» der Bündner-Geologen, weshalb auch R. TRÜMPY (1952) diese Bezeichnung übernahm. In Graubünden beschreibt z. B. H. JÄCKLI 1941 «Tüpfelschiefer» in den Nollatonschiefern des Westschams, und auch P. NÄNNY erwähnt 1948 derartige Einlagerungen in der Sassaunaserie des Prätigauflysches.

Zusammenfassend ist den Ausführungen über die mittleren Kalkschiefer zu entnehmen, dass auch im unteren Val Ferret dieses Schichtglied von den unteren Sandsteinen abgetrennt und als selbständiger Horizont ausgeschieden werden muss, wenn auch die exakte, kartographische Abgrenzung infolge des Auftretens einer bis 100 m mächtigen Übergangszone verunmöglicht wird.

Da organische Reste fehlen, bleibt die Altersfrage durchwegs in der Schwebe.

d. Die mittlere und obere Partie der Ferret-Schiefer

1. Die Vatse-Schichten

Die Vatse-Schichten werden charakterisiert durch mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalke, durch kieselige und sandige Kalke und schliesslich durch tonige Kalkschiefer. Bisher fehlt eine ausführliche Beschreibung dieses etwa 150 m mächtigen Schichtgliedes, welches durch R. TRÜMPY (1955a) nur ganz summarisch behandelt wurde. Die Vatse-Schichten zerfallen allgemein in eine untere Konglomeratgruppe und eine schieferig ausgebildete Hauptpartie.

Die Festlegung der Untergrenze wird erschwert durch das häufige Fehlen der basalen Konglomeratlagen, welche eine exakte Abtrennung von den mittleren Kalkschiefern ermöglichen. Das ist der Fall in der Gegend der Pierre Avoi, während südlich der Drance de Bagnes und im oberen Val Ferret die mittleren Kalkschiefer direkt in den schieferig ausgebildeten Teil der Vatse-Schichten überleiten; sie konnten deshalb auch von R. TRÜMPY auf dem Blatt Gr. St-Bernard (1958) noch nicht abgetrennt werden.

Im mittleren Teil des Val Ferret sind die Basiskonglomerate gut ausgebildet, so dass die Vatse-Untergrenze sich deutlich von den mittleren Kalkschiefern abhebt. Hingegen fehlen entsprechende Konglomeratlagen im Raum zwischen dem Torrent de la Sasse und der Drance d'Entremont. Einzig östlich von Issert bildet auf 1670 m eine ca. 2 m mächtige Bank einen bescheidenen Überrest dieser Konglomeratgruppe. Die schieferig ausgebildete Hauptpartie der Vatse-Schichten durchzieht das ganze Untersuchungsgebiet, wobei sich – wie die folgenden Profilbeschreibungen zeigen – von S nach N ein leichter Fazieswechsel abzeichnet.

I. Profil im E von La Fouly, südöstlich von P. 2086 (von 2170 m an aufwärts):

1. Massig ausgebildete, leicht kieselige Kalkbänke mit einigen Kalkschieferlagen: Oberste Partie der mittleren Kalkschiefer.

2. Ca. 130 m tonige Kalkschiefer, sowie kieselige, massigere Kalklagen: Vatse-Schiefer.

   Diese beiden Gesteinstypen erscheinen dunkelgrau bis schwarz im fr. Br. und grau bis bräunlich in der Anwitterung. Sie bilden eine monotone Wechsellagerung, welche eine weitere Aufgliederung verunmöglicht. Immerhin lässt sich feststellen, dass die tonigen Kalkschiefer an der Basis und im obersten Teil der Serie dominieren, die kieseligen Kalkbänke dagegen in der Mittelpartie.
3. Peula-Schichten.

II. Profil im Bacheinschnitt, welcher östlich der Amône gegen P. 2231 hinaufzieht (von 1900 m an aufwärts):

1. Massig ausgebildete oberste Partie der mittleren Kalkschiefer.
2. 10 m massige, hellgrau anwitternde Kalkbänke, im oberen Teil mit einigen, etwa 20 cm mächtigen Konglomeratlagen.

   Das Komponentenmaterial besteht vorwiegend aus hellbraunen Dolomitgeröllen, welche von einem grobkörnigen, kalkigen Bindemittel umgeben werden. Die langgestreckten Komponenten sind parallel zur Schichtungsebene angeordnet, wobei die Länge 1 bis 5 mm beträgt, der Durchmesser nur 0,5–1 mm.
3. Ca. 180 m schieferig ausgebildete Vatse-Schichten. An der Basis dominieren dunkelgraue, leicht kalkige Tonschiefer, die mit tonhaltigen, kieseligen Kalkschiefern in Wechsellagerung stehen. Die Mächtigkeit der Tonschieferlagen beträgt 5–10 cm, jene der Kalklagen 10–20 cm. In der Mittelpartie tritt der Tongehalt leicht zurück, und im oberen Teil der Serie schalten sich einige massige ausgebildete Kalkbänke ein. Abschliessend folgen 1,5 m tonige Kalkschiefer.
4. X m grünliche Quarzitschiefer: Peula-Schichten.

III. Profil unmittelbar im S des Weges, welcher von Verne in östlicher Richtung gegen P. 2192 hinaufführt (von 1840 m an aufwärts):

1. Oberste, massigere Partie der mittleren Kalkschiefer.
2. 0,2 m kieselig-kalkige Konglomeratlage. Im fr. Br. und auch in der Anwitterung erscheinen diese verschieferten, von langgezogenen Dolomitkomponenten durchsetzten Lagen weiss bis hellgrau.
3. 1 m grauer, dichter Kalk, mit vereinzelten mikrokonglomeratischen Einschaltungen.
4. 2 m graue, mikrokonglomeratische bis konglomeratische Kalke. Sie führen vorwiegend braune Dolomitkomponenten. Die Komponentendurchmesser variieren von 0,5 mm bis zu 1 cm und nehmen i. a. von unten gegen oben kontinuierlich ab.
5. 5 m vorwiegend dichte, graue Kalkbänke mit einigen kieseligen Kalkschieferlagen.
6. 30 m vorwiegend mikrokonglomeratische bis konglomeratische Kalkbänke. Die Komponentendurchmesser schwanken zwischen 0,5 mm und 1,5 cm.
7. 5 m kieselig-kalkige, verschieferte Mikrokonglomerate mit ausgewalzten Dolomitkomponenten, welche im fr. Br. wie auch in der Anwitterung hellgrau erscheinen.

8. Ca. 160 m kieselige und tonige Kalkschiefer. An der Basis überwiegen graue, kieselige Kalklagen von brauner Anwitterungsfarbe. In der Mittelpartie schieben sich die typischen tonigen Kalkschieferlagen ein. Im oberen Teil bilden diese beiden Gesteinstypen eine Wechsellagerung.
9. Grünliche Quarzitschiefer: Peula-Schichten.

Die unteren, konglomeratischen Vatse-Schichten umfassen also die Horizonte 2–7; sie werden überlagert von der schieferig ausgebildeten Hauptpartie (8).

IV. Profil in der Comba Naire, westlich von P. 1863 (von 1700 m an aufwärts):

1. 10 m massige, kieselige Kalkbänke: Oberste Partie der mittleren Kalkschiefer.
2. 0,5 m graue, mikrokonglomeratische Kalke mit langgezogenen Dolomitkomponenten.
3. 2,5 m graue Kalkbänke von hellgrauer Anwitterungsfarbe, ohne Konglomeratlagen.
4. 6 m vorwiegend mikrokonglomeratische Kalkbänke, blaugrau im fr. Br. und hellgrau in der Anwitterung. Die Komponentendurchmesser liegen zwischen 0,5 mm und 2 cm und nehmen im allgemeinen von unten gegen oben ab. 2–4: Vatse-Konglomerate.
5. Ca. 50 m (!) kieselige und tonige Kalkschiefer:
   Schieferig ausgebildeter Teil der Vatse-Schichten. An der Basis dominieren graue, kieselig bis leicht tonige Kalkbänke. Nach ungefähr 10 m schalten sich dunkelgraue, tonige Kalkschiefer ein, welche in der mittleren und oberen Partie vorherrschen.
6. Peula-Schichten.

V. Profil im Torrent de la Sasse südöstlich von P. 1627 (von 1670 m an aufwärts):

1. Oberste Partie der mittleren Kalkschiefer mit massiger ausgebildeten, kieseligen Kalkbänken.
2. 2 m lagig ausgebildete, mikrokonglomeratische Kalke, grau im fr. Br. und hellgrau bis bräunlich in der Anwitterung. Neben langgezogenen Dolomitkomponenten erscheinen auch ausgewalzte Kristallintrümmer. Die Länge der Komponenten erreicht teilweise 3 cm, die Durchmesser höchstens 0,5 cm.
3. 3 m massiger ausgebildete mikrokonglomeratische Kalke, hell bis mittelgrau im fr. Br. und hellgrau bis bräunlich in der Anwitterung.
4. 2 m grauer, dichter Kalk von lagiger Ausbildung.
5. 15 m graublaue vorwiegend mikrokonglomeratische Kalke.
   2–5: Vatse-Konglomerate.
6. Ca. 140 m kieselige und tonige Kalkschiefer: Vatse-Schiefer.

   In der basalen Partie sind vor allem kieselige bis leicht tonige Kalkbänke vertreten. Allmählich nehmen dunkelgraue, tonige Kalkschiefer überhand. In der obersten Partie treten diese Kalkschieferlagen erneut zugunsten von grauen, massig ausgebildeten Kalkbänken zurück.
7. Peula-Schichten.

VI. Profil im halbkreisförmigen Ausbruch östlich von Issert (von 1670 m an aufwärts):

1. 5 m schwarze, eisenschüssige Tonschiefer: Oberste Partie der mittleren Kalkschiefer.
2. 2 m massig ausgebildete Konglomerateinschaltung, graublau im fr. Br. und hellgrau in der Anwitterung. Das kalkig-kieselige Bindemittel enthält graue Dolomitkomponenten und detritische Quarztrümmer.
3. 170 m schieferig ausgebildete Vatse-Schichten.

   Im unteren Teil überwiegen dunkelgraue, tonige Kalkschiefer. Allmählich schalten sich massigere Kalklagen ein. Die obere Partie besteht aus einer Wechsellagerung dieser beiden Gesteinstypen.
4. Grobkörnige, kalkige Sandsteine: Christophe-Schichten.

Verglichen mit den oben aufgeführten Profilen (I bis V) ist der Kiesel- und Kalkgehalt der Vatse-Schichten etwas höher, während der Tonanteil leicht zurücktritt. Faziell stimmen aber vor allem die tonigen Kalkschiefer durchaus überein mit den entsprechenden, weiter südlich gelegenen Ablagerungen.

VII. Profil an der Drance d'Entremont, nordöstlich von P. 1062 (von W gegen E):

1. Ca. 15 m grau-schwarze Tonschiefer mit vereinzelten Mergellagen: Oberste Partie der mittleren Kalkschiefer.
2. 30 m leicht sandige Kalkbänke, dunkelgrau im fr. Br. und hellbraun in der Anwitterung. Daneben schalten sich einige tonige Kalkschieferlagen ein.
3. Grobkörnige, kalkige Sandsteine: Christophe-Schichten.

An der Drance d'Entremont zeigen die Vatse-Schiefer eine überraschende Mächtigkeitsabnahme. Im Vergleich mit den Christophe-Sandsteinen weisen sie jedoch einen höheren Tongehalt und eine hellere Anwitterungsfarbe auf, so dass wir sie auch hier als selbständiges Schichtglied ausscheiden können.

Aus den Profilbeschreibungen geht hervor, dass zwischen P. 2058 im NE von La Fouly und dem Torrent de la Sasse, d. h. über eine Distanz von ca. 5 km, die beiden Gruppen der Vatse-Konglomerate und der Vatse-Schiefer ohne wesentliche Faziesschwankungen durchziehen. Die reduzierte Ausbildung (Prof. VI) und das völlige Fehlen der Konglomerate weiter im N (Prof. VII) sowie auch im S (Prof. I) ist wohl durch eine begrenzte Ausbreitung des Schüttungsmaterials bedingt.

Es stellt sich die Frage, ob nicht die Konglomerate an der Basis der Vatse-Schiefer als unabhängiges Schichtglied abzutrennen wären. Die Untergrenze hebt sich einerseits deutlich ab von der oberen Partie der mittleren Kalkschiefer; anderseits aber erfolgt der Übergang dieser Konglomeratbänke zu den Vatse-Schiefern fliessend, so dass es gegeben ist, die Konglomerate in den Vatse-Schichten zu belassen.

Die Vatse-Konglomerate setzen im NE von La Fouly bei P. 2058 ein und erreichen nach 2 km östlich von Verne mit 45 m ihre grösste Mächtigkeit. In der Comba Naire beträgt die Mächtigkeit nur noch 10 m, nimmt gegen N nochmals zu und beläuft sich im Torrent de la Sasse auf 25 m. Die Grösse der Komponenten

nimmt vorerst von S gegen N leicht zu. Zwischen Verne und dem Torrent de la Sasse ist sie jedoch nur noch geringen Schwankungen unterworfen.

Im DS zeigt es sich, dass das Bindemittel der Vatse-Konglomerate ungefähr zu 80% aus Kalzit besteht. Daneben lassen sich zwei Gruppen von Quarzkörnern unterscheiden, einerseits die grösseren, hypidiomorphen bis xenomorphen Quarzindividuen (max. Grösse bis 0,3 mm) und anderseits kleine abgerundete Körner als Einschlüsse im Kalzit (vgl. p. 52). Ferner erscheinen neben vereinzelten serizitisierten Tonschmitzen häufig neogene Albite.

In diese kieselige bis sandige Kalkgrundmasse sind parallel den Schichtflächen die linsenförmigen Komponenten eingebettet. Das Verhältnis von Länge zum Durchmesser verhält sich durchschnittlich wie 5:1. Die starke Abplattung der Komponenten ist hauptsächlich bedingt durch die Wirkung der tektonischen Deformation. Die Komponenten bestehen vorwiegend aus Dolomit, wobei 2 Varietäten unterschieden werden können:

1. Braun anwitternder, leicht mergeliger Dolomit, gebildet aus einem feinkörnigen, homogenen Aggregat.
2. Gelblichbraun anwitternder Dolomit, zusammengesetzt aus einem grobkörnigeren Aggregat.

Als Einschlüsse in diesen Dolomitkomponenten finden sich häufig neogene Albite. Die Komponenten sind nicht ausschliesslich dolomitisch; sie bestehen vereinzelt, vor allem in der Umgebung des Torrent de la Sasse, aus hellem Quarzit und Kristallintrümmern. Das Kristallinmaterial besteht wohl ausschliesslich aus ausgewalzten Bruchstücken eines Muskovitchloritgneises.

Über diesen Konglomeraten, bzw. im N direkt über den mittleren Kalkschiefern lagert die schieferig ausgebildete Hauptpartie der Vatse-Schichten. In diesen Vatse-Schiefern können im wesentlichen zwei Gesteinstypen unterschieden werden:

a) Dunkelgraue bis schwarze, tonige Kalkschiefer von dunkelgrauer Anwitterungsfarbe.
b) Graue, kieselig-sandige Kalkbänke von graubrauner Anwitterungsfarbe.

Unter dem Mikroskop zeigen die dunkelgrauen Kalkschiefer (a) einen sehr hohen Kalzitgehalt (um 80%). Der Quarzanteil beträgt nur 5–10%. Es kommen auch hier zwei Gruppen von Quarzkörnern vor, nämlich grössere, hypidiomorphe bis xenomorphe Individuen (maximale Durchmesser um 0,3 mm) und kleinere Körner als Einschlüsse im Kalzit (Durchmesser um 0,05 mm). Der Tongehalt übersteigt selten 10%, wobei die serizitisierten Tonschmitzen parallel zu den Schichtflächen angeordnet sind. Als Neubildungen treten einzelne Albite auf.

Die kieseligen Kalkbänke (b) enthalten im allgemeinen 60–70% Kalzit gegenüber einem Quarzanteil von 25–35%, sind also bedeutend kieseliger ausgebildet als die Gruppe a. Der Tongehalt ist nur geringfügig. Auch hier lassen sich einzelne neogene Albite erkennen. Zusammen mit den kieseligen Kalkbänken treten einzelne Lagen von Tüpfelschiefern auf.

Wie aus den Profilbeschreibungen ersichtlich ist, kann dieser Schieferkomplex lithologisch nicht weiter aufgegliedert werden. Von S gegen N vollzieht sich vor-

erst eine geringe Mächtigkeitszunahme von La Fouly (130 m) gegen Verne (160 m). In der Comba Naire verlieren die Vatse-Schiefer an Bedeutung und umfassen nur noch etwa 50 m. Nördlich des Tollent wächst die Mächtigkeit stetig an. Am T. de la Sasse beträgt sie 140 m und nimmt dann im N, zwischen Issert (170 m) und der Drance d'Entremont (30 m) wiederum ruckartig ab. Neben diesen bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen lässt sich von S gegen N ein leichter Fazieswechsel feststellen:

Die tonigen Kalkschiefer treten allmählich zugunsten der kieselig-sandigen Kalkbänke zurück. Der Gehalt an detritischem Quarz steigt an, so dass die Vatse-Schiefer im N (Prof. VI und VII) bedeutend sandiger sind als im S.

Die brüske Abnahme der Mächtigkeit im N (Prof. VII) beruht auf der tiefgreifenden Transgression der Christophe-Schichten an der Drance d'Entremont. Trotz diesen Abweichungen lassen sich aber die Vatse-Schichten im gesamten Arbeitsgebiet als selbständiger Horizont ausscheiden.

2. Die Peula-Schichten

Die Peula-Schichten werden charakterisiert durch schieferig ausgebildete Quarzite, sowie durch Konglomeratlagen und schwarze Tonschiefer. Daneben schieben sich sandige Kalkschieferlagen ein.

Über die Schichtfolge von S nach N orientieren die folgenden Detailprofile:

I. Profil im E von La Fouly, südöstlich von P. 2086 (von 2350 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 53):

1. Dunkelgraue, tonige Kalkschiefer und massiger ausgebildete Kalkbänke.
2. 8 m Quarzitschiefer, in regelmässige Platten von 1–2 cm Mächtigkeit angeordnet, grünlich im fr. Br. und olivfarben in der Anwitterung. Besonders im unteren Teil kommen Lagen von Kalkstein und schwarzen Tonschiefern vor.
3. 25 m vorwiegend mikrokonglomeratische Kalkbänke.

Über den Vatse-Schiefern (1) folgen mit einer deutlichen Grenze die Peula-Schichten (2), die von den Aroley-Kalken (3) überlagert werden.

II. Profil nördlich von P. 2058, im Bacheinschnitt, welcher gegen die Tête des Vares hinaufzieht (von 2150 m an aufwärts):

1. Ca. 30 m dunkle, tonige Kalkschiefer und einzelne kieselige Kalkbänke: Oberste Partie der Vatse-Schiefer.
2. 10 m vorwiegend kalkige Sandsteine, sowie grünliche Quarzitschiefer. Im oberen Teil schalten sich einige mikrokonglomeratische Kalkschieferlagen ein. Die kleinen, linsenförmigen Dolomitkomponenten werden von einem kalkig-sandigen Zement umgeben und bestehen ausschliesslich aus Dolomit.
3. Grobkörnige, kalkige Sandsteine von gelbbrauner Anwitterungsfarbe: Christophe-Schichten.

In diesem Profil fehlen die Aroley-Kalke; die Christophe-Sandsteine (3) transgredieren direkt auf die Peula-Schichten (2). Wahrscheinlich gehören die mikrokonglomeratischen Kalkschiefer bereits zu den Christophe-Schichten.

III. Profil in der Bachrunse, welche östlich der Amône gegen P. 2231 hinaufzieht (von 2030 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 54):

1. Wechsellagerung von schwarzen kalkigen Tonschiefern und grauen kieseligen Kalkbänken: Oberste Partie der Vatse-Schichten.
2. 10 m grünliche Quarzitschiefer und schwarze Tonschiefer mit einzelnen, kalkigen bis sandigen Zwischenlagen.
3. 5 m grünliche, massiger ausgebildete Quarzite, welche längs den Schichtflächen gut spaltbar sind.
4. 4 m schieferig ausgebildete, polygene Konglomerate. In einem sandig-kalkigen Bindemittel sind langgezogene Dolomitkomponenten, sowie Trümmer von Kristallinmaterial eingebettet.
5. 5 m grünliche, plattig ausgebildete Quarzite mit einzelnen schwarzen Tonschieferlagen.
6. 5 m sandige Kalkschiefer und schwarze Tonschiefer.
   2–6: Peula-Schichten.
7. 25 m blaugraue mikrokonglomeratische bis konglomeratische Kalkbänke: Aroley-Kalke.

IV. Profil unmittelbar im S des Weges, welcher von Verne in östlicher Richtung gegen P. 2192 hinaufführt (von 1950 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 54):

1. Tonige Kalkschiefer und geringmächtige kieselige Kalkbänke in Wechsellagerung: Oberste Partie der Vatse-Schichten.
2. 10 m grünliche Quarzitschiefer mit sandigen Kalkschiefern und schwarzen Tonschieferlagen.
3. 10 m sandige Kalkschiefer mit Konglomerat-Einschaltungen. Die langgezogenen Komponenten bestehen vorwiegend aus Dolomit.
4. 5 m massiger ausgebildete grünliche Quarzite mit schwarzen Tonschiefern.
5. Grobkörnige, kalkige Sandsteine von gelbbrauner Anwitterungsfarbe: Christophe-Sandsteine.

Auch hier transgredieren die Christophe-Sandsteine direkt auf die Peula-Schichten (2–4).

V. Profil in der Comba Naire westlich von P. 1863 (von 1750 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 55):

1. Wechsellagerung von kieseligen Kalkbänken und tonigen Kalkschiefern: Oberste Partie der Vatse-Schichten.
2. 15 m sandige Kalkschiefer und grünliche Quarzitschiefer mit schwarzen Tonschieferlagen.
3. 5 m sandige, mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkschiefer. In einem sandig-kalkigen Bindemittel sind langgezogene Komponenten von Dolomit, blauem, marmorisiertem Kalk und Kristallintrümmer eingelagert.
4. 7 m graue, leicht kalkige Sandsteine, die aus einzelnen Lagen von ca. 5 cm ⌀ bestehen. Daneben kommen Einschaltungen von grünlichen Quarzitschiefern vor.
5. 3 m grünliche Quarzitschiefer und schwarze Tonschiefer.
   2–5: Peula-Schichten.
6. 12 m blaugraue mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke: Aroley-Kalke.

VI. Profil im Torrent de la Sasse, südöstlich von P. 1628 (von 1800 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 55):

1. Wechsellagerung von tonigen Kalkschiefern und kieseligen Kalkbänken: Oberste Partie der Vatse-Schiefer.
2. 10 m grünliche, kalkführende Quarzitschiefer von braungrüner Anwitterungsfarbe.
3. 7 m polygene Konglomerat-Schiefer; in einem sandig-kalkigen Bindemittel sind langgezogene Komponenten von Dolomit, Kalk und Kristallinmaterial eingebettet.
4. 20 m grünliche, kalkige Quarzitschiefer und sandige Kalkschiefer mit einigen schwarzen Tonschieferlagen. Im obersten Teil dominieren sandig-kalkige Tonschiefer. 2–4: Peula-Schichten.
5. 12 m mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke: Aroley-Kalke.

Im N des Torrent de la Sasse fehlen die Peula-Schichten vollständig; wir konnten sie weder im Ausbruch östlich von Issert, noch an der Drance d'Entremont wieder auffinden. Auch die Aroley-Kalke der Normalserie sind im Raume zwischen dem Torrent de la Sasse und der Drance d'Entremont nicht mehr vorhanden. Die Christophe-Sandsteine transgredieren direkt auf die Vatse-Schiefer. Die Richtigkeit dieser Annahme wird bestärkt durch die Verhältnisse im S: Auch dort greifen stellenweise die Kalksandsteine von St. Christophe bis auf die Peula-Schichten hinunter, so im N von P. 2058 (Prof. II) und östlich von Verne (Prof. IV).

Wie aus den Profilbeschreibungen I–VI ersichtlich ist, ziehen die Peula-Schichten von La Fouly bis zum Torrent de la Sasse mit geringfügigen Faziesschwankungen durch. Östlich von La Fouly bestehen sie lediglich aus einer 8 m mächtigen Bank von Quarzitschiefern und nehmen gegen N an Mächtigkeit zu. Abgesehen von jenen Stellen, wo infolge der Transgression der Christophe-Schichten die oberste Partie fehlt, ergibt sich dabei stets die gleiche Schichtabfolge:

1. Eine 10–20 m mächtige untere Quarzitbank mit sandigen Kalkschiefern und schwarzen Tonschiefern.
2. Ca. 5 m polygene Konglomeratschiefer.
3. Eine 10–30 m mächtige, obere Quarzitbank, wobei sich vor allem im oberen Teil schwarze Tonschiefer und sandige Kalkschiefer einschieben.

U. d. M. zeigen die Peula-Quarzite eine schichtweise Anordnung der Quarzkörner. Diese sind häufig längsgestreckt. Der Durchmesser der Quarzkörner schwankt um 0,2 mm. Neben Quarz kommen grosse Kalzitindividuen vor, ferner auch Stilpnomelan und neogener Albit. Die einzelnen 0,3–0,7 mm messenden Lagen werden oft getrennt durch serizitisierte Tonhäute.

Die DS der Peula-Konglomerate lassen in einem kalkig-sandigen Bindemittel als Komponentenmaterial hauptsächlich bräunlichen, limonitisierten Dolomit erkennen, ferner auch einzelne Kalkgerölle. Die langgestreckten Komponenten in der Grössenordnung bis zu 5 cm führen wie das Bindemittel häufig neogene Albite (D um 0,2 mm). Daneben erscheinen ausgewalzte Trümmer eines Muskovitgneises, sowie weitere, nicht bestimmbare Kristallinfragmente. Einige Rutileinschlüsse in grösseren, detritrischen Quarztrümmern deuten ebenfalls auf eine vermehrte Zufuhr von Kristallinmaterial hin.

3. Die Aroley-Schichten

Das Hauptgestein der Aroley-Schichten ist ein blaugrauer, teils spätiger Kalk mit zahlreichen mikrokonglomeratischen bis mikrobrecciösen und konglomeratischen, resp. brecciösen Einschaltungen. Infolge der massigen Ausbildung und der hellen Anwitterung tritt dieser Horizont morphologisch deutlich hervor.

Die Aroley-Kalke kommen in drei tektonischen Untereinheiten der Ferret-Zone vor: in der Normalserie, in der nördlichen Fortsetzung der Tsavra-Falte und schliesslich im oberen Schuppen- und Faltenkomplex.

Die Aroley-Schichten der Normalserie ziehen mit kurzen Unterbrechungen von La Fouly bis zum Torrent de la Sasse durch. Ihr Fehlen am Westabbruch der Tête des Vares und im E von Verne ist bedingt durch die Erosion vorgängig der Ablagerung der Christophe-Sandsteine, welche dort bis auf die Peula-Quarzite hinuntergreifen.

Östlich der Amône zeigt ein Profil in der Runse südlich von P. 2231 von unten nach oben folgende Schichtfolge (Fortsetzung des Profils p. 59):

1. 5 m kieselige Kalkschiefer und schwarze Tonschiefer: Oberste Partie der Peula-Schichten.
2. 6 m sandige, massige Kalkbänke mit einzelnen Zwischenlagen von tonigen Kalkschiefern. Die Kalkbänke erscheinen blaugrau im fr. Br. und hellgrau in der Anwitterung.
3. 15 m massige, vorwiegend mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalke. Die Komponentendurchmesser nehmen allgemein gesehen gegen oben zu. In der sandigen Mittelpartie treten die Konglomeratlagen zurück, setzen unvermittelt wieder ein und weisen im oberen Teil Komponentendurchmesser bis zu 4 cm auf. Das Komponentenmaterial besteht hauptsächlich aus einem dunkelgrauen, leicht mergeligen Dolomit.
4. 3 m sandige Kalkbänke mit spärlichen Konglomeratlagen.
5. Plattig ausgebildete Quarzite und schwarze Tonschiefer: Marmontains-Schichten.

Die Obergrenze der Aroley-Kalke (2–4) hebt sich deutlicher ab als die Untergrenze gegenüber den Peula-Schichten (1).

Im Torrent de la Sasse, südöstlich von P. 1628, folgen in der Normalserie von unten nach oben (von 1830 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 60):

1. Oberste Partie der Peula-Schichten mit schwarzen Tonschiefern und sandigen Kalkschiefern.
2. 3 m blaugraue, 30-cm mächtige Kalkbänke mit einzelnen, tonigen Kalkschieferlagen.
3. 8 m vorwiegend mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke mit einigen geringmächtigen Zwischenlagen von tonigen Kalkschiefern.

   Im unteren Teil überwiegen Mikrokonglomerate mit Dolomitgeröllen; in der oberen Partie steigt der Gehalt an Kristallinmaterial. Die Komponentengrössen nehmen gegen oben ebenfalls zu. In der höchsten Partie erreicht ein einzelner Block eine Länge von etwa 3 m bei einem Durchmesser von ca. 1,5 m. Diese Riesenkomponente besteht aus dunkelgrauem, graubraun anwitterndem

Dolomit, d. h. aus dem gleichen Material wie die kleineren Dolomitkomponenten in der Grössenordnung bis zu 10 cm.

4. Schwarze Tonschiefer und kalkige Sandsteinlagen, welche wohl bereits zur Basis der Christophe-Schichten gehören.

Die Obergrenze der Aroley-Schichten (2 und 3) ist auch hier deutlicher ausgeprägt als die Untergrenze.

Infolge der tiefgreifenden Prae-Christophe-Erosion fehlen die Aroley-Schichten der Normalserie nördlich des Torrent de la Sasse. Ein Vergleich der verschiedenen Aroley-Profile zwischen La Fouly und dem Torrent de la Sasse ergibt in der Normalserie stets die gleiche Abfolge:

1. 2–6 m sandige Kalkbänke mit einzelnen Mikrokonglomeratlagen.
2. 8–20 m vorwiegend mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalke. Die Komponentengrössen nehmen im allgemeinen gegen oben zu. In der Mittelpartie sind häufig sandige Kalkschiefer eingeschaltet.
3. 1–4 m massige, sandige Kalkbänke mit spärlichen Mikrokonglomeratlagen und tonigen Kalkschiefern.

Gegen N schwindet die Mächtigkeit dieser Aroley-Schichten der Normalserie. Bei La Fouly beträgt sie etwa 30 m, in der Comba Naire 15 m und im Torrent de la Sasse nur noch 10 m. Die Komponentengrössen nehmen dagegen in nördlicher Richtung zu; auch lagert sich – vor allem im oberen Teil – vermehrt kristallines Material ein. Die Schichten sind allgemein im S massiger ausgebildet als im N, wo sich oft tonige Kalkschieferlagen einschieben.

Wie aus den folgenden Detailprofilen hervorgeht, sind die Aroley-Schichten in der nächsthöheren Ferret-Einheit, der Tsavra-Falte, bedeutend mächtiger entwickelt als in der Normalserie:

I. Profil im E von La Fouly südöstlich von P. 2086 (von 2600 m an aufwärts):

1. 40 m Marmontains-Quarzite des Tsavra-Verkehrtschenkels (vgl. p. 67).
2. 3 m sandige, graublaue Kalkbänke.
3. 25 m vorwiegend mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke von 1–2 m Mächtigkeit. An Komponentenmaterial sind grossenteils Dolomitgerölle eingelagert.
4. 190 m leicht sandige, z. T. mikrokonglomeratische Kalkbänke.
5. 45 m mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke.
6. 90 m sandige Kalkbänke mit einzelnen Konglomeratlagen.
7. 35 m vorwiegend konglomeratische Kalkbänke, im oberen Teil mit verschieferten, polygenen Konglomerathorizonten.
8. 5 m sandige, massige Kalkbänke.
9. 30 m Marmontains-Quarzite des Tsavra-Normalschenkels (vgl. p. 68).

II. Profil im E der Amône, unmittelbar östlich von P. 2231:

1. 15 m Marmontains-Quarzite des Tsavra-Verkehrtschenkels, in tektonischem Kontakt mit
2. 15 m blaugraue vorwiegend mikrokonglomeratische Kalkbänke.
3. 90 m meist sandige Kalkbänke mit einzelnen Mikrokonglomeratlagen.

4. 40 m massige mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke.
5. 65 m sandige, selten mikrokonglomeratische Kalkbänke.
6. 35 m massige, vorwiegend konglomeratische Kalkbänke, im obersten Teil mit verschieferten, polygenen Konglomerathorizonten.
7. 2 m sandige Kalkbänke.
8. 15 m Marmontains-Quarzite des Tsavra-Normalschenkels.

In gleichbleibender Ausbildung und einer Mächtigkeit von etwa 160 m zieht die Aroley-Masse der Tsavra-Falte östlich von Verne über die Comba Naire durch gegen Sasse.

III. Profil südöstlich von Allouage, gegen P. 2267 hinauf (von 2030 m an aufwärts):

1. 25 m Marmontains-Quarzite des Tsavra-Verkehrtschenkels.
2. 25 m mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke, an der Basis leicht sandig.
3. 15 m massige, kieselige Kalkbänke.
4. 80 m vorwiegend sandige Kalkbänke mit Konglomeratlagen.
5. 25 m massige, mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke.
6. 55 m hauptsächlich sandige und häufig mikrokonglomeratische Kalkbänke.
7. 30 m blaugraue, mikrokonglomeratische und konglomeratische Kalkbänke von massiger Ausbildung. Im oberen Teil dominieren verschieferte, polygene Konglomeratlagen. Kontakt längs eines unbedeutenden Bruches mit
8. 10 m Marmontains-Quarzite des Tsavra-Normalschenkels.

Die drei aufgeführten Profile geben lediglich einen summarischen Überblick. Die sandigen Kalkbänke und die konglomeratischen Kalke sind oft durch Übergangszonen verbunden, was natürlich eine exakte Grenzziehung zwischen diesen beiden Gesteinstypen erschwert. Trotzdem lassen die Profilbeschreibungen erkennen, dass die Aroley-Schichten der Tsavra-Falte zwischen La Fouly und Plan de la Vouardette lithologisch einheitlich ausgebildet sind, wobei sich von S gegen N eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme abzeichnet. Die bedeutende Anhäufung von Aroley-Schichten ist bedingt durch einen Faltenbau. Das Liegende der Aroley-Kalke scheint im Faltenkern östlich von P. 1970 auf La Sasse hervorzutreten. Dort sind auf 2110 m graue, tonig-sandige Kalkschiefer aufgeschlossen. Es handelt sich wahrscheinlich um Vatse-Schiefer, welche von quarzitischen Schiefern (Peula-Schichten?) überlagert werden. Unter diesen Vatse-Schiefern findet sich im Verkehrtschenkel der Tsavra-Falte folgende Schichtreihe (von 2120 m an abwärts):

1. 10 m Vatse-Schiefer.
2. 8 m sandige, massig ausgebildete Kalkbänke ohne Konglomeratlagen.
3. 15 m massige Kalkbänke mit zahlreichen Konglomerathorizonten. Die hauptsächlich aus Dolomitgeröllen bestehenden Komponenten erreichen Durchmesser bis zu 20 cm.
4. 10 m kieselig-sandige Kalkbänke mit einzelnen Mikrokonglomeratlagen.
5. 25 m massige bis lagige Kieselkalkbänke, im oberen Teil mit einigen tonig-sandigen Kalkschieferlagen als Übergangszone zu

6. Marmontains-Quarzite des Verkehrtschenkels.

Es handelt sich vermutlich um ein verkehrtliegendes Normalprofil; die Schichtabfolge stimmt weitgehend mit jener der Aroley-Schichten in der Normalserie überein.

Im NE von Plan de la Vouardette sind infolge der dichten Moränenbedeckung die Aroley-Kalke der Tsavra-Falte nur selten aufgeschlossen. Ein durchgehendes Profil fehlt. Südlich von Moulins an der Drance d'Entremont beträgt die Mächtigkeit nur noch knapp 150 m. Östlich von La Fouly misst sie vergleichsweise über 400 m, im E von Amône gegen 300 m und am Torrent de la Sasse 230 m. Neben einzelnen mikrokonglomeratischen und konglomeratischen Kalkbänken folgen bei Moulins über den Marmontains-Quarziten des Verkehrtschenkels hauptsächlich massige, teils sandige Kalkbänke, ferner auch schieferig ausgebildete, leicht tonige Partien. Die Komponentengrössen gehen zurück. Während z. B. bei Sasse Dolomitgerölle in der Grössenordnung von 20 cm keine Ausnahme bilden, übersteigen die Komponentendurchmesser bei Moulins nur selten 2 cm.

In der tektonisch höchsten Ferret-Einheit schliesslich, in der oberen Schuppen- und Faltenzone, bestehen die Aroley-Schichten hauptsächlich aus massigen, konglomeratischen Kalken. Häufig bilden sie die oberste Partie dieser tektonischen Untereinheit und damit der Ferret-Zone überhaupt. In einer Mächtigkeit von etwa 30 m ziehen diese Konglomeratbänke unter dem Gipfel der Tête des Vares durch und lassen sich, abgesehen von einigen tektonisch bedingten Unterbrüchen, bis an die Drance d'Entremont verfolgen. An der Basis bestehen die grossformatigen Komponenten meistens aus Dolomitgeröllen. Im oberen Teil dagegen sind blaugraue, leicht spätige Kalke und verschieferte polygene Konglomeratlagen mit Kristallintrümmern eingeschaltet.

Die verschiedenen Profilbeschreibungen zeigen, dass die Aroley-Kalke innerhalb der verschiedenen Teilelemente der Ferret-Zone lithologisch gleichartig ausgebildet sind. Sowohl das Bindemittel wie auch das Komponentenmaterial bleiben sich gleich. Allerdings nehmen im allgemeinen die Komponentengrössen in den tektonisch höheren Untereinheiten leicht zu. Eine Ausnahme bilden die bedeutenden Komponentendurchmesser im oberen Teil der Normalabfolge am Torrent de la Sasse (p. 62). Dünnschliffe bestätigen diese Feldbeobachtungen:

Das Bindemittel der massig struierten Aroley-Konglomerate besteht aus über 90% Kalzit. Die Kalzitindividuen sind von gleicher Grössenordnung, wobei die Durchmesser etwa 0,4 mm betragen. Der Quarzanteil übersteigt 10% meist nicht, kann jedoch lokal in sandigen Partien 50% erreichen. Es handelt sich um detrische Körner (D um 0,1 mm), welche in Zonen parallel zur Schichtung angereichert sind. An Glimmer kommen neben serizitisierten Tonhäuten häufig detritische Muskovitschuppen vor. Die seltenen Feldspäte sind teils detritischer Herkunft; anderseits finden sich vor allem im stratigraphisch obersten Teil neogene Albite. Handstücke unmittelbar unter den Marmontains-Schichten enthalten eigentliche Albitnester (vgl. R. Trümpy 1955a). Diese Albitanreicherung in der obersten Partie der Aroley-Kalke steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit tuffogenen Einflüssen, von welchen die Marmontains-Quarzite betroffen wurden. Als Übergemengteile sind schliesslich vorwiegend Apatit, Zirkon, Turmalin und

vereinzelt auch Rutil vertreten. Vor allem die gutgerundeten Apatit- und Zirkonkörner lassen die detritische Herkunft dieser Mineralien deutlich erkennen.

In dieses kalkige, teilweise sandige Bindemittel sind zahlreiche Komponenten eingelagert. Unabhängig von der Grösse weist das Komponentenmaterial stets eine gleichartige Zusammensetzung auf. Am häufigsten vertreten sind Dolomitgerölle, wobei mehrere Varietäten auftreten:

a) Hellgrauer, feinkörniger Dolomit (Durchmesser der einzelnen Körner meistens über 0,02 mm).
b) Dichter, leicht mergeliger Dolomit, welcher häufig bräunlich anwittert.
c) Dunkelgrauer, oolithischer Dolomit. Die Durchmesser der Ooide betragen 0,02–0,15 mm.

Diese oolithische Varietät kommt hauptsächlich im oberen Teil der Aroley-Schichten vor und fehlt in den übrigen Konglomerathorizonten der Ferret-Zone, z. B. in den Vatse-Konglomeraten. Wegen der leicht bräunlichen Anwitterungsfarbe lassen sich die Dolomitkomponenten von ihrer Umgebung klar abgrenzen. Infolge des Rekristallisationsprozesses heben sich dagegen die Kalkkomponenten von dem kalzitischen Bindemittel weniger deutlich ab. U. d. M. erscheint hauptsächlich ein im fr. Br. dunkelgrauer, feinkörniger bis spätiger Kalk. Häufig sind die Gerölle mit dem Bindemittel durch Übergangszonen verbunden und können deshalb nur teilweise abgegrenzt werden. Zahlreiche Kalkkomponenten sind durch den Rekristallisationsvorgang vollständig dem Bindemittel einverleibt worden. Zum Teil lagen wohl ursprünglich Calcarenite vor.

Diesen Karbonatgeröllen stehen die Kristallintrümmer gegenüber, welche zwar zahlenmässig zurücktreten, aber doch vor allem im oberen Teil der Aroley-Schichten einen bedeutenden Prozentsatz der Komponenten bilden. Trotz der intensiven Auswalzung lassen sich hauptsächlich ein Chloritmuskovitgneis und ein feinkörniger, albitführender Gneis erkennen, zwei Gesteinstypen also, die lithologisch durchaus dem Kristallinspan unter der Ferret-Basis entsprechen (p. 44). Schliesslich sind vor allem in den Konglomeraten der Tsavra-Falte häufig Fragmente eines Serizitquarzites eingeschlossen.

Wie bereits erwähnt, entdeckte R. Trümpy (1952, 1955a) in den Aroley-Kalken einzelne Orbitolinenreste und nahm für dieses Schichtglied Urgonalter an. Auch in unserem Untersuchungsgebiet enthalten mikrokonglomeratische Aroley-Kalke vereinzelt organische Spuren[2]), darunter Echinodermentrümmer, sowie ein gut erhaltenes, pyritisiertes Miliolidenfragment, welches der oberen Partie des Tsavra-Normalschenkels bei La Tessure entstammt (Koord. 577 150/91 500/2250).

4. Die Marmontains-Schichten

Die Marmontains-Schichten bestehen hauptsächlich aus massig ausgebildeten Quarzitbänken und schwarzen, kieseligen Tonschiefern. Die graugrünen Quarzite weisen eine typische, rötlichbraune Anwitterungsfarbe auf. Daneben schalten sich verschieferte Konglomerathorizonte und kalkige Sandsteinlagen ein.

---

[2]) Wie uns Herr Prof. Dr. M. Reichel (Basel) freundlicherweise mitteilte, erlaubt aber das vorhandene DS-Material keine sicheren Bestimmungen.

Wie die Aroley-Kalke kommt auch dieses Schichtglied in der Normalserie, in der nördlichen Fortsetzung der Tsavra-Falte, sowie im oberen Schuppen- und Faltenkomplex vor.

Im Gegensatz zu denjenigen der höheren tektonischen Einheiten sind die Marmontains-Schichten der Normalserie meist schieferig ausgebildet und können stellenweise gar nicht ausgeschieden werden. Über die Schichtabfolge von S nach N orientieren die folgenden Profilbeschreibungen:

I. Profil südöstlich von P. 2086 im E von La Fouly (von 2380 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 58):

1. 25 m Aroley-Kalke.
2. 3 m grünliche, plattig ausgebildete Quarzite von rotbrauner Anwitterungsfarbe.
3. 3 m tonig-sandige Kalkschiefer.
   2 und 3: Marmontains-Schichten.
4. Christophe-Sandsteine.

II. Profil im E der Amône westlich von P. 2231 (Fortsetzung des Profils p. 61):

1. 25 m Aroley-Kalke.
2. 4 m grünliche, plattig ausgebildete Quarzite von rotbrauner Anwitterungsfarbe mit einigen schwarzen, kieseligen Tonschieferlagen.
3. Ca. 5 m sandige Kalkbänke und schwarze Tonschiefer.
   2 und 3: Marmontains-Schichten.
4. Christophe-Sandsteine.

III. Profil in der Comba Naire östlich von Branche d'en Haut (von 1770 m an aufwärts):

1. 15 m Aroley-Kalke.
2. 3 m plattig ausgebildete, rotbraun anwitternde Quarzite mit einzelnen schwarzen Tonschieferlagen.
3. 4 m vorwiegend schwarze Tonschiefer und sandige Kalkschiefer.
   2 und 3: Marmontains-Schichten.
4. Christophe-Sandsteine.

IV. Profil am Torrent de la Sasse, südöstlich von P. 1628 (von 1850 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 61):

1. 10 m Aroley-Kalke.
2. 5 m dunkelgraue, kalkige Tonschiefer und graue sandige Kalkschiefer.
3. Christophe-Sandsteine.

Die Marmontains-Schichten (2) können hier kaum mehr ausgeschieden werden. Zwischen dem Torrent de la Sasse und der Drance d'Entremont fehlen entsprechende Ablagerungen infolge der tiefgreifenden Prae-Christophe-Erosion vollständig. Im Südabschnitt dagegen ziehen die Marmontains-Schichten durch. Zwei kleine Unterbrüche an der Tête des Vares und im E von Verne sind ebenfalls bedingt durch die Prae-Christophe-Erosion. Wie aus den Profilbeschreibungen ersichtlich ist, zeichnet sich von S gegen N ein allmählicher Verschieferungsprozess ab. So überwiegen nördlich des T. Tollent dunkle, kalkige Tonschiefer und sandige Kalkschiefer (Prof. IV).

In der nördlichen Fortsetzung der Tsavra-Falte sind die Marmontains-Quarzite vor allem im Verkehrtschenkel, aber auch im interner gelegenen Normalschenkel sehr gut entwickelt.

Die folgenden Profile zeigen die Schichtabfolge des Tsavra-Verkehrtschenkels von S gegen N:

I. Profil im E von La Fouly, südöstlich von P. 2086 (von 2650 m an abwärts):

1. Massige, mikrokonglomeratische Kalkbänke: Aroley-Schichten der Tsavra-Falte.
2. 25 m massige, grünliche Quarzitbänke, braunrot anwitternd, vor allem an der Basis mit einigen Zwischenlagen von schwarzen, kieseligen Tonschiefern.
3. 15 m Quarzitbänke mit zahlreichen Einlagerungen von kalkigen Sandsteinen und schwarzen Tonschiefern.

   2 und 3: Marmontains-Schichten.
4. Christophe-Sandsteine der Normalserie.

II. Profil im E von Verne bei P. 2192 (von 2200 m an abwärts):

1. Massige, mikrokonglomeratische Kalkbänke; Aroley-Schichten der Tsavra-Falte.
2. 5 m grünliche, braunrot anwitternde Quarzitbänke mit einzelnen schwarzen Tonschieferlagen.
3. 15 m massige Quarzitbänke, kalkige Sandsteine und dunkelgraue, kieselige Tonschieferlagen.
4. 10 m plattig ausgebildete Quarzite und kieselige Tonschiefer.
5. 8 m massige Quarzitbänke mit einigen Tonschieferlagen.

   2–5: Marmontains-Schichten. Tektonischer Kontakt mit
6. Christophe-Sandsteine der Normalserie.

III. Profil im Torrent östlich von P. 1970 auf La Sasse (von 2060 m an abwärts):

1. Massige, leicht sandige, z. T. mikrokonglomeratische Kalkbänke: Aroley-Schichten der Tsavra-Falte.
2. 10 m grünliche, braunrot anwitternde Quarzitbänke und schwarze, kieselige Tonschiefer.
3. 20 m massig ausgebildete Quarzite mit einigen kalkigen Sandsteinhorizonten und schwarzen Tonschieferlagen.
4. 10 m massig ausgebildete Quarzite und schwarze Tonschiefer.

   2–4: Marmontains-Schichten.

   Tektonischer Kontakt mit
5. Christophe-Sandsteine der Normalserie.

IV. Profil nordwestlich von P. 1128 bei Moulins an der Drance d'Entremont:

1. Aroley-Kalke der Tsavra-Falte, gut aufgeschlossen südlich von P. 1128.
2. 12 m sandige Kalkschiefer und kalkige Tonschiefer.
3. 15 m massige, grünliche Quarzitbänke von braunroter Anwitterungsfarbe.
4. 10 m dunkelgraue, sandige Tonschiefer und plattige Quarzite mit einigen sandigen Kalkbänken.
5. Christophe-Sandsteine.

Aus den Profilbeschreibungen geht hervor, dass die Marmontains-Schichten des Tsavra-Verkehrtschenkels von S nach N nur geringen Faziesschwankungen unterworfen sind. Der stratigraphisch untere, sowie der obere Teil enthalten allgemein neben Quarziten vor allem schwarze, kieselige Tonschiefer. Die Mittelpartie dagegen besteht hauptsächlich aus massigen, leicht eisenschüssigen Quarzitbänken. Im N (vgl. Prof. IV) schieben sich vermehrt tonig-kalkige Schieferlagen ein, doch dominieren auch dort die massigen Quarzite.

Im Normalschenkel der Tsavra-Falte sind die Marmontains-Schichten ebenfalls typisch ausgebildet. Einen Überblick von S nach N vermitteln die folgenden Detailprofile:

I. Profil nördlich von P. 2681 auf Basset (von 2710 m an aufwärts; Fortsetzung des Profils p. 62):

1. Aroley-Schichten der Tsavra-Falte, im oberen Teil mit leicht sandigen, konglomeratischen Kalkbänken.
2. 12 m grüngraue, massige Quarzitbänke, braunrot anwitternd.
3. 10 m massige konglomeratische Kalkbänke. Im oberen Teil ist diese Einschaltung schieferig ausgebildet und weist neben langgezogenen Dolomitkomponenten auch ausgewalzte Kristallintrümmer auf.
4. 8 m vorwiegend schwarze, kieselige Tonschiefer mit einzelnen Quarzitbänken. 2–4: Marmontains-Schichten.
5. Ca. 25 m Christophe-Sandsteine.

II. Profil im E von Verne, südöstlich von P. 2192 (von 2300 m an aufwärts):

1. Mikrokonglomeratische, leicht sandige Kalkbänke: Aroley-Schichten.
2. 15 m massige Quarzitbänke, vor allem im unteren Teil mit einigen schwarzen Tonschieferlagen: Marmontains-Schichten.
3. 15 m Christophe-Sandsteine.

III. Profil südöstlich von P. 1128 bei Moulins an der Drance d'Entremont:

1. Aroley-Schichten.
2. 25 m eisenschüssige Quarzitbänke mit einzelnen schwarzen Tonschieferlagen: Marmontains-Schichten.
3. Ca. 40 m Christophe-Sandsteine.

Im Vergleich mit der Verkehrtserie treten im Normalschenkel die Schiefereinlagerungen spärlicher auf; die massigen Quarzitbänke dominieren durchwegs. Profil I auf Basset enthält eine Konglomerateinschaltung, welche gleichsam eine Rückkehr zur Aroley-Fazies darstellt und so die Existenz eines Übergangsniveaus zwischen Aroley- und Marmontains-Schichten des Tsavra-Normalschenkels bestätigt.

Der obere Schuppen- und Faltenkomplex enthält als höchstes Element häufig konglomeratische Aroley-Kalke (p. 64). Nur lokal folgen darüber einige dm Marmontains-Quarzite. Hingegen bilden die Marmontains-Schichten als Verkehrtserie unter diesen Aroley-Kalken ein sehr konstantes Schichtglied. Die folgenden Profilbeschreibungen lassen von S nach N eine leichte Faziesänderung erkennen:

I. Profil südlich von P. 2870.8 an der Tête des Vares (von 2780 m an abwärts):

1. Blaugraue, konglomeratische Aroley-Kalke.

2. 10 m grünliche Quarzite, olivfarben anwitternd, teils in massigen Bänken, teils plattig ausgebildet mit einigen schwarzen Tonschieferlagen.
3. Christophe-Sandsteine.

II. Profil südöstlich von P. 2192 im E von Verne (von 2380 m an abwärts):

1. Konglomeratische Aroley-Kalke.
2. 8 m grünliche, eisenschüssige Quarzitbänke, bräunlichrot anwitternd mit vereinzelten schwarzen Tonschieferlagen.
3. Christophe-Sandsteine.

III. Profil bei Moulins an der Drance d'Entremont, südöstlich von P. 1128 von oben nach unten:

1. Konglomeratische Aroley-Kalke.
2. 3 m plattige Quarzite, grünlich im fr. Br. und braunrot in der Anwitterung.
3. 8 m blaugraue, konglomeratische Kalke mit Dolomitkomponenten und Kristallintrümmern.
4. 15 m grünliche, eisenschüssige Quarzite von braunroter Anwitterungsfarbe.
5. 5 m plattige Quarzite und schwarze, quarzitische Tonschiefer.
6. 3 m vorwiegend eisenschüssige, z. T. quarzitische Tonschiefer.
7. Christophe-Sandsteine.

In dieser Profilreihe ist der Unterschied zwischen der Marmontains-Ausbildung des südöstlichen und des nördlichen Gebietsabschnittes festzuhalten. Im S (Prof. I und II) beschränken sich die Marmontains-Schichten auf einige typische Quarzitbänke und Tonschieferlagen, im N dagegen (Prof. III) zeichnet sich unter gleichzeitiger Mächtigkeitszunahme im tektonisch entsprechenden Element eine Übergangszone zwischen Aroley-Kalken und Marmontains-Quarziten ab. Infolge der dichten Moränenbedeckung fehlen leider vergleichende Aufschlüsse vor allem zwischen La Tessure und der Drance d'Entremont.

U. d. M. weisen die Marmontains-Gesteine verschiedener Lokalitäten stets eine gleichartige lithologische Zusammensetzung auf.

Die Quarzkörner der Quarzitbänke sind regelloser angeordnet als jene der Peula-Schichten und weisen meist eine ausgesprochene Pflasterstruktur auf. Die Korndurchmesser liegen zwischen 0,05 und 0,3 mm. Im Gegensatz zu den Schieferquarziten der Peula-Schichten enthalten die Marmontains-Quarzite allgemein weniger Kalzit. Die reinen Varietäten sind kalkfrei. Bei Übergangstypen kann jedoch der Kalzitgehalt bis 40% betragen (D 0,2–0,4 mm). Neben wenig Serizit und einzelnen Chloriten ist vor allem das Vorkommen von neogenen Albiten charakteristisch. An Übergemengteilen sind hauptsächlich gerollte Apatitkörner (D 0,05–0,1 mm) sowie detritische Turmalinfragmente zu erwähnen. Die rötlichbraune Anwitterungsfarbe rührt her von der Zersetzung der zahlreichen Pyritwürfel und Hämatitschuppen.

Die schwarzen Schiefer bestehen aus einem porphyroblastischen Gewebe von Quarz, Serizit und opakem, tonigem Material. Die Quarzindividuen mit einem D von 0,05–0,2 mm sind meist nesterartig angeordnet. Häufig durchdringen Serizitschuppen die Pflasterstruktur der Quarzkörner. In den reinen Varietäten fehlt der Kalzit. Neben Serizit treten im opaken, tonigen Material folgende Neubildungen auf:

1. Gedrehte Albite (D um 0,5 mm).
2. Rutil, welcher in einzelnen Nadeln vorkommt oder aber ein netzartiges Gewebe bildet.
3. Idiomorpher Zirkon und Apatit.
4. Pennin (lavendelblauer Chlorit).
5. Stilpnomelan.

Innerhalb der Ferret-Zone beschränkt sich eine derartige Kombination von Neubildungen ausschliesslich auf die Marmontains-Schiefer. Dagegen findet sie sich in den Schiefer-Quarziten der Zone der Tarentaise wieder (p. 92).

Es stellt sich die Frage, woher das zur Bildung dieser authigenen Mineralien benötigte Material stammt. Wie auch J. NEHER vermutet, muss hier nicht unbedingt eine ophiolithische Beeinflussung erfolgt sein. Vielmehr besteht die Möglichkeit, dass während der Sedimentation tuffogenes Material eingeschwemmt wurde. Dafür spricht auch der Umstand, dass in den massigen Quarzitbänken eine derartige Vergesellschaftung von authigenen Mineralien fehlt. Allerdings darf die Möglichkeit nicht ganz ausgeschlossen werden, dass das notwendige Material einfach von der tonreichen Umgebung geliefert wurde.

5. Die Schichten von St-Christophe

Das Hauptgestein der Christophe-Schichten ist ein muskovitführender Kalksandstein. Daneben schieben sich tonig-sandige Kalkschieferlagen ein, seltener auch dunkle, weiche Tonschiefer und geringmächtige Konglomerathorizonte.

Die monotone Ausbildung dieses Schichtgliedes geht aus dem folgenden Detailprofil hervor. Es stammt aus der Mittelpartie der Christophe-Schichten in der Ferret-Normalserie und ist im T. Tollent östlich von Branche aufgeschlossen. Auf 1970 m folgen von unten nach oben:

1. 10 cm kompakter, grobkörniger Kalksandstein, hellgrau bis bläulich im fr. Br. und von ockerfarbener Anwitterung.
2. 12 cm tonig-sandige Kalkschiefer, dunkelgrau im fr. Br. und graubraun in der Anwitterung.
3. 10 cm kompakter Kalksandstein (entsprechend 1).
4. 2 cm tonig-sandige Kalkschiefer (entsprechend 2).
5. 8 cm Kalksandstein.
6. 1 cm tonig-sandige Kalkschiefer.
7. 5 cm Kalksandstein.
8. 3 cm einer Quarz-Ankeritansammlung.
9. 6 cm Kalksandstein.

Wie diese Profilbeschreibung zeigt, bestehen die graublauen Kalksandsteine aus gelbbraun anwitternden, regelmässig ausgebildeten Platten von 5–12 cm Dicke (1). Die einzelnen Bänke werden voneinander getrennt durch geringmächtige tonig-sandige Kalkschieferlagen (2), welche i. a. kompakter ausgebildet sind als jene der unteren Partie. Die Schieferhorizonte sind der Verwitterung stärker unterworfen als die kompakten Kalksandsteine, so dass diese häufig als Schichtköpfe hervortreten. Selbstverständlich existieren lithologische Übergangstypen, doch lässt sich i. a. die Unterscheidung zwischen Kalksandsteinen und Schieferlagen

gut durchführen. Im Vergleich zur unteren Serie kommen die Quarz-Ankerit-Ansammlungen nur spärlich vor.

U. d. M. weisen die Kalksandsteine einen Quarzgehalt von 40–50% auf. Die detritischen Quarzkörner in der Grössenordnung von 0,1–0,3 mm konzentrieren sich meist auf schichtparallele Lagen. Der Kalzitanteil beträgt im allgemeinen 35–45% und besteht durchwegs aus relativ grossen Körnern von 0,3–0,5 mm Durchmesser. Kalzitreiche Zonen lösen häufig die Quarzlagen ab. An Übergemengteilen sind neben detritischem Zirkon und Turmalin besonders gut gerundete Apatitkörner vertreten. Als einzige Schichtreihe innerhalb der Ferret-Zone enthalten die Christophe-Schichten reichlich neogenen Muskovit. An Neubildungen finden sich ferner häufig Albite und vereinzelt auch grüner Chlorit.

Die tonig-sandigen Kalkschiefer enthalten durchschnittlich 35–40% Quarz und ca. 50% Kalzit, sind also kalkreicher ausgebildet als die Kalksandsteinbänke. Auch schalten sich vermehrt serizitisierte Tonhäute ein.

An der Basis der Christophe-Schichten – z. B. am Torrent de la Sasse – schieben sich lokal geringmächtige Mikrokonglomerate ein. Sie bestehen aus einem kalkig-sandigen Bindemittel, das zahlreiche abgeplattete Dolomitkomponenten umgibt. Die Durchmesser der Komponenten betragen i. a. 1–2 cm. Neben Serizit- und Muskovitbildungen kommen auch neogene Albite vor.

Im oberen Teil der Christophe-Abfolge schalten sich vermehrt serizitisierte, graue Tonschieferlagen ein.

Das Vorkommen von Christophe-Schichten beschränkt sich hauptsächlich auf die Normalserie und den oberen Schuppen- und Faltenkomplex. Nur im N gehört der obere Teil der Christophe-Sandsteine unter dem Marmontains-Verkehrtschenkel bereits zur Tsavra-Falte.

Die Christophe-Schichten der Normalserie weisen nur unbedeutende Fazieschwankungen auf. Zwischen La Fouly und dem Torrent de la Sasse ist stets die gleiche Schichtabfolge verwirklicht:

Über den geringmächtigen Marmontains-Schichten folgen etwa 10 m leicht sandige Kalkbänke und sandige, graue Tonschiefer, lokal auch einige Mikrokonglomeratlagen. Die Tonschiefer treten gegen oben allmählich zurück zugunsten von plattigen Kalksandsteinen und sandig-tonigen Kalkschiefern. Diese beiden Gesteinstypen bilden mit einer Mächtigkeit von 80–150 m die Hauptmasse der Christophe-Schichten. In der obersten, ungefähr 30 m mächtigen Partie gewinnen die grauen Tonschiefer wieder an Bedeutung. Zwischen La Fouly und dem Torrent de la Sasse nimmt die Mächtigkeit der Christophe-Schichten in der Normalserie vorerst allmählich ab, im N der Comba Naire aber wieder stark zu. Bei La Fouly beträgt sie etwa 400 m, östlich von Verne 180 m, im T. Tollent 130 m und im Torrent de la Sasse wiederum etwa 280 m. Das Hangende bildet im Mittelteil des Untersuchungsgebietes mit einer deutlichen, tektonischen Grenze der Marmontains-Verkehrtschenkel der Tsavra-Falte. Nördlich des Torrent de la Sasse wächst die Mächtigkeit der Christophe-Schichten sprunghaft an, im E von Issert auf ungefähr 550 m und an der Drance d'Entremont sogar auf über 1000 m. Diese plötzliche Mächtigkeitszunahme erklärt sich teilweise aus der tiefgreifenden Prae-Christophe-Transgression, welche bis auf die Vatse-Schiefer hinunter reicht. Bei der grossen Mächtigkeitszunahme im N – vor allem an der Drance d'Entremont – spielen aber

wohl hauptsächlich tektonische Vorgänge mit. Derartige Komplikationen fehlen südlich des Torrent de la Sasse; dort gehören – mit Ausnahme des Querschnittes östlich von La Fouly – die Christophe-Schichten unter dem Marmontains-Verkehrtschenkel gesamthaft der Normalserie der Ferret-Zone an. Einen Beweis für die Normallagerung im S stellt ein deutliches «graded bedding» dar, welches in der obersten Partie der Christophe-Sandsteine am T. Tollent hervortritt (Koord. 576 250/90 250/1950).

Auch östlich von Issert und an der Drance d'Entremont führen Detailprofile zu keiner weiteren Aufgliederung der Christophe-Masse. Immerhin lässt sich feststellen, dass an der Basis neben sandigen Kalkbänken ebenfalls graue Tonschieferlagen vorkommen. Die Hauptmasse (400–800 m) besteht aus plattigen Kalksandsteinen und sandig-tonigen Kalkschiefern, wird aber in der Mittelpartie von einer tonschieferreichen Zone unterbrochen. Im obersten Teil nehmen wiederum die Tonschieferlagen an Bedeutung zu, worauf die Marmontains-Quarzite des Tsavra-Verkehrtschenkels einsetzen. Südöstlich von P. 1128 bei Les Moulins kommen unmittelbar unter diesen Marmontains-Quarziten Mikrokonglomeratlagen vor; im Gegensatz zu den Verhältnissen im S liegt also gegen oben ein stratigraphischer Übergang in verkehrter Schichtlage vor. Der Christophe-Komplex weist demnach im N einen Synklinalbau auf, wobei der untere Teil zur Normalserie der Ferret-Zone gehört, während der obere Teil der Basis des Tsavra-Verkehrtschenkels entspricht. Auf diese Weise erklärt sich auch die im N erfolgte Anhäufung von Christophe-Sandsteinen.

In der höchsten Ferret-Einheit, dem oberen Schuppen- und Faltenkomplex, bestehen die Christophe-Schichten hauptsächlich aus Kalksandsteinen und sandig-tonigen Kalkschiefern. Die grauen Tonschieferlagen kommen nur spärlich vor. An verschiedenen Stellen werden die massigen, 5–10 cm mächtigen Platten der Mittelpartie ausgebeutet und als Dachbedeckung verwendet.

Die Christophe-Schichten bilden das jüngste Schichtglied der Ferret-Zone. Es liegt häufig eine transgressive Untergrenze vor; anderseits erfolgt z. T. ein eigentlicher Übergang in die Marmontains-Schichten, so dass die Annahme eines oberkretazischen Alters (R. Trümpy 1955a) plausibel erscheint.

e. Zur Altersfrage der Ferret-Schiefer

Fossilfunde innerhalb der Ferret-Zone beschränken sich bis heute auf die Peula- und Aroley-Schichten. R. Trümpy (1952) entdeckte in den mikrokonglomeratischen Aroley-Kalken der Pierre Avoi und später (1955a) auch im oberen Val Ferret kleine Orbitolinen, welche auf kretazisches Alter hinweisen. Er vergleicht die Aroley-Schichten mit Urgonkalken, schliesst aber die Möglichkeit nicht aus, dass diese Orbitolinen aufgearbeitet sein können. Die untere Partie der Ferret-Schiefer entspricht nach R. Trümpy vermutlich der Unterkreide, die Marmontains-Schichten wohl dem Gault und die Christophe-Sandsteine wahrscheinlich der Oberkreide (vgl. p. 45).

Auch in unserem Untersuchungsgebiet enthalten die Aroley-Schichten sichere, organische Reste, welche aber mit Ausnahme eines gut erhaltenen Milioliden nicht bestimmt werden können p. 65).

M. BURRI (1958) gelang es, aus Peula-Schiefern im N der Rhone Radiolarien herauszupräparieren. Vor allem das Vorkommen der *Lithocampe cretacea* RÜST bestätigt das Kreidealter der Peula-Schichten. Die Möglichkeit einer Aufarbeitung ist gering.

In den übrigen Schichtgruppen fehlen bis heute bestimmbare Fossilreste, so dass vor allem eine sichere Datierung der mächtigen, unteren Abfolge, d. h. der unteren Sandsteine und mittleren Kalkschiefer, verunmöglicht wird. Gegen die Annahme, dass die unteren Schichtglieder der Ferret-Zone auch noch jurassische Sedimente enthalten, spricht ihre fazielle Ausbildung. So fehlen z. B. in diesem Abschnitt massige Kalkbänke, welche dem Malm entstammen könnten.

Von R. STAUB (1938) und anderen Autoren wird die Ferret-Serie mit den Prätigauschiefern in Zusammenhang gebracht. Wie P. NÄNNY (1948) ausführt, umfassen die Prätigauschiefer eine von der Unterkreide bis ins Paläozän hinaufreichende Schichtreihe, welche vom Turon an fossilbelegt ist. Nach der Stellung im Schichtverband und auch lithologisch wäre es nicht abwegig, die beiden ältesten Schichtglieder, die Klus- und Valzeinaserie mit den unteren Sandsteinen und mittleren Kalkschiefern zu vergleichen. Um diesen Vergleich nicht einseitig zu gestalten, darf die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, dass die jüngeren Ferret-Schichtgruppen ebenfalls ein Äquivalent der höheren Serien in den Prätigauschiefern darstellen. So entspricht z. B. die Gyrenspitzserie (Campanian–tieferes Maestrichtian) lithologisch weitgehend den Aroley-Schichten; sie enthält u. a. ebenfalls Fragmente von Orbitolinen, welche aber eindeutig aufgearbeitet sind (P. NÄNNY 1948).

Diese Überlegungen sprechen für die Annahme, dass die Ferret-Schiefer kretazisch, keinesfalls aber älter sind.

f. Über die Ablagerungsbedingungen der Ferret-Schiefer

Sedimentologische Untersuchungen innerhalb der Ferret-Zone stossen infolge des intensiven Schuppenbaues und der Wirkung der Metamorphose auf grosse Schwierigkeiten. Da aber bestimmbare Fossilreste äusserst selten vorkommen und sich bis heute auf die Peula-Schichten und Aroley-Kalke beschränken, bilden sedimentologische Kriterien meistens den einzigen Weg zur Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse. Die folgenden Ausführungen basieren auf zahlreichen Detailuntersuchungen.

1. Faziesschwankungen

Es lassen sich unterscheiden:

a) N–S, d. h. im Streichen verlaufende Faziesschwankungen.
b) E–W, d. h. intern-extern verlaufende Faziesschwankungen.
c) Vertikale Faziesschwankungen.

Auf die S–N verlaufenden Faziesveränderungen sind wir bereits ausführlich eingetreten und haben dabei zusammenfassend festgestellt:

Die unteren Sandsteine und mittleren Kalkschiefer ziehen unverändert durch.

Die Vatse-Konglomerate fehlen infolge einer begrenzten Ausbreitung des Schüttungsmaterials (?) im südlichen und nördlichen Gebietsabschnitt. Der Sand-

gehalt der Vatse-Schiefer nimmt gegen N leicht zu. Die Mächtigkeit geht dagegen zurück.

In den Aroley-Schichten der Normalserie zeichnet sich von S gegen N ein allmählicher Verschieferungsprozess ab. Die Aroley-Kalke der höheren tektonischen Elemente widerspiegeln diese Faziesschwankung ebenfalls.

Wie auch die Peula-Schichten, welche im S unverändert durchziehen, fehlen die Aroley-Kalke der Normalserie infolge der tiefgreifenden Prae-Christophe-Erosion im N des Torrent de la Sasse.

Die Marmontains-Quarzite zeigen von S nach N eine gleichbleibende Ausbildung.

Innerhalb der Christophe-Schichten stellen sich keine wesentlichen Faziesveränderungen ein. Die bedeutende Mächtigkeitszunahme im N wird wohl durch die tiefgreifende Prae-Christophe-Erosion begünstigt, ist aber hauptsächlich tektonisch bedingt (p. 72).

Die Untersuchung der im E–W-Sinn verlaufenden Faziesschwankungen stösst infolge des intensiven Schuppenbaues und der Überlagerung durch die frontale Partie der Bernhard-Decke auf grosse Schwierigkeiten. Ein durchgehendes Profil fehlt. Hingegen können Schichtglieder, welche sowohl in der Normalserie wie auch in den höheren Elementen der Ferret-Zone vorkommen, sehr wohl miteinander in Beziehung gebracht werden. Wir dürfen von der Voraussetzung ausgehen, dass die Sedimente der höheren Einheiten ursprünglich weiter im E, d. h. in einem interner gelegenen Teil des Ablagerungsraumes abgesetzt worden sind. Es sind in den höheren Elementen lediglich die jüngsten Schichtglieder der Ferret-Schiefer aufgeschlossen, nämlich die Aroley-Kalke, die Marmontains-Quarzite und die Christophe-Sandsteine, lokal (p. 63) ebenfalls die Vatse-Schiefer und die Peula-Schichten (?). Da sie auch in der Normalserie vorkommen, bieten mindestens die drei erstgenannten Schichtglieder gute Vergleichsmöglichkeiten. Es ergeben sich dabei folgende Feststellungen:

Die Aroley-Schichten sind im E unter gleichzeitiger Zunahme der Komponentengrössen massiger ausgebildet als im W. In den Marmontains-Quarziten treten gegen E die Tonschieferlagen allmählich zurück. Auch die Christophe-Schichten zeigen die gleiche Erscheinung, wobei allerdings eine verstärkte Metamorphose mitgespielt haben mag.

Die vertikalen Faziesschwankungen widerspiegeln sich einerseits in den Grosszyklen und anderseits in den zahllosen Kleinzyklen deutlich. Zur Frage der Unterteilung in Grosszyklen, welche der Aufgliederung der Ferret-Schiefer in erster Linie zugrunde liegt, sei auf die bisherigen Ausführungen verwiesen. Das Problem der kleinzyklischen Abfolge wurde bisher nur gestreift, so dass wir hier kurz darauf eintreten möchten.

A. Lombard vertritt 1956 die Ansicht, dass die gesamte Masse der Ferret-Schiefer sich im Detail gesehen ausgesprochen arhythmisch verhält, und dass im Gegensatz etwa zum Niesen- oder Simmenflysch keine zyklische Wechsellagerung verwirklicht ist. Diese Auffassung trifft nicht ganz zu. Wir müssen zwar berücksichtigen, dass durch die Wirkung der Metamorphose die Kleinzyklen z. T. verwischt sind. Anreicherungen, z. B. von ursprünglich detritischem Quarz, finden in bestimmten Zonen statt. Wie aber aus Feldbeobachtungen und aus DS hervorgeht, hat ein Grossteil des Detritus keine durchgreifende Umgestaltung erlitten. Zahlreiche

Kleinzyklen lassen Schlüsse auf die Sedimentationsverhältnisse zu, obwohl auch die Lamination die Untersuchungen stark erschwert.

Die Kleinzyklen der Ferret-Schiefer zerfallen in zwei Gruppen. Den eintönigen Rhythmen der unteren Sandsteine und mittleren Kalkschiefer stehen die differenzierten Kleinzyklen vor allem der Vatse-Konglomerate und Aroley-Schichten gegenüber. Die Vatse-Schiefer, sowie die Peula- und Marmontains-Schichten nehmen eine Mittelstellung ein, während mit den Christophe-Schichten eine Rückkehr zur Bildung monotoner Rhythmen erfolgt.

Die eintönigen Kleinzyklen der unteren Partie und der Christophe-Schichten bestehen meist aus sandigen bis tonigen Kalkschiefern einerseits und aus massigeren, sandigen oder kieseligen Kalkbänken, resp. Kalksandsteinen anderseits. Die Mächtigkeit dieser Zyklen beträgt in den unteren Sandsteinen (vgl. p. 50) und mittleren Kalkschiefern (vgl. p. 51) durchschnittlich 5–15 cm, kann aber lokal 20 cm überschreiten. Sie nimmt in der oberen Partie der mittleren Kalkschiefer leicht zu. In den Christophe-Schichten liegen die Mächtigkeiten der Kleinzyklen durchschnittlich etwas höher und schwellen teilweise auf über 50 cm an.

Die Rhythmen der Vatse-Schiefer klingen an jene der mittleren Kalkschiefer an, erscheinen aber i. a. etwas differenzierter. Über Kalksandsteinen und tonig-sandigen Kalkschiefern folgen als Abschluss der Kleinzyklen häufig Kieselkalke mit Tonlagen.

Eine Zunahme an detritischem Material ist in den Peula-Schichten und Marmontains-Quarziten zu verzeichnen, wo vor allem reiner Quarzsand zugeführt wurde. Einzelne, gröbere klastische Einstreuungen ermöglichten die Bildung von Breccienlagen. Die vermehrte Zufuhr von klastischem Material, welche in den Peula- und Marmontains-Schichten gleichsam nur angedeutet wird, bringt in den Vatse-Konglomeraten und Aroley-Kalken oft eine ausgeprägte zyklische Gliederung mit sich.

In den Vatse-Konglomeraten am Sasse-Weg sind beispielsweise auf 1820 m gut entwickelte Kleinzyklen aufgeschlossen. Eine typische Abfolge ergibt von unten nach oben:

1. 5–10 cm kieselige, lagige Kalke mit Tonschmitzen.
2. 1–10 cm sandiger Kalk.
3. 5–20 cm massiges Konglomerat.
   Die Komponentengrössen betragen maximal 3 cm und nehmen gegen oben allmählich ab.
4. 5–10 cm leicht sandige, lagige Kalke.
5. 5–10 cm kieselige Kalke mit Tonschmitzen (entsprechend 1).

Die Kleinzyklen sind natürlich nicht immer so regelmässig ausgebildet. Oft sind einzelne Horizonte unterdrückt. Auch wird eine erste Konglomeratbank (3) häufig direkt von einer zweiten, gröberen Lage überlagert. Die Intervalle der einzelnen Konglomerateinschaltungen können sich verzögern, so dass vermehrt sandige bis kieselige Kalke auftreten.

Diese Feststellungen stimmen überein mit den Untersuchungsergebnissen weiter im S, wo vor allem östlich von Verne entsprechende Rhythmen sich deutlich abzeichnen.

In den Aroley-Schichten – vor allem innerhalb der Tsavra-Falte – können wir zwei verschiedene Konglomerat-, resp. Breccientypen unterscheiden:

a) Lagige, dm bis über 2 m mächtige Konglomerat-, bzw. Breccienhorizonte, welche hauptsächlich aus leicht abgeplatteten Komponenten mit spärlichem Bindemittel bestehen. Die Durchmesser der grossformatigen Komponenten überschreiten häufig 15 cm; das Geröllmaterial ist schlecht sortiert.
b) Massige, 5 cm bis über 1 m mächtige Konglomerat-, bzw. Breccieneinschaltungen. Die Gerölldurchmesser betragen höchstens 8–10 cm. Das Komponentenmaterial ist meist gut sortiert und wird reichlich von Bindemittel umgeben.

Als typischer Kleinzyklus in den Aroley-Schichten sei ein Beispiel auf La Tessure angeführt. Dort folgen im höchsten Teil der Tsavra-Falte von unten nach oben:

1. 0,2 m lagige, sandig-kieselige Kalke.
2. 2 m lagig ausgebildete Konglomerate bis Breccien. Die Grösse der abgeplatteten Komponenten beträgt 2 bis 20 cm. Das Geröllmaterial ist schlecht sortiert. Mit einer deutlichen, leicht diskordanten Grenze folgt
3. 1 m massige Konglomerate, welche im unteren Teil einige Gerölle bis zu 10 cm Durchmesser enthalten. Die Komponentengrössen nehmen gegen oben kontinuierlich ab und betragen in der obersten Partie etwa 0,5 cm.
4. 0,8 m massige Konglomerate, welche an der Basis Komponenten in der Grössenordnung von 2 cm umschliessen und sich gegen oben allmählich verfeinern.
5. 0,5 m leicht sandige Kalke mit vereinzelten Tonschmitzen.
6. 0,3 m massige Konglomerate.

Dieser typische Kleinzyklus mit einer Gesamtmächtigkeit von immerhin 4,3 m umfasst die Horizonte 2–5. Entsprechende Rhythmen sind auch im S aufgeschlossen, so z. B. östlich von Verne und La Fouly.

Die Mächtigkeiten der Kleinzyklen innerhalb der Aroley-Schichten sind wie jene der Vatse-Konglomerate starken Schwankungen unterworfen. Auch können einzelne Horizonte fehlen, so dass die Rhythmen nicht immer so regelmässig ausgebildet sind wie das angeführte Beispiel auf La Tessure. Oft lässt sich – vor allem in sandigen bis kalkigen Partien – die zyklische Gliederung nicht eindeutig nachweisen; wahrscheinlich wurde sie dort, falls sie überhaupt primär vorhanden war, durch die Wirkung der Lamination und der Metamorphose weitgehend zerstört.

2. Das Komponentenmaterial

Infolge tektonischer Vorgänge sind die Komponenten durchwegs verformt worden. Sie erscheinen meistens linsenförmig in der Schichtebene abgeplattet und in der Axenrichtung gestreckt. Der Grad der Verformung ist weitgehend abhängig von der Beschaffenheit des Bindemittels. Aber auch der Einfluss des Komponentenmaterials ist unverkennbar: Dolomite und Kalke sind allgemein gut gerundet, ebenso die Granite, während Quarzite eckige, z. T. prismatische und die Gneise plattige Formen aufweisen.

Nur die massigen Aroley-Bänke der Tsavra-Falte und der oberen Schuppen- und Faltenzone lassen Schlüsse auf die ursprüngliche Komponentengestalt zu. Es liegen dort durchwegs Übergänge zwischen Konglomeraten und Breccien vor,

so dass es schwierig ist, sich auf eine bestimmte Bezeichnung festzulegen. Die Benennung «Konglomerat» wurde allgemein vorgezogen.

Auf die Zusammensetzung des Komponentenmaterials sind wir bei der Beschreibung der einzelnen Schichtglieder eingetreten und haben dabei festgestellt, dass die Karbonatgerölle durchwegs dominieren. Am häufigsten erscheinen mittel- bis dunkelgraue Dolomite. Die Verbreitung einer oolithischen Dolomitvarietät scheint sich auf die Aroley-Schichten zu beschränken. Neben Kalkgeröllen unbestimmbaren Alters sind blaugraue, liasische Spatkalke vertreten.

Die weissen bis leicht rötlichen Quarzite dürften der unteren Trias entstammen.

Die Kristallinkomponenten, welche vor allem im oberen Teil der Aroley-Kalke und in den Peula-Schichten auftreten, können infolge der intensiven Auswalzung nur schwer bestimmt werden. Die feinkörnigen Granite bestehen meistens aus Quarz, Orthoklas, seltener aus Plagioklas und Biotit. Ferner kommen Fragmente eines albitführenden Muskovitchloritgneises und eines chloritführenden Serizitschiefers vor.

Die Komponentengrössen schwanken stark. Durchschnittlich bewegen sie sich in der Grössenordnung von einigen mm bis zu etwa 25 cm. Eine Ausnahme bildet eine Riesenkomponente in den Aroley-Schichten der Normalserie am T. de la Sasse (p. 61). Von S gegen N nehmen die Geröllldurchmesser nordöstlich von La Fouly, wo ja auch die Vatse-Konglomerate einsetzen, kontinuierlich zu, erreichen zwischen Verne und Sasse ihr Maximum und verlieren im NE des T. de la Sasse allmählich an Grösse. Diese Grössenschwankungen widerspiegeln sich sowohl in den Vatse-Konglomeraten, welche im N überhaupt fehlen, wie auch in den Aroley-Kalken deutlich.

W–E verlaufende Komponentenschwankungen können nur innerhalb der Aroley-Kalke verfolgt werden; dort nehmen die Geröllldurchmesser allgemein von W gegen E zu.

3. Über die Sedimentationsverhältnisse im Ablagerungsraum der Ferret-Schiefer

Die Ferret-Schiefer lassen sich bis jetzt in gleichartiger Ausbildung vom italienischen Val Ferret her in nordöstlicher Richtung bis nach Siders durchverfolgen (R. Trümpy 1952, 1955a, M. Burri 1958). Die Voraussetzung für eine solche Fazieskonstanz über eine Strecke von mindestens 60 km bilden verhältnismässig homogene Sedimentationsverhältnisse.

Der Raum und auch die Voraussetzungen fehlen, um im Rahmen dieser Arbeit auf das komplexe Problem der alpinen Geosynklinale näher einzutreten. Immerhin müssen wir einige allgemeine Bemerkungen vorausschicken. Die Masse der Ferret-Schiefer liegt im Bereich der «Géosynclinal valaisan» von E. Haug (1900, 1925), d. h. jenes Troges, welcher sich im S an den ultrahelvetischen Raum anlegt. R. Trümpy (1957) greift diesen Begriff in leicht modifizierter Form wieder auf und verwendet für den Ablagerungsraum der Ferret-Schiefer und der Zone der Tarentaise die Bezeichnung «Domaine valaisan». Die Ferret-Zone entwickelt sich erst im Neocomian zu einem Geosynklinalgraben, während die östlich anschliessende Zone der Tarentaise in jenem Zeitraum noch der Erosion ausgesetzt ist. Vom Urgon (?)

an erfolgt ein Ausgleich; in der Zone der Tarentaise bildet sich die Konglomerat-Serie, welche den Aroley-Kalken der Ferret-Zone entspricht.

Innerhalb dieses «Domaine valaisan» stellen die kretazischen Ferret-Schiefer eine «Vorflysch»-Fazies dar (1957, p. 450). «Graded bedding» ist selten, der Sedimentationstyp eher ruhig; die Breccien bestehen hauptsächlich aus sedimentären Geröllen, so dass nach R. TRÜMPY noch kein eigentlicher Flysch vorliegt.

Diese Feststellungen treffen sicher zu für die untere Partie der Ferret-Schiefer und auch für die Christophe-Schichten. «Graded bedding» stellt zwar im unteren Teil der Ferret-Schiefer keine Seltenheit dar und lässt sich nachweisen an der Basis, vereinzelt im mittleren und vermehrt im oberen Teil der unteren Sandsteine und schliesslich hauptsächlich in der obersten Partie der mittleren Kalkschiefer. In all diesen Fällen nimmt die Korngrösse des Quarzdetritus gegen oben kontinuierlich ab; es liegt also Normallagerung vor. Der Übergang der Grob- zur Feinfraktion erfolgt innerhalb eines Intervalles von 5–15 cm. Der Umstand, dass «graded bedding» bisher in den unteren Teilen der Ferret-Serie so selten beobachtet worden ist, beruht vielleicht auf der stärkeren Lamination dieser Gesteine, sowie auf der geringen Grösse der detritischen Komponenten, welche fast ausschliesslich rekristallisiert sind und somit nicht mehr die ursprüngliche Korngrösse erkennen lassen.

Die Christophe-Schichten führen gröberen, schlecht sortierten Quarzdetritus. Einzig im T. Tollent östlich von Branche konnten wir ein deutliches «graded bedding» erkennen (Koord. 576 250/90 250/1950). Aber auch innerhalb der Christophe-Schichten ist wie in der unteren Partie eine rhythmische Abfolge von massiger ausgebildeten Kalksandsteinen und tonig-sandigen Kalkschiefern verwirklicht.

Das Gegenstück dieser monotonen Rhythmen mit vereinzeltem «graded bedding» bilden die differenzierteren Kleinzyklen der Vatse-Konglomerate und Aroley-Kalke. Das Komponentenmaterial umfasst stellenweise Kristallintrümmer und ist i. a. gut sortiert; «graded bedding» ist häufig, was an sich auf einen Flyschcharakter dieser Gesteine hinweisen würde. Gegen eine Zuordnung zum Flysch sprechen dagegen vor allem die massigen, gebankten Kalke innerhalb der Aroley-Schichten. Allerdings sind auch in den Aroley-Schichten, wie dies die vorläufigen Untersuchungsergebnisse von R. ZULAUF bestätigen, häufig schieferreiche Partien eingeschaltet.

Nach unserer Auffassung liegt in der Ferret-Zone eine «Vorflysch»-Fazies vor, welche aber stellenweise eigentlichen Flyschcharakter annimmt.

Wie aber erfolgte die Bildung dieser mächtigen, rhythmisch gegliederten Schiefermassen?

Es steht fest, dass die Ferret-Schiefer grossenteils aus detritischem Material bestehen. Zusammen mit diesen grob- bis feindetritischen Gesteinstypen sind auch karbonatische Sedimente zum Absatz gelangt. I. a. erfolgte wohl ein Zusammenspiel von «mechanischen» und «chemischen» (bzw. «biochemischen») Sedimentationsvorgängen.

Für eine rhythmische Gliederung, wie sie in den Ferret-Schiefern verwirklicht ist, kommen verschiedene Erklärungsmöglichkeiten in Betracht. J. CADISCH (1953) führt die kleinzyklische Gliederung zurück auf ein ruckartiges Absinken und Auf-

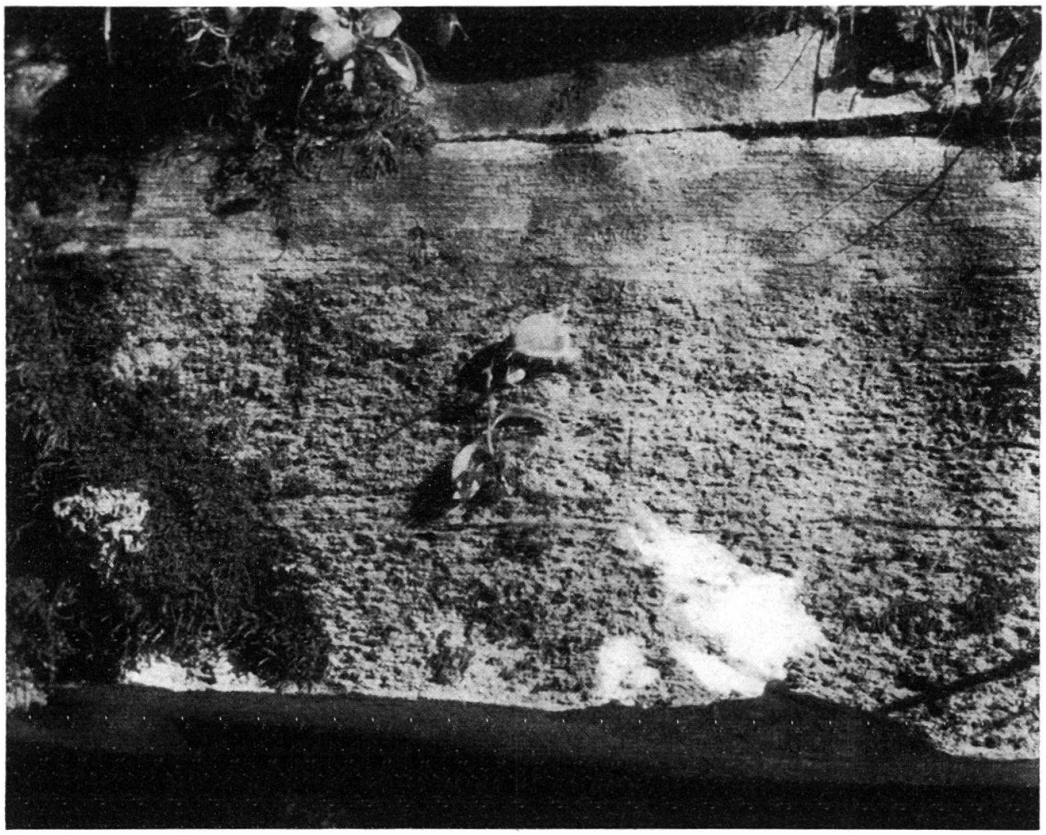


Fig. 3. „Graded bedding" in einer Konglomerateinschaltung der Vatse-Konglomerate am Sasse-Weg (auf 1820 m)

tauchen der Geosynklinalen und Geantiklinalen. Andere Autoren (M. GIGNOUX 1950) stellen klimatische Schwankungen in den Vordergrund. Im übrigen sei auf die eingehende Darstellung von A. LOMBARD (1956) verwiesen.

Die angeführten Hypothesen gründen auf Faktoren, die ausserhalb (Klima) oder im Untergrund (Hebungen und Senkungen) des eigentlichen, von Wasser erfüllten Troges spielen. Neben anderen Autoren weist vor allem PH. KUENEN (1950, 1953) darauf hin, dass die Vorgänge im Ablagerungsbecken selber den Sedimentationsablauf entscheidend beeinflussen können. Grosse Bedeutung misst er hauptsächlich der Wirkung von Trübeströmen («turbidity currents») bei. Es handelt sich dabei um Strömungen, welche infolge der aussergewöhnlichen Dichte längs Unterwasserhängen zur Tiefe gleiten. Die hohe Dichte wird bedingt durch einen grossen Gehalt an suspendiertem Material. Diese Strömungen können weite Flächen erfassen und in kurzer Zeit stark akkumulieren. Das mitgeführte Material wird meistens nach der Schwere geordnet, so dass die differenzierten Kleinzyklen häufig «graded bedding» aufweisen. Schlecht sortierte Lagen führt PH. KUENEN auf die Wirkung von Schlammströmen (mud-flows) zurück. Aus dem Fehlen von Gezeitenanzeichen schliesst er, dass diese Trübeströme in bedeutende Tiefen vorstossen.

Wie aus Vergleichen hervorgeht, existieren wahrscheinlich auch in den Ferret-Schiefern derartige Ablagerungstypen. Zahlreiche Kleinzyklen mit «graded bedding» innerhalb der Vatse-Konglomerate und der Aroley-Schichten können sehr wohl mit einer stossweisen Zufuhr des Detritus erklärt und auf Dekantierungs-

schichtung zurückgeführt werden. Die Entstehung der groben, schlecht sortierten Konglomeratlagen der Aroley-Schichten steht wohl im Zusammenhang mit subaquatischen Rutschungen. Auf eine sehr bewegte Transportart weist auch der mächtige Dolomitblock in den Aroley-Schichten am T. de la Sasse hin (p. 61). Nach dem Abklingen der groben Materialzufuhr tritt die kalkige, bzw. pelitische Sedimentation vermehrt hervor.

Möglicherweise wurde jedoch nicht die gesamte Masse der Ferret-Schiefer in grosser Meerestiefe abgelagert. Dagegen spricht ein vereinzeltes Vorkommen von Kreuzschichtung im oberen Teil der Tsavra-Falte am T. de la Sasse. Aber auch die relativ reinen Kalke und die Quarzsandsteine stellen Gesteinstypen dar, welche den eigentlichen Flyschtrögen fremd sind. Sie bilden jedoch keinen sicheren Beweis für einen Absatz im Seichtwasserbereich, besonders weil die Kalke wohl grossenteils aus Calcareniten hervorgegangen sind. Eindeutige Anzeichen für ausgesprochene Seichtwasserbildungen, z. B. Spuren von Gezeitenwirkung, fehlen aber in den Ferret-Schiefern.

Die Kleinzyklen der unteren Sandsteine, der mittleren Kalkschiefer und der Christophe-Schichten werden charakterisiert durch ihre monotone Ausbildung und das spärlich auftretende «graded bedding». Immerhin zeichnen sich die Rhythmen vor allem der unteren Partie aus durch eine Verfeinerung des Detritus gegen oben. Wir haben den Eindruck, dass auch diese Kleinzyklen aus einer stossweisen Zufuhr detritischen Materials hervorgegangen sind. Es liegt aber hier ein ruhiger Sedimentationstyp vor, welcher kaum auf eigentliche, sehr transportkräftige und rasch wirkende Trübeströme zurückgeht. Vielmehr ist wahrscheinlich der Detritus durch ausgeglichene Strömungen ins Troginnere verfrachtet worden. Die Auslösung der einzelnen Materialstösse und eine Sortierung erfolgte mit Hilfe der Schwerkraft. Die Massenverlagerungen sind wohl verlangsamt wirkenden Trübeströmen vergleichbar. Damit nähern wir uns der von A. Lombard (1956) vertretenen «théorie de l'écoulement généralisé». Es handelt sich nach dieser Hypothese um Strömungen, welche in den Küstengebieten Suspensionsmaterial aufnehmen und von dort ausgehen. Im Gegensatz zu den Trübeströmen sind es Wassermassen niederer Dichte, so dass ein allmählicher, weite Flächen erfassender Absatz stattfindet. «Graded bedding» kann häufig auftreten. A. Lombard (1956) betrachtet die Trübeströme nur als beschleunigt wirkende Einzelfälle im Rahmen dieser Vorgänge, dürfte aber ihre Bedeutung wohl unterschätzen. Es ist vielleicht kein Zufall, dass diese Hypothese auf Beobachtungen im Kreideflysch der Niesen-Decke zurückgeht, welcher nach R. Trümpy (1958) ebenfalls «Vorflysch»-Charakter aufweist.

Die monotonen Kleinzyklen der Ferret-Schiefer setzen sich aus einer grob- und einer feindetritischen Lage zusammen. «Graded bedding» kommt aber nur lokal vor; wie DS bestätigen, weichen innerhalb einer solchen Lage die Durchmesser der detritischen Quarzkörner nur wenig voneinander ab. Diese Erscheinung hängt einerseits mit einer teilweisen Umwandlung des Quarzes und anderseits wohl mit einer Zufuhr von gleichartigem Detritus zusammen. Vielleicht erfolgte bereits in der Ausgangslage, also im Schwellenbereich (Abtrag homogener Ablagerungen?), oder dann während der eigentlichen Akkumulationsphase (verschiedene Dichtezonen?) eine gleichmässige Sortierung. Allerdings ist in diesem Zusammenhang zu

berücksichtigen, dass sedimentologische Untersuchungen ausserhalb der massigeren Partien der Ferret-Zone infolge der verstärkten Wirkung von Lamination und Metamorphose auf grosse Schwierigkeiten stossen.

Die bisherigen Ausführungen sind ein Versuch, die Entstehung der Ferret-Schiefer mit den eigentlichen Sedimentationsvorgängen in Beziehung zu setzen. Dabei wurde eine Materialzufuhr von einer Schwellenzone am Rande des Troges vorausgesetzt. Tatsächlich lässt sich anhand der Geröllschwankungen in den Aroley-Schichten feststellen, dass, mindestens von der oberen Unterkreide (?) an, die Hauptschüttung von E her erfolgte, und dass sich im E unseres Untersuchungsgebietes eine wichtige Schwellenregion von N/NE nach S/SW erstreckte (p. 77). Da auch die Breccienlagen über der Ferret-Basis und die Vatse-Konglomerate die gleiche Geröllzusammensetzung aufweisen wie die Aroley-Schichten, dürfen wir für die unteren Schichtglieder ebenfalls eine entsprechende Schwellenlage annehmen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass untergeordnet andere Schüttungsrichtungen beteiligt waren, doch fehlen hiefür sichere Anzeichen. Die Hauptstösse der Materialzufuhr erfolgten aber von E her, wobei natürlich innerhalb des Troges lokale Abweichungen vorkommen. Es ist ja auch nicht anzunehmen, dass die Schwellenzone ein homogenes Gebilde darstellt. So lassen sich – vor allem in den Aroley-Schichten – stellenweise Anhäufungen von klastischem Material feststellen.

Die Zusammensetzung des Komponentenmaterials (p. 76) spricht ebenfalls für eine Materialzufuhr aus E, was vor allem die häufigen, spätigen Liasgerölle belegen. Problematisch ist die Herkunft der zahlreichen, mittel- bis dunkelgrauen, teilweise oolithischen Dolomitkomponenten. Analoge Gesteinstypen fehlen in der Zone der Tarentaise und sind auch im Briançonnais nicht häufig. So beschreibt J. Debelmas (1955) aus der obersten Trias der «Nappe de Champcella», also aus dem eigentlichen Briançonnais, graue pseudo-oolithische Dolomite. In der externen Partie der Karbonzone sind östlich des Aglan, unmittelbar im W des Vouasse-Weges, mit der carnischen Rauhwacke graue Dolomite vergesellschaftet, welche im DS ebenfalls eine oolithische Struktur aufweisen. Diese vereinzelten, geringmächtigen Vorkommen erlauben aber kaum weitreichende Folgerungen.

Ein weiteres Problem bildet die Herkunft der Kristallinkomponenten, unter welchen neben Glimmerschiefern auch feinkörnige, grünliche Granite erscheinen (p. 77). In der Zone der Tarentaise sind auf Walliser Gebiet als älteste Gesteine Karbon aufgeschlossen. Hingegen erwähnt R. Barbier (1948) innerhalb dieser Einheit aus dem Massiv von Hautecour bei Moûtiers Glimmerschiefer, sowie Muskovitgranit und Amphibolitzonen. Er ordnet diese Gesteine gesamthaft einer praekarbonischen Serie zu.

Über die Beschaffenheit der im E gelegenen Schwellenregion können wir nur Vermutungen äussern, denn der Zusammenschub, die Verschuppung und die damit verbundene Metamorphose verunmöglichen es, von der Form und Ausdehnung des Ablagerungsraumes ein genaues Bild zu gewinnen. Als die Bildung der Ferret-Schiefer einsetzte, also wohl zu Beginn der Unterkreide, war die Zone der Tarentaise der Erosion ausgesetzt, d. h. in den Bereich der Schwellenzone einbezogen (vgl. R. Trümpy 1957). Erst in der höheren Unterkreide (?), als die Konglomerat-Serie, das Äquivalent der Aroley-Kalke, sich absetzte, wird die Zone der Tarentaise allmählich wieder dem eigentlichen Troggebiet einverleibt. Die Frage, warum

gerade in jenem Zeitraum innerhalb der Ferret-Zone eine grobdetritische Sedimentation auftritt und – mit Ausnahme der Vatse-Konglomerate – nicht bereits vorher, als die Zone der Tarantaise vermehrt durch die Erosion betroffen wurde, bleibt vorläufig offen. Vielleicht fehlte vorher im Bereich der Schwellenregion ein transportkräftiges Agens.

Zusammenfassend ergeben sich für den Ablagerungsraum der Ferret-Schiefer folgende Feststellungen:

Bis zum Einsetzen der Aroley-Schichten erfolgte die Bildung der Ferret-Schiefer in einem selbständigen Trog. Das detritische Material wurde von einer im E gelegenen Schwelle zugeführt. Die Beschaffenheit dieser Schwellenregion ist unbekannt. Somit ist es ungewiss, ob der Detritus ein Brandungsprodukt darstellt oder ob eine Küstenregion auch aus dem Landinnern mit Material gespeist wurde.

Es ist allerdings aus paläogeographischen Gründen sehr unwahrscheinlich, dass die Schwelle im E des Ablagerungsbeckens je eine sehr grosse Breite besessen hat.

Von der Schwellenzone aus wurde das Material schubweise von Strömungen in das Troginnere verfrachtet. Es sind zwei Arten von Strömungen zu unterscheiden:

a) Strömungen geringerer Dichte, welche langsam akkumulieren.
b) Eigentliche Trübeströme von hoher Dichte.

In beiden Fällen war die Schwerkraft der dominierende Faktor und ermöglichte sowohl die zyklische Gliederung wie auch die Bildung von «graded bedding». Syngenetische Faltungen und Fliessmarken zur Feststellung der Strömungsrichtung lassen sich infolge der Metamorphose und der Lamination nicht mehr mit Sicherheit erkennen.

Die Ablagerung erfolgte in Tiefen, welche i. a. unterhalb des Seichtwasserbereiches liegen, d. h. wohl mindestens einige 100 m unter der Wasseroberfläche (vgl. W. Schäfer 1956).

Stellenweise scheint allerdings der Ablagerung der Christophe-Schichten eine Erosion vorangegangen zu sein; der untere Teil dieser Schichtfolge enthält lokal Aroley-Fragmente. Für den nördlichen Gebietsabschnitt, wo die Christophe-Sandsteine die Vatse-Schiefer direkt überlagern (p. 56, 71) müssen wir auch eine weitere Möglichkeit in Erwägung ziehen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass dort Sedimente aus einem externeren, tiefer gelegenen Teil des Troges vorliegen, und dass die fehlenden Aroley- und Marmontains-Schichten primär nicht zum Absatz gelangten. Ein allmähliches «Versimpeln» der Aroley- und Marmontains-Schichten deutet sich ja innerhalb der Normalserie bereits im N der Comba Naire an. Einer Lösung dieses komplexen Problems wird uns jedoch erst eine eingehende Überprüfung der Zusammenhänge im N der Drance d'Entremont näher bringen.

IV. Die Zone der Tarentaise

a. Zur Aufgliederung der Zone der Tarentaise

Lithologisch hebt sich die Zone der Tarentaise durch ihren heterogenen Charakter deutlich ab von den Ferret-Schiefern. Sowohl im Gebiet der Pierre Avoi (1952) wie auch im oberen Val Ferret (1955a) unterscheidet R. Trümpy folgende drei stratigraphische Haupteinheiten:

1. Trias, hauptsächlich bestehend aus zuckerkörnigen Dolomiten, ferner auch aus marmorisierten Kalken und Rauhwacke. Die Breccien der Pierre Avoi gehören zur oberen Trias (?). Sie sind in der Gipfelpartie der Pierre Avoi gut entwickelt, spielen aber im oberen Val Ferret nur noch eine untergeordnete Rolle.

2. Lias-Dogger (?): Über fraglichem Rhät folgen helle, marmorisierte Kalke (Unterlias ?), dann spätige, bläuliche Kalke mit *Gryphaea arcuata* LMK., einem Leitfossil des Sinemurian und Lotharingian, sowie mit mittelliasischen Belemniten (*Passaloteuthis* sp.?) und an der Pierre Avoi auch mit mittelliasischen, gekielten Ammoniten. Die Spatkalke entsprechen demnach dem oberen Unterlias und dem Mittellias. Darüber erscheinen schieferig ausgebildete Kalke. Dieser Horizont enthält ebenfalls vereinzelte Belemniten und umfasst neben Oberlias wohl auch noch Dogger.

3. Die postliasische Schichtreihe, welche aus einem bedeutenden Komplex von Schiefern und Kalken, sowie aus Konglomeraten, Quarziten und Grüngesteinen besteht. Eine Detailstratigraphie fehlt. Immerhin können drei Horizonte, welche H. SCHOELLER 1929 in der Tarentaise beschreibt, wieder erkannt werden:

a. Die Konglomerate und Kalkschiefer der «Aiguilles du Grand Fond», welche H. SCHOELLER dem Jura zuordnet.

b. Die Konglomerat-Serie, welche nach H. SCHOELLER die Basis des Eozäns bildet.

c. Die grünen Quarzite und schwarzen Schiefer, von R. TRÜMPY (1955a) als Serie der Schiefer-Quarzite («série schisto-quartzitique») bezeichnet.

Die Konglomerat-Serie (b) und die Schiefer-Quarzite (c) werden 1955 von R. TRÜMPY und auch von R. BARBIER mit den Aroley-Schichten, resp. den Marmontains-Quarziten parallelisiert. Die Richtigkeit dieser Korrelation wird bestärkt durch Orbitolinenreste, welche P. ELTER 1954 in der Konglomerat-Serie des Aostatals entdeckte.

M. BURRI (1958) kann im N der Rhone für die Zone der Tarentaise einen entsprechenden Aufbau nachweisen. Sandige Kalke in der obersten Partie der Schiefer-Quarzite bilden nach diesem Autor vermutlich ein selbständiges Element.

b. Beschreibung der einzelnen Schichtglieder

Im Folgenden möchten wir auf die Ausbildung der Zone der Tarentaise im mittleren und unteren Val Ferret eintreten. Es ist zu berücksichtigen, dass die Vergleichsmöglichkeiten von Profilen durch die intensive Verschuppung stark eingeschränkt werden.

1. Karbon

Nördlich der Tête des Vares weist die Zone der Tarentaise in der obersten Partie einen Schuppenbau auf, an dem neben der Serie der Schiefer-Quarzite auch ein etwa 25 m mächtiger Karbonzug beteiligt ist. Die Ausbildung dieser Karbongesteine stimmt mit jener am Aussenrand der Karbonzone überein. Neben chloritführenden, graphitischen Tonschiefern mit einigen Anthrazitschmitzen sind hauptsächlich lagige, graue Quarzite vertreten. DS lassen eine weitgehende Rekristalli-

sation des Quarzanteils feststellen. An Neubildungen sind Serizit, ein bräunlicher Chlorit und seltener auch Turmalin erkennbar.

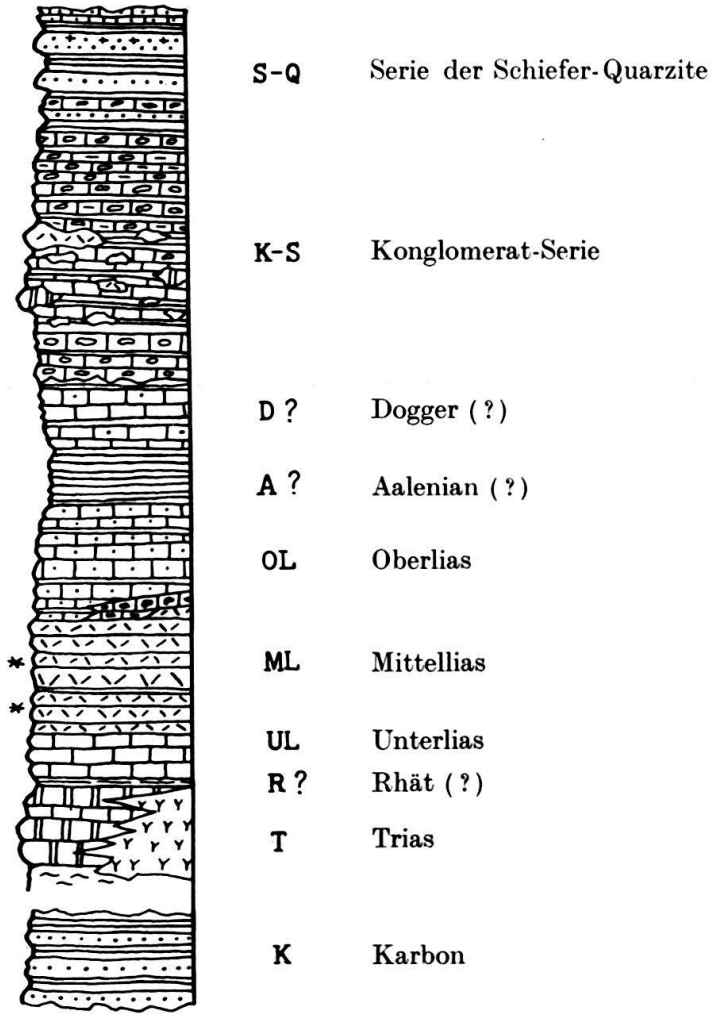


Fig. 4. Stratigraphisches Normalprofil der Zone der Tarentaise (Gesamtmächtigkeit ca. 300 m)

Im weiteren Verlauf der Zone der Tarentaise sind Karbongesteine nicht mehr nachzuweisen; nur an der Tête des Vares sind sie lokal eingeschuppt.

2. Trias

Die Trias setzt im SE von Verne ein und zieht mit einigen tektonisch bedingten Unterbrüchen bis nach Sasse durch. Vor allem im oberen Teil der Comba Naire tritt ein Triaszug als helles, weithin sichtbares Band deutlich hervor.

Tektonische Komplikationen verunmöglichen die Aufnahme eines Normalprofils. Es kommen folgende Gesteinstypen vor:

a) Weisse bis hellgraue Dolomite von elfenbeinfarbener Anwitterung. Lokal sind diese massigen Dolomite pseudobrecciös ausgebildet.
b) Hellgraue, gelbgrau anwitternde Marmore von lagiger Ausbildung.
c) Reiner, weisser Gips.
d) Rauhwacke.

Die Dolomite (a) dominieren und dürften zusammen mit den Marmoren (b) der Mitteltrias angehören. Die wahrscheinlich obertriasischen Gipse (c) und die Rauhwacke konnten nirgends in Normalposition aufgefunden werden. Quarzite fehlen, ebenso auch ein Äquivalent der obertriasischen (?) Breccien der Pierre Avoi. Die Gesamtmächtigkeit beträgt höchstens 30 m.

3. Lias-Dogger (?)

Die massigen Liaszüge erstrecken sich über das gesamte Untersuchungsgebiet. Sie enthalten bestimmbare Fossilreste, so dass ihnen der Wert von Leithorizonten zukommt.

Ein gutes Profil, welches eine weitgehende Aufgliederung zulässt, ist östlich von P. 2019, im SE der Alp Sasse aufgeschlossen. Über der Trias folgen dort auf 2340 m von unten nach oben:

1. 0,5 m schwarze Tonschiefer (Rhät?).
2. 12 m weisser bis hellgrauer, marmorisierter Kalk von hellgrauer bis bräunlicher Anwitterungsfarbe. Die obere Partie wird gekennzeichnet durch eine Zunahme des Kieselgehaltes und das Auftreten von einzelnen Echinodermentrümmern.
3. 20 m leicht eisenschüssige, blaugraue Spatkalke von bräunlich bis grauer Anwitterungsfarbe. Im DS kommen häufig Echinodermenfragmente vor, darunter Bruchstücke von Seeigelstacheln. Daneben erscheinen einige Quarznester, welche aus kleinen Quarzkörnern bestehen, sowie einzelne Tonhäute. Der Pyritgehalt ist stellenweise bedeutend.
4. Konglomerat-Serie.

Die Spatkalke (3) enthalten vor allem in Schuttblöcken relativ gut erhaltene Belemnitenfragmente, welche keine Furche aufweisen. Bei einer Länge von 4–6 cm betragen die Durchmesser 0,4–1 cm. Eine genaue Bestimmung ist nicht möglich. Im Vergleich zu den von R. Trümpy (1955a) beschriebenen Formen (*Passaloteuthis?*) sind diese Exemplare bedeutend kleiner und könnten, der äusseren Gestalt nach, vielleicht zu *Proteuthis* gehören.

Dank der Erosionswirkung sind im NE von P. 2019 an den Anwitterungsflächen der Schuttblöcke weitere Fossilreste herauspräpariert worden. Neben unbestimmbaren Muschelresten treten einige Gryphaeen der Gruppe *Gryphaea arcuata* LMK. hervor, einer Gruppe also, welche im Sinemurien und Lotharingian vorkommt.

Ferner sind Funde von Ammoniten zu erwähnen. Obwohl verschiedene Fragmente an penninischen Verhältnissen gemessen ausgezeichnet konserviert sind, ist eine sichere Bestimmung kaum möglich. Mit Bruchstücken einzelner Windungen wurde auch ein vollständig erhaltenes Exemplar entdeckt.

Eine ellipsenförmige, abgeplattete Form widerspiegelt die tektonische Beanspruchung. Die Durchmesser betragen 4,6 cm, bzw. 2,5 cm. Die Dicke erreicht maximal 0,3 cm. Der letzte Umgang enthält ca. 45 gerade, einfache Rippen. Ein Kiel fehlt; die Rippen überqueren den gerundeten Externteil. Ein Versuch, die Nabelweite zu bestimmen, ergab den Wert 0,52. Vergleiche mit entsprechenden Liasammoniten zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit dem Genus *Polymorphites*, was auf Pliensbachian hinweist. Diese Gryphaeen und Ammoniten konnten wir über den

Schuttblöcken im Anstehenden nicht auffinden. Die gryphaeenführende Zone liegt wahrscheinlich unter dem belemnitenhaltigen Horizont, die Schichten mit Ammonitenfragmenten dagegen vermutlich darüber.

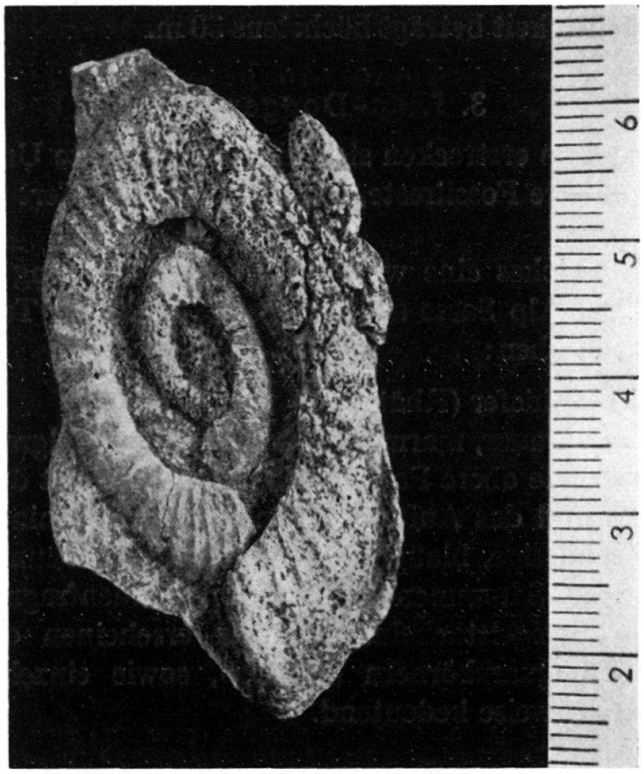


Fig. 5. Liasammonit (*Polymorphites* sp. ?)
Fundort im Schutt östlich von P. 2019, im SE der Alp Sasse (Koord. 576650/90450/2280).

Die Schichtgruppen 2 und 3 gehören demnach dem Unter- und Mittellias an. Oberliasische Plattenkalke fehlen an dieser Stelle; die Konglomerat-Serie (4) transgrediert wohl direkt auf Mittellias. Weiter im S und auch im N von Sasse sind nur noch mittel- und oberliasische Kalke vertreten. Ein Äquivalent der hellen marmorisierten Kalke (1) fehlt.

Am Revedinweg, im E von Verne, leiten auf 2430 m mittelliasische Spatkalke stratigraphisch über in eine etwa 2 m mächtige Breccienbank. Ein spätiger Kalkzement umgibt schlecht gerundete, abgeplattete Dolomitkomponenten und Quarzittrümmer von einigen cm Durchmesser. Diese Liasbreccien unterscheiden sich lithologisch durch ihren spätigen Kalkzement von den Breccien der Pierre Avoi. Sie sind nur lokal entwickelt; entsprechende Gesteinstypen fehlen weiter im S und im N. Östlich von Prayon, also im gleichen Querschnitt, beschreibt übrigens W. Nabholz 1944 Gryphaeenfunde. Wir stiessen dort lediglich auf Belemniten. Die Gryphaeen wurden von W. Nabholz (laut mündlicher Mitteilung) im Schutt gefunden und ihr genauer Herkunftsort liess sich nicht ausfindig machen.

Einen Überblick über die Ausbildung der oberliasischen Ablagerungen vermitteln die beiden folgenden Profilbeschreibungen.

I. Profil an der Tête des Vares, aufgenommen am Grat von 2850 an in nördlicher Richtung gegen P. 2870.8:

1. Massige Aroley-Konglomerate: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. 15 m blaugraue, z. T. spätige Kalke, grau bis bräunlich in der Anwitterung. Einzelne Kieselschnüre durchziehen das Gestein. Belemniten und ein schlecht erhaltener Gryphaeenquerschnitt weisen auf Unter- bis Mittellias hin.
3. 50 m sandige, blaugraue Kalke, welche aus regelmässig ausgebildeten Platten von 2–3 cm Mächtigkeit bestehen. Die bräunlichen Anwitterungsflächen sind häufig von unregelmässigen Kieselkrusten überzogen. Im oberen Teil nimmt der Quarzgehalt leicht ab, und es schieben sich einige massiger ausgebildete Kalkbänke ein.
4. 8 m graue, leicht kalkige Sandsteinbänke von brauner Anwitterungsfarbe. Die massigen Bänke enthalten einige fragliche Belemniten-Fragmente.
5. Konglomerat-Serie.

Die Horizonte 3 und 4 gehören wohl dem Oberlias an und werden direkt überlagert von der Konglomerat-Serie. Die oberliasischen (?) Sedimente erinnern z. T. an die altbekannten, belemnitenführenden Gesteine des Kl. St. Bernhard, welche von G. und P. Elter (1957) neuerdings zur Einheit des Pas du Roc geschlagen werden.

II. Profil an der Drance d'Entremont, aufgenommen im S von Moulins in südöstlicher Richtung gegen Pont de la Tsi:

1. Bläuliche Aroley-Kalke mit einzelnen Mikrokonglomeratlagen: Oberste Partie der Ferret-Zone. Tektonischer Kontakt mit
2. 45 m graue, sandige Kalkbänke von massiger Ausbildung. Die braunen Anwitterungsflächen sind von Kieselkrusten überzogen: Oberlias (?).
3. 12 m schwarze, leicht eisenschüssige Tonschiefer. Diese homogenen, karbonatarmen Schichten dürften dem Aalenian entsprechen.
4. 15 m Kalke und Tonschiefer in Wechsellagerung. Die leicht sandigen Kalke sind grobkörnig ausgebildet. Dogger?
5. Moräne der Combe de l'A.
6. Konglomerat-Serie.

Weiter im S sind lokal über den oberliasischen Plattenkalken ebenfalls Lagen von schwarzen Tonschiefern (Aalenian?) aufgeschlossen. Doggerartige Bildungen (4) fehlen hingegen; der Lias, resp. das Aalenian wird direkt von der Konglomerat-Serie überlagert.

Eine vergleichende Zusammenfassung der verschiedenen Profilbeschreibungen führt schliesslich zu folgender Aufteilung des Schichtkomplexes:

1. Trias.
2. Rhät (?), lokal bestehend aus einigen Lagen schwarzer Tonschiefer.
3. Hellgrauer, marmorisierter Kalk: Unterlias.
4. Blaugraue, leicht eisenschüssige, meist spätige Kalke mit *Gryphaea arcuata* LMK., Ammoniten (darunter *Polymorphites* sp. ?) und Belemniten: Oberer Unterlias-Mittellias.
5. Dolomitbreccie (nur lokal entwickelt): Mittellias.
6. Sandige, plattig ausgebildete Kalke, häufig mit Kieselkrusten an den bräunlichen Anwitterungsflächen: Oberlias.

7. Schwarze, eisenschüssige Tonschiefer: Aalenian (?).
8. Wechsellagerung von Tonschiefern und Kalklagen, welche nur im N ausgebildet sind (Dogger ?).

4. Die Schichten der Aiguille du Grand Fond und die Konglomerat-Serie

Die Aufgliederung dieser komplexen Schichtgruppe stösst infolge rascher lithologischer Wechsel auf grosse Schwierigkeiten. Es handelt sich zwar stets um gleichartige Gesteinstypen; das Hauptproblem bildet, wie aus Profilbeschreibungen hervorgeht, die Einordnung im Schichtverband.

Ein Profil an der Tête des Vares weist von P. 2870.8 aus in nördöstlicher Richtung folgende Entwicklung auf (Fortsetzung des Profils p. 87):

1. Plattige Kalksandsteine: Oberlias (?) mit deutlicher Grenze gegenüber
2. 5 m dunkelgraue, kalkige Tonschiefer, welche einzelne Kalk- und Dolomitkomponenten umschliessen.
3. 0,5 m blaugraue, gelbbraun anwitternde Kalklagen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt 2–10 cm.
4. 50 m homogen ausgebildete, tonige Kalkschiefer, welche zahlreiche linsenförmige Komponenten enthalten. Das Komponentenmaterial besteht aus grossen Kalkgeröllen, unter denen spätige Liaskalke vorherrschen, und – vor allem im oberen Teil – aus gelbbraun anwitterndem Dolomit, sowie einzelnen, hellen Quarzitfragmenten. Die abgeplatteten Gerölle sind häufig von serizitisierten Tonhäuten überzogen. Sie werden von den Kalkschiefern gleichsam umflossen und lösen sich deshalb leicht aus dem umgebenden Gestein. Die Komponentengrösse schwankt stark; durchschnittlich beträgt die Länge 5–50 cm, der Durchmesser 1–20 cm.
5. 3 m vorwiegend aus linsenförmigen Dolomiten bestehende, kompakte Breccie. Die im fr. Br. grauen, in der Anwitterung gelbbraunen Dolomite werden nur spärlich durch Kalkzement verkittet.
6. 8 m tonige Kalkschiefer mit einzelnen Dolomit- und Kalkkomponenten.
7. 12 m massige, sandige Kalke, welche überleiten zu
8. Serie der Schiefer-Quarzite.

Östlich von Verne weist die Konglomerat-Serie eine gleichartige lithologische Zusammensetzung auf, doch erscheint der Schichtverband infolge tektonischer Komplikationen stark gestört. In der Mittelpartie enthält die Konglomerat-Serie (auf 2440 m im N von P. 2579) eine etwa 10 m mächtige, rauhwackenartige Breccie. Sie besteht hauptsächlich aus kleinen Dolomittrümmern, welche dem Gestein eine gelbliche Färbung verleihen. Einzelne liasische Kalktrümmer und gleitende Übergänge zum Liegenden und Hangenden lassen erkennen, dass diese Bildungen ebenfalls der Konglomerat-Serie angehören; sie entsprechen lithologisch der «Trias régénéré» in der Konglomerat-Serie des oberen Val Ferret (vgl. R. Trümpy 1955a).

Ein interessanter Querschnitt durch die Konglomerat-Serie ist im E der Alp Sasse aufgeschlossen, unmittelbar westlich von P. 2346 und 2280 m an aufwärts:

1. 8 m spätiger, leicht eisenschüssiger Kalk: Mittellias.

2. 10 m sandiger Plattenkalk: Oberlias (?) mit deutlicher Grenze gegenüber
3. 12 m blaugraue, hellgrau anwitternde Konglomerate. Ein leicht sandiger Kalkzement umschliesst Dolomit- und Kalkkomponenten in der Grössenordnung bis zu 20 cm. Im oberen Teil lagern sich vermehrt Kalklagen und tonige Kalkschiefer ein. Innerhalb dieser Abfolge enthalten einzelne Bänke ein sauberes «graded bedding», welches eindeutig auf Normallagerung hinweist.
4. 20 m graue, vorwiegend kalkige Tonschiefer und Kalklagen mit einzelnen Konglomerat-Horizonten. Im oberen Teil heben sich einige grosse Komponenten von der Umgebung deutlich ab. Unter P. 2346 erreicht eine einzelne, liasische Riesenkomponente bei einem Durchmesser von 3 m eine Länge von 7 m.
5. 6 m tonige Kalkschiefer mit kompakten Konglomeratlagen, welche hauptsächlich langgezogene Dolomitkomponenten führen.

   2–5: Konglomerat-Serie.

   Deutliche Grenze gegenüber
6. Serie der Schiefer-Quarzite.

Im NE von Tessure ist infolge der dichten Moränenbedeckung die Konglomerat-Serie nur noch lokal aufgeschlossen. An der Drance d'Entremont enthalten die tonigen Kalkschiefer lediglich vereinzelte Konglomeratlagen, wobei die Durchmesser der Gerölle einige cm nicht überschreiten.

Aus diesen Profilbeschreibungen geht hervor, dass die Konglomerat-Serie eine wechselvolle Abfolge darstellt. Einen günstigen Ansatzpunkt für einen Gliederungsversuch bietet die Schichtreihe im E von Sasse (s. oben); die Ablagerungen bei P. 2346 lassen einen weitgehenden Vergleich mit den Konglomeraten und Kalkschiefern der Aiguille du Grand Fond zu (H. SCHOELLER 1929). Allerdings treten die Komponenten im unteren Val Ferret an Zahl und durchschnittlich auch an Grösse hinter jenen der Tarentaise zurück.

Die basalen Schichten der Aiguille du Grand Fond setzen sich nach H. SCHOELLER zusammen aus hellen, graublauen Breccien (1°). Sie führen Triaskomponenten (Quarzite, Kalke und Dolomite) bis zu 20 cm Durchmesser. Diesem Horizont würden die blaugrauen Konglomerate (3) bei Sasse entsprechen. Die mittlere und obere Partie besteht in der Tarentaise aus dunkelgefärbten Konglomeraten mit grossen Elementen (2°) und schliesslich aus dunklen Plattenkalken und Kalkschiefern, welche vor allem im unteren Teil Riesenkomponenten enthalten (3°). Das Äquivalent dieser Schichtgruppe würde bei Sasse der Horizont 4 bilden, während 5 wohl bereits mit den «eozänen» Konglomeraten H. SCHOELLERS zu vergleichen wäre. Diese «eozänen» Konglomerate werden von R. BARBIER und R. TRÜMPY 1955 mit den Aroley-Schichten, d. h. mit dem Urgon parallelisiert. Wie H. SCHOELLER mehrfach betont, weisen die von ihm dem Eozän zugewiesenen Konglomerate unter den schwarzen Schiefern und grünen Quarziten grosse lithologische Ähnlichkeit auf mit den Schichten der Aiguille du Grand Fond. Die letztgenannten Ablagerungen werden von ihm mit Vorbehalt dem Jura zugeordnet, enthalten aber keine Fossilien, so dass auch in der Tarentaise die Möglichkeit besteht, dass die «eozänen» Konglomerate einfach das normale Hangende der Schichten der Aiguille du Grand Fond darstellen. Auf alle Fälle leiten die Riesenkonglomerate im unteren und auch im oberen Val Ferret (R. TRÜMPY 1955a)

stratigraphisch in das lithologische Äquivalent der «eozänen» Konglomerate über. Da die Riesenkonglomerate in unserem Terrain häufig fehlen, ist eine Trennung zwischen den beiden Schichtreihen meistens nicht durchführbar. So findet auch die mächtige, gleichförmige Ausbildung im S, z. B. an der Tête des Vares, eine plausible Erklärung.

Ein besonderes Gepräge erhält die Schichtfolge der Konglomerat-Serie durch eigenartige, vorwiegend aus triasischem Material bestehende Breccien, welche u. a. an der Tête des Vares (5) und östlich von Verne vorkommen (p. 88). Diese «Trias régénéré» (R. TRÜMPY 1955a) ist an keinen bestimmten Horizont gebunden. Gesamthaft betrachtet stellt aber die Konglomerat-Serie (mit den Schichten der Aiguille du Grand Fond) eine stratigraphische Einheit dar, und es ist sinnlos, dieselbe durch eine künstliche Unterteilung zu zerstören. Dafür spricht auch ein weiteres Argument:

Die Ausbildung der Konglomerat-Serie bei P. 2346 unterscheidet sich kaum von jener der Aroley-Schichten in der Ferret-Normalserie am Torrent de la Sasse (p. 61). Hier wie dort setzen die beiden Schichtglieder mit Konglomerat-, resp. Breccienhorizonten und Kalklagen ein. Darüber erscheinen kalkige Tonschiefer und Kalke mit einzelnen Konglomerateinschaltungen. Im obersten Teil umschliessen auch die Aroley-Schichten eine mächtige Dolomitkomponente (p. 61), ein Äquivalent des Riesenblockes bei P. 2346. Abschliessend folgen an beiden Lokalitäten geringmächtige schieferige Konglomeratlagen mit Dolomit- und Kalkgeröllen, seltener – vor allem in den Aroley-Schichten – mit Kristallinelementen. Allerdings sind die Aroley-Schichten am T. de la Sasse lagiger entwickelt als im S. Weitere Vergleiche mit den Aroley-Kalken zeigen, dass die Konglomerat-Serie allgemein schieferiger und tonreicher ausgebildet ist, im übrigen aber, abgesehen von der «Trias régénéré», die gleichen Gesteinstypen enthält. Die Richtigkeit einer Korrelation zwischen diesen beiden Schichtgliedern, wie sie R. TRÜMPY (1955a) und auch R. BARBIER vertreten, wird somit bestätigt.

Die Konglomerat-Serie s. l., welche die nördliche Fortsetzung der Schichten der Aiguille du Grand Fond und die dem Eozän zugeordneten Konglomerate der Tarentaise umfasst, dürfte also wie die Aroley-Kalke gesamthaft der oberen Unterkreide, vermutlich dem Urgon angehören. Orbitolinenfunde im Val Veni (P. ELTER 1954) bestärken diese Annahme, wobei P. ELTER allerdings einige Vorbehalte bezüglich der Herkunft dieser Fossilien aus der Konglomerat-Serie anbringt und auch die Möglichkeit einer Aufarbeitung in Betracht zieht.

Wie aus DS hervorgeht, beträgt der Quarzgehalt innerhalb der Konglomerat-Serie selten über 10%. Der Kalzitanteil dominiert allgemein. An Komponentenmaterial überwiegen graue, gelbbraun anwitternde Dolomitkomponenten. Die Umrisse der Kalkgerölle erscheinen im kalzitischen Bindemittel häufig verschwommen, sofern sie nicht von serizitisierten Tonhäuten umgeben werden. Daneben kommen Quarzitgerölle sowie Bruchstücke eines chloritführenden Serizitschiefers vor. Den detritischen Übergemengteilen (Apatit, Turmalin etc.) stehen an Neubildungen Albite im Bindemittel und in den Komponenten, sowie einzelne Turmaline gegenüber. Mit Ausnahme eines Miliolidenfragmentes in einer Dolomitkomponente wurden keine bestimmten Fossilreste aufgefunden.

5. Die Serie der Schiefer-Quarzite (série schisto-quartzitique)

Die Serie der Schiefer-Quarzite wird hauptsächlich charakterisiert durch schwarze, kieselige Tonschiefer und grünliche Quarzitbänke. Daneben sind sandige Kalkschiefer und Breccienlagen vertreten.

Die Untergrenze gegenüber der Konglomerat-Serie zeichnet sich deutlich ab. Infolge der grossen lithologischen Ähnlichkeit der Schiefer-Quarzite mit dem Karbon bietet hingegen eine Festlegung der Obergrenze mehr praktische Schwierigkeiten.

Einen Überblick über die Ausbildung der Schiefer-Quarzite vermitteln die folgenden Profilbeschreibungen:

I. Profil an der Tête des Vares, aufgenommen am Grat unmittelbar im NE von P. 2870.8. Es folgen von unten nach oben:

1. 12 m massige, sandige Kalke: Oberste Partie der Konglomerat-Serie (Fortsetzung des Profils p. 88).
2. 4 m hellgrüne bis graue, plattig ausgebildete Quarzite. Einzelne Knötchen an den Anwitterungsflächen bestehen aus neogenen Albiten.
3. 10 m leicht sandige bis tonige Kalkschiefer, blaugrau im fr. Br. und bräunlich in der Anwitterung. Dieser Horizont enthält Breccienlagen; unter den linsenförmigen Geröllen in der Grössenordnung bis zu 5 cm überwiegen die Dolomite.
4. 25 m schwarze, kieselige Tonschiefer mit hellgrünen Quarzitlagen.
5. 25 m graublaue, gelbbraun anwitternde Kalkschiefer von regelmässiger Ausbildung. Die Durchmesser der leicht sandigen Kalklagen betragen 0,5–1 cm.
6. 25 m graue Glimmerquarzite und schwarze, graphitische Tonschiefer mit einigen Anthrazitschmitzen: Karbon.

Eine Abgrenzung der Schiefer-Quarzite (2–5) gegenüber dem Karbon (6) wird ermöglicht durch das Vorkommen von Kalkschiefern im obersten Teil des Flysches einerseits und durch die Einlagerung von Anthrazitschmitzen im Karbon anderseits.

Über 6 folgen nochmals etwa 30 m Schiefer-Quarzite mit schwarzen Tonschiefern und gelbbraun anwitternden Kalkschiefern.

II. Profil im E der Alp Sasse, bei P. 2346 (Fortsetzung des Profils p. 89):

1. Verschieferte Konglomerate, vorwiegend mit Dolomitkomponenten: Oberste Partie der Konglomerat-Serie.
2. 10 m schwarze, kieselige Tonschiefer mit einzelnen grünlichen Quarzitlagen.
3. 5 m graublaue, gelbbraun anwitternde Kalkschiefer.

   2 und 3: Serie der Schiefer-Quarzite.
4. Schwarze, graphitische Tonschiefer mit einigen Anthrazitschmitzen: Karbon.

Im NE von P. 2346 fehlen zusammenhängende Aufschlüsse; an der Drance d'Entremont folgen westlich des Pt. de la Tsi über der Konglomerat-Serie einige grünliche Quarzitbänke und schwarze Tonschiefer.

Aus den Profilbeschreibungen ist ersichtlich, dass die Serie der Schiefer-Quarzite unter der externen Partie der Karbonzone durchzieht. Auch in den tieferen Elementen der Zone der Tarentaise lassen sich lokal Einschaltungen von Schiefer-Quarziten erkennen. Die Schichtfolge besteht i. a. aus zwei Gruppen,

einerseits aus Tonschiefern mit Quarziten und lokal entwickelten Breccien an der Basis und im mittleren Teil, und anderseits aus gelbbraunen Kalkschiefern in der oberen Partie. Mit den grossen Mächtigkeiten der Schiefer-Quarzite im oberen Val Ferret halten nur die Ablagerungen an der Tête des Vares einen Vergleich aus. Von dort an verschmälert sich dieses Schichtglied allmählich gegen N.

Die Schiefer-Quarzite entsprechen den schwarzen Schiefern und grünen Quarziten der Tarentaise (H. SCHOELLER 1929) und werden 1955 von R. BARBIER und R. TRÜMPY mit den Marmontains-Schichten der Ferret-Zone korreliert. Im Gegensatz zu den Marmontains-Quarziten sind sie jedoch bedeutend schieferiger entwickelt. Einzig im E der Alp Sasse ist über dem Normalschenkel der Tsavra-Falte ein Marmontains-Horizont aufgeschlossen, welcher an die Schiefer-Quarzite anklingt; die Abfolge weist einige tonschieferreiche Partien auf. DS lassen an Neubildungen ausser Albit, Turmalin, Rutil u. a. auch Zoisit und Titanit erkennen. Diesen zwei Mineralien sind wir anderswo in den Marmontains-Schichten nicht begegnet. Die fraglichen Ablagerungen müssen aber noch eindeutig den Marmontains-Quarziten zugewiesen werden.

Für eine Korrelation mit den Marmontains-Schichten, welche ebenfalls charakteristische Neubildungen wie Albit, Stilpnomelan, Rutil, Chlorit, Zirkon, Apatit etc. enthalten, spricht auch das Auftreten von Grüngesteinen in den Schiefer-Quarziten. N. OULIANOFF erwähnt derartige Einschaltungen bereits 1934 und 1953. R. TRÜMPY (1955a) beschreibt Gesteinstypen, welche vorwiegend aus Albit, Chlorit, Serizit und Quarz bestehen und daneben auch Titanit, Rutil sowie andere Neubildungen aufweisen. Er nimmt an, dass diese Ovardite aus Laven und basischen Tuffen spilitischer Zusammensetzung hervorgegangen sind, schliesst aber eine sedimentäre Entstehung nicht aus. Im mittleren Val Ferret enthalten die Schiefer-Quarzite ebenfalls einzelne Lagen von grünen, möglicherweise ophiolithisch infiziertem Gestein, so z. B. an der Tête des Vares (Profil I, Horizont 2). DS lassen folgenden Mineralbestand erkennen:

Quarz (ca. 50%).

Neubildungen:

Albit (10–25%), ferner als Übergemengteile:
Turmalin (häufig).
Bräunlicher Chlorit.
Zirkon und Apatit.
Rutil.
Stilpnomelan.
Titanit (selten).

Wir neigen eher dazu, die Entstehung dieser eigenartigen Ablagerungen in den Schiefer-Quarziten wie bei den Marmontains-Schichten auf sedimentäre Vorgänge zurückzuführen. Vermutlich wurde während der Sedimentation tuffogenes Material eingeschwemmt.

Auf Grund vergleichender Begehungen sowie der vorläufigen Resultate meines Studienkameraden R. ZULAUF erscheint es nicht ausgeschlossen, dass ein Teil der von R. TRÜMPY und mir den Schiefer-Quarziten zugeordneten Gesteine in Wirklichkeit bereits dem Karbon angehören und dass damit Grüngesteine

auch im Karbon eingeschaltet sind. R. ZULAUF zeigte uns auf einer gemeinsamen Exkursion im S der schweizerisch-italienischen Grenze unzweifelhaft zusammengehörige Anthrazitlinsen und bräunliche Kalkschiefer; es ist zu erwarten, dass seine Untersuchungen Licht in das ausserordentlich schwierige praktische Problem der Abgrenzung der Schiefer-Quarzite der Zone der Tarentaise vom Karbon der Karbonzone bringen werden.

Die Alterfrage der Schiefer-Quarzite bleibt in der Schwebe. Sie dürften vermutlich wie die Marmontains-Schichten dem Gault entsprechen.

c. Über die Ablagerungsbedingungen in der Zone der Tarentaise

Wie R. BARBIER 1948 einleuchtend darlegt, bildete sich die «Nappe des Brèches de Tarentaise» im Bereich einer «Cordillère tarine». Diese Schwellenzone existierte allerdings im unteren Teil des Jura noch nicht. Auch im Val Ferret geht aus der lückenhaften Schichtreihe deutlich hervor, dass diese Einheit zeitweise in einer Schwellenzone lag, welche in geringer Tiefe bestand und zeitweise über den Wasserspiegel emporragte, d. h. der Erosion ausgesetzt war (J. DEBELMAS 1957).

Über den Trias- und Liasablagerungen der Zone der Tarentaise sind innerhalb unseres Terrains Aalenian- und Doggersedimente nur lokal entwickelt (p. 87). Die Schichtlücke zwischen Dogger und oberer Unterkreide (?) deutet darauf hin, dass in dieser Zeitspanne die Zone der Tarentaise aus dem Trogbereich herausgehoben wurde. Der Zeitpunkt der Heraushebung kann nicht genau bestimmt werden. Auf alle Fälle lag die Zone der Tarentaise in der Unterkreide ausserhalb des Troggebietes, indem von hier aus detritisches Material in den westlich anschliessenden Geosynklinalraum der Ferret-Schiefer gelangte. Erst mit dem Einsetzen der Konglomerat-Serie, bzw. der Aroley-Schichten, also vermutlich im Urgon, wurde die Zone der Tarentaise allmählich wieder in das Troggebiet einbezogen (p. 81).

Die Abfolge und auch die Geröllzusammensetzung der Konglomerat-Serie entsprechen jener der Aroley-Kalke, so dass eine Parallelisierung dieser beiden Schichtglieder nahe liegt (vgl. R. BARBIER & R. TRÜMPY 1955). Im Vergleich mit den Aroley-Kalken umschliesst die Konglomerat-Serie grössere Komponenten; Geröldurchmesser von 0,5 m bis 1 m sind keine Ausnahme. Auch kommen differenzierte Kleinzyklen nur lokal vor; «graded bedding» ist selten und vorwiegend auf den unteren Teil der Schichtfolge beschränkt. Die Sedimentation erscheint unruhig und unausgeglichen, ein Eindruck, welcher durch die Einlagerung einzelner Riesenblöcke noch verstärkt wird. Auch die relativ schlechte Sortierung des klastischen Materials weist auf eine schwellennahe Fazies hin.

Unter den Komponenten der Konglomerat-Serie dominieren dunkelgraue, bräunlich anwitternde Dolomitgerölle und spätige Liaskalke. Die Kristallinelemente treten stark zurück. Diese Geröllzusammensetzung lässt mindestens für die Flyschablagerungen, also für die Konglomerat-Serie und die Serie der Schiefer-Quarzite, auf eine unmittelbar im E gelegene Schwellenregion schliessen, welche möglicherweise auch noch internere Teile der Zone der Tarentaise umfasste. Da die Konglomerat-Serie wie die Aroley-Schichten im N nur wenige, kleinformatige Komponenten enthält, sehen wir uns in der Annahme bestärkt, dass die Schwellen-

zone am E-Rand des «domaine valaisan» sich im E des Untersuchungsgebietes von S/SW gegen N/NE erstreckte (p. 81).

V. Die externe Partie der Karbonzone

Die frontalen Elemente der Bernhard-Decke über der Zone der Tarentaise bestehen auf der W-Flanke der Combe de l'A aus Karbon- und Triasablagerungen. Es handelt sich um den Aussenrand der «zone houillère axiale», also um die externe Partie jenes Elementes, welches dem Briançonnais und wahrscheinlich auch dem Subbriançonnais s. str. der Westalpen entspricht (R. Trümpy 1955a). Den Verhältnissen auf der W-Seite der Combe de l'A vermag zwar die Bezeichnung «Karbonzone» nicht ganz gerecht zu werden; dort sind neben Karbon bedeutende Triasmassen aufgeschlossen. Auf die Verwendung der Begriffe «Briançonnais» und «Subbriançonnais» wurde jedoch aus zwei Gründen verzichtet, erstens einmal, weil diese Benennungen sich heute eher auf Faziesbereiche beziehen als auf tektonische Einheiten (J. Debelmas, R. Trümpy) und zweitens, weil die Ablagerungen der Combe de l'A nicht mit Sicherheit einem dieser beiden Räume zugeordnet werden können.

1. Karbon

Im Karbon sind folgende Gesteinstypen vertreten:

1. Schwarze, graphitische Tonschiefer, welche häufig von Pyritwürfeln durchsetzt sind.

Im DS dominieren opake, tonreiche Partien, welche teilweise serizitisiert sind. Der Gehalt an kleinen Quarzindividuen ist bedeutend und beträgt i. a. über 20%. Neben Serizit sind an Neubildungen bräunlicher Chlorit und seltener Albit vertreten.

2. Graubraune, dunkelbraun anwitternde, serizit- und muskovitführende Quarzitschiefer, welche lokal vergneist sind. Im Zusammenhang mit dieser Vergneisung sind eingehende petrographische Untersuchungen notwendig. Sie würden jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit zu weit führen.

DS zeigen, dass der Quarzanteil meist über 80% beträgt. Die Grösse der Quarzindividuen schwankt zwischen 0,05 und 0,1 mm. Pflasterstruktur herrscht vor. Nur lokal sind die Körner ineinander verzahnt. Die ca. 1 mm messenden Quarzlagen werden häufig von serizit- bis muskovitreichen Zonen abgelöst. Detritische Feldspäte bilden eine grosse Seltenheit. An Neubildungen erscheinen Serizit, Muskovit, Titanit, bränlicher Chlorit und vor allem Albit. Der Feldspatgehalt überschreitet lokal 5%, so dass stellenweise eigentliche Gneise vorliegen.

3. Fein- bis grobkörnige, lagige, stellenweise vergneiste Quarzite, grau im fr. Br. und graubraun in der Anwitterung.

Diese Quarzite stehen der Gruppe 2 nahe, unterscheiden sich aber durch massigere Ausbildung und geringeren Glimmergehalt.

4. Graue Konglomerate, welche hellgraue Quarzgerölle führen.
5. Anthrazitflöze und -schmitzen.
6. Prasinit.

Im W der Tour de Bavon schaltet sich eine geringmächtige Prasinitlage ein. U. d. M. erscheint eine poikiloblastische Struktur. Albit, bräunlicher Chlorit und Serizit dominieren. Daneben kommen Idioblasten von Apatit, Zirkon und Rutil vor. Der Quarzanteil tritt zurück.

Tektonische Komplikationen, das Fehlen von Fossilien und nicht zuletzt die Zerstörung sedimentologischer Kriterien durch die Wirkung der Metamorphose und der Lamination erschweren die Aufnahme eines stratigraphischen Normalprofils.

Einzig im N der Pte du Revedin ist ein durchgehender, wahrscheinlich wenig gestörter Karbonquerschnitt aufgeschlossen. Westlich von P. 2761 folgen vom Grat aus in östlicher Richtung von unten nach oben:

1. Ca. 150 m graue, lagige, stellenweise vergneiste Quarzite mit einigen Zwischenlagen von Tonschiefern. Diese Quarzite umschliessen im unteren Teil lokal linsenförmige, hellgraue Quarzgerölle. Die Länge der Komponenten beträgt 6–8 cm, der Durchmesser 2–4 cm.
   Die Mittelpartie dieses Komplexes enthält einige Anthrazitflöze, welche im 19. Jahrhundert und auch während des letzten Weltkrieges mit mässigem Erfolg ausgebeutet wurden.
2. Ca. 50 m dunkelgraue Quarzitschiefer mit Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefern.
3. Ca. 40 m lagige bis schieferige, stellenweise vergneiste Quarzite mit Schieferzwischenlagen bis zu 0,5 m Mächtigkeit.
4. Ca. 10 m kompakte, graphitische Tonschiefer mit spärlichen Zwischenlagen von Quarzitschiefern.
5. Ca. 10 m lagige bis schieferige Quarzite mit einzelnen Schieferzwischenlagen.
6. Ca. 20 m eisenschüssige, graphitische Tonschiefer und Quarzitschiefer.
7. Ca. 30 m lagige, kompakte Quarzite mit einzelnen Schieferzwischenlagen.
8. Ca. 10 m kompakte, graphitische Tonschiefer mit Lagen von Quarzitschiefern.
9. Ca. 20 m Quarzitschiefer und schwarze, graphitische Tonschiefer in Wechsellagerung.
10. Ca. 40 m grauschwarze, pyritreiche graphitische Tonschiefer mit einigen Quarzitschieferlagen. An den Anwitterungsflächen erscheint Quarzgekröse.
11. Ca. 3 m Quarzitschiefer mit Schieferzwischenlagen.
12. Ca. 25 m schwarze graphitische Tonschiefer.
    Tektonischer Kontakt mit
13. Karbonatische Trias des Revedin.

Aus dieser Profilbeschreibung geht hervor, dass in der unteren Partie lagige Quarzite mit einzelnen Konglomerathorizonten vorherrschen, während den mittleren Teil eine Wechsellagerung von Quarzit- und Tonschiefern aufbaut. Der obere Abschnitt schliesslich setzt sich hauptsächlich aus graphitischen Tonschiefern zusammen.

Am Bec Rond setzt die Triasmasse mit einem schmalen Quarzitzug ein. Unmittelbar im W dominieren auch dort über lagigen Quarziten und Quarzitschiefern schwarze, graphitische Tonschiefer, ebenso westlich der Tour de Bavon. Die Aufnahme weiterer Detailprofile wird durch tektonische Störungen verunmöglicht.

Lokal schalten sich im Karbon geringmächtige Prasinitlagen ein[3]), so z. B. im unteren Teil der schwarzen Schiefer westlich der Tour de Bavon (p. 96). Derartige, ophiolithisch infizierte Gesteine spielen jedoch, verglichen z. B. mit den Verhältnissen in Savoyen, nur eine untergeordnete Rolle.

Diesen Ausführungen ist zu entnehmen, dass das Karbon im externen Teil der Karbonzone von unten nach oben folgende Schichtgruppen umfasst:

1. Graue, lagige, lokal vergneiste Quarzite mit einigen schwarzen Schieferlagen und einzelnen Konglomerathorizonten, welche ausschliesslich Quarzgerölle führen. Die Schieferzwischenlagen enthalten lokal Anthrazit.
2. Graue, stellenweise vergneiste Quarzitschiefer mit Zwischenlagen von graphitischen Tonschiefern. Vereinzelt kommen auch lagige Quarzite vor.
3. Schwarze, graphitische Tonschiefer mit kleinen Anthrazitflözen und -schmitzen. Die lokal aufgeschlossenen Basisschichten des Triasquarzites (Serizitquarzitschiefer und grobkörnige Quarzite) heben sich von dieser dritten Schichtgruppe deutlich ab.

Vergleichsweise sollen zwei weitere Gliederungsversuche aus der externen Partie der «Zone houillère» angeführt werden. P. Christ (1925) nimmt für das Karbon der Bernhardstirne folgende stratigraphische Unterteilung an:

1. Unterer Sandsteinkomplex; Quarzite, quarzitische Schiefer und geringmächtige Zwischenlagen von Tonschiefern.
2. Höherer Schieferhorizont; schwarze Tonschiefer mit untergeordneten Sandsteinbänken oder grauen Dachschiefern.
3. Lokal Sandsteinlagen.

Einschaltungen von Anthrazit sind nach P. Christ meistens mit den schwarzen Schiefern verknüpft. Nur vereinzelt sind Flöze im unteren Sandsteinkomplex aufgeschlossen, als wichtigstes Vorkommen jenes bei Chandoline, welches stellungsmässig mit dem Anthrazitlager am Revedin zu vergleichen wäre.

In der Gegend von Chandoline bei Sitten beschreibt A. Lombard (1942, 1949) von unten nach oben folgende Schichtglieder:

1. Massige und schieferige, kieselige Sandsteine, stellenweise mit Quarziten und Konglomeraten wechselnd.
2. Schieferige Sandsteine.
3. Dichte, graphitische Schiefer mit Kohle.

Die Abfolge auf der W-Seite der Combe de l'A stimmt weitgehend mit diesen Profilbeschreibungen überein.

Auch im Briançonnais der Westalpen werden aus dem Karbon analoge Gesteinstypen angeführt, so bereits 1903 von P. Termier. In den Westalpen ermöglichen Pflanzenfunde den Nachweis von Namurian bis Stephanian.

Auf Walliser Gebiet beschreiben E. Gagnebin und N. Oulianoff (1942) aus der alten Kohlenmine von Les Arpalles östlich von Orsières und aus der Mine von Grône als erste bestimmbare Pflanzenreste eine *Pecopteris*-Art, welche auf Stephanian hinweist. Eine Neubearbeitung der Flora von Grône durch W. J. Jong-

[3]) Wie bereits erwähnt, liegen die Prasinite, welche den Schiefer-Quarziten zugeordnet wurden, möglicherweise ebenfalls im Karbon (p. 92).

MANS ergibt, dass dort neben Westphalian D vor allem unteres Stephanian vorliegt[4]). So dürfen wir annehmen, dass die entsprechenden Karbonablagerungen der Combe de l'A ein gleiches Alter aufweisen.

In der Combe de l'A wird das Karbon am Aussenrand der Karbonzone durch mächtige Triaszüge von der interner gelegenen Karbon-Hauptmasse abgetrennt. Wie vergleichende Begehungen zeigen, enthalten die beiden Karbonräume – mindestens teilweise – gleichartige Gesteinstypen. Das Karbon der inneren Teilzone ist allerdings massiger ausgebildet und führt weniger Tonschiefer und damit auch weniger Anthrazit. Die Voraussetzung für eine genaue Abklärung dieser Zusammenhänge bilden weitere, eingehende Detailuntersuchungen.

2. Der Triasquarzit und seine Basisschichten

Den Übergang zu den feinkörnigen, plattigen Triasquarziten vermitteln grünliche Serizitquarzitschiefer und hellgraue, mittel- bis grobkörnige Quarzite. Verrucanoartige Gesteinstypen, wie sie in den Westalpen noch bei Guillestre (P. TERMIER 1903, J. DEBELMAS 1955) vorkommen, fehlen hier vollständig.

Im E von Verne folgen nordöstlich von P. 2579 (auf 2500 m am Grat) von unten nach oben:

1. X m hauptsächlich schieferig ausgebildetes Karbon.
2. 1 m lagiger, grüner Prasinit.

U. d. M. erscheint eine poikiloblastische Struktur. In einer bräunlichen Chloritmasse schwimmen neben Kalzit zersetzte Albite. Das Gestein ist quarzfrei.

Charakteristisch sind hingegen Epidot und Klinozoisit, welcher häufig einen Orthitkern umschliesst, sowie Zoisit.

3. 2 m hellgrüne Serizitquarzitschiefer.
4. 3 m hellgraue, grobkörnige Quarzite von massiger Ausbildung, welche überführen in
5. 15 m plattige, weisse Triasquarzite.

Im Gegensatz zu einer deutlichen Untergrenze gegenüber dem Karbon steht eine flaue Obergrenze; es erfolgt ein Übergang in die Triasquarzite.

Die Prasinite (2) unter der Quarzitserie entsprechen stellungsmässig den prasinitischen Grünschiefern, welche E. ARGAND (1908) auf der W-Seite des Nikolaitales, im S von Visp, beschreibt. Sie liegen dort zusammen mit schwarzen, graphitischen Schiefern ebenfalls unter serizitischen Quarziten.

Südlich der Einmündung des T. de la Chaux schieben sich im oberen Teil der graphitischen Tonschiefer hellgrüne Serizitquarzithorizonte ein. Eine oberste Lage leitet über zu plattigen Triasquarziten. Infolge tektonischer Störungen muss auf die Wiedergabe eines Detailprofils verzichtet werden.

Die Serizitquarzitschiefer stimmen lithologisch mit den «quarzites micacés et feuilletés» überein, welche E. ARGAND (u. a. 1934) an der Basis der Triasquarzite beschreibt. Diese schieferigen, sowie die grobkörnig ausgebildeten Quarzite (4) lassen sich ebenfalls mit dem «Néopermien» der Vanoise (F. ELLENBERGER 1950) vergleichen, ferner auch mit den «älteren Quarziten» aus der frontalen Partie der Mischabeldecke (R. JÄCKLI 1950). Möglicherweise entsprechen diese geringmächtigen Horizonte in der Combe de l'A dem Perm. Wie aber auch eine mündliche

[4]) Diese Arbeit war uns leider noch nicht zugänglich.

Mitteilung von W. Fisch jun. (Zürich) bestätigt, liegt keine typisch verrucanoartige Fazies vor, so dass wir diese Einschaltungen als «Basisschichten des Triasquarzites» bezeichnen möchten.

Da zwischen Karbon und Trias meistens ein tektonischer Kontakt besteht und stratigraphische Übergänge nur lokal aufgeschlossen sind, können wir zum Problem einer Diskordanz zwischen diesen beiden Formationen nichts beitragen.

Die Basisschichten leiten stratigraphisch über in die typischen, feinkörnigen Triasquarzite. Diese weissen bis leicht rötlichen Gesteine zeichnen sich durch eine regelmässige Schichtung aus, welche z. B. im W des Aglan deutlich hervortritt. U. d. M. erscheint ein Quarzaggregat mit charakteristischer Pflasterstruktur. Nur stellenweise sind die Quarzkörner (D 0,2–0,3 mm) ineinander verzahnt. Einzelne Serizitschuppen und wenig Pyrit runden das Schliffbild ab.

Die Mächtigkeit der Triasquarzite, welche südöstlich der Alp Bavon mit etwa 150 m ein Maximum erreicht, ist infolge tektonischer Komplikationen starken Schwankungen unterworfen.

3. Karbonatische Trias

Tektonische Störungen und die Fossilarmut erschweren eine stratigraphische Unterteilung der Triasmassen. Günstige Ansatzpunkte für einen Gliederungsversuch bietet der normal liegende E-Schenkel der «Vouasse-Synklinale», welcher vom Clocher de Vouasse aus nach N zieht und die E-Flanke des Aglan und der Pte du Revedin bildet. Südlich des Bec Rond schiebt sich im W unter diese Abfolge eine weitere Triasschuppe in Normalposition. An gut zugänglicher Stelle sind an der Tour de Bavon diese beiden Einheiten aufgeschlossen. Westlich von P. 2476.5 folgen auf 2380 m von unten nach oben, also in östlicher Richtung:

1. Schwarze, graphitische Tonschiefer mit vereinzelten Lagen von Quarzitschiefern.
2. 5 m weisse, verschieferte Triasquarzite.
3. 30 m im fr. Br. weisse bis gelbliche, marmorisierte Kalke. In der Anwitterung erscheinen diese lagigen Kalke grau.
4. 5 m graue, graubraun anwitternde Kalke mit serizitisierten Tonfetzen.

Im DS erscheinen Kalzit, neogener Albit, ferner xenomorphe Quarzkörner mit Resorptionsrändern, sowie Apatit und Zirkon. Serizit ist häufig.

5. 7 m dunkelgraue, feinkörnige Dolomite von gelbbrauner Anwitterungsfarbe. Die oberste Partie dieser plattigen Dolomite leitet in Kalkschiefer über; die Übergangszone enthält an den Anwitterungsflächen fährtenartige Spuren. Die Durchmesser dieser langgestreckten, zylinderförmigen Gebilde betragen 0,2–0,5 cm, die Länge 1–8 cm. Lithologisch entsprechen diese Gesteine den «gewürmelten Kalken» («calcaires vermiculés»), welche im Briançonnais (F. Blanchet 1935) und in der Vanoise (F. Ellenberger 1950) aus dem Anisian beschrieben werden, dort aber im Gegensatz zu den Verhältnissen an der Tour de Bavon stets die Basis der karbonatischen Trias darstellen. E. Genge (1958) kann dagegen im unteren Teil des Anisian drei Niveaux von «gewürmelten Kalken» unterscheiden.
6. 1 m gelbliche Dolomitbreccie (nur lokal entwickelt).

7. 12 m im fr. Br. dunkelgraue, graubraun anwitternde, feinkristalline Plattenkalke.
8. 10 m im fr. Br. und in der Anwitterung weisser bis hellgrauer, massiger Dolomit.
9. 5 m dunkelgraue, graubraun anwitternde Plattenkalke.
10. 15 m massiger, weisser bis hellgrauer Dolomit.
11. 0,5 m grauer, gelbgrau anwitternder, lagiger Dolomit.
12. 0,3 m olivfarbene, pyrithaltige Dolomite.

Im DS erscheinen neben Dolomit grössere Kalzitindividuen, sowie Quarzkörner, welche vereinigt eine typische Pflasterstruktur aufweisen. Der Pyritgehalt ist bedeutend. An neogenen Mineralien sind häufig Serizit, Albit und Turmalin vertreten. Diese Neubildungen und vor allem die zahlreichen, korrodierten Zirkone lassen nach J. NEHER tuffogene Einflüsse vermuten.

13. 0,3 m dunkelgraue Dolomitschiefer.
14. 1 m Rauhwacke.
15. 15 m schwarze, graphitische Tonschiefer: Karbon.

In der unteren Partie dieser Abfolge dominieren helle, marmorisierte Kalke, im oberen Teil eine Wechsellagerung von hellen Dolomiten und grauen Kalken. U. d. M. weisen die verzahnten Kalzitindividuen der marmorisierten Kalke eine typische Pflasterstruktur auf. Die Durchmesser der einzelnen Individuen betragen durchschnittlich 0,2–0,3 mm. Drucklamellen sind häufig. Neben Serizitschuppen kommen kleine Quarzeinschlüsse vor. Ein Körnerpräparat lässt neogene Mikrokline (D 0,05–0,1 mm) und korrodierte Quarze erkennen.

Die massigen Dolomite, welche in der oberen Partie (8, 10) einige Crinoidenfragmente enthalten, sind stellenweise pseudobrecciös ausgebildet. U. d. M. erscheint ein homogenes Aggregat von Dolomitkristallen, welches nur selten durch grössere Kalzitindividuen und durch Serizitschuppen aufgelockert wird. Neben kleinen Quarzeinschlüssen treten stellenweise grössere Silexkonkretionen auf. Lokal kommen – auch im S der Tour de Bavon – Imprägnationen von Fahlerz, Malachit und Azurit vor.

Für normale Lagerung der Trias in diesem Querschnitt sprechen einmal die Quarzite an der Basis (2), vor allem aber die Zusammensetzung der lokal entwickelten Breccienlage (6). Die Komponenten bestehen aus dunkelgrauen, gelblich anwitterndem Dolomit, stammen also direkt aus dem Liegenden (5). Als Bindemittel dient ein grauer Kalk. Dieser Horizont geht seitlich über in dunkelgraue Plattenkalke (7). Es ist möglich, dass diese Breccienlage die Existenz einer Sedimentationslücke andeutet; so würde die relativ geringe Mächtigkeit der folgenden Kalk/Dolomitwechsellagerung eine plausible Erklärung finden.

Die Entstehung der «calcaires vermiculés» (5) ist umstritten. Viele Autoren betrachten sie als Frasspuren, andere wiederum, namentlich J. KOTANSKI (1955), führen sie zurück auf anorganische Sedimentationsvorgänge, vor allem auf Fliessdeformationen gut geschichteter Kalke. An der Tour de Bavon treten die «gewürmelten Kalke» in einem Übergang von Dolomit zu Kalk auf. Zur Entstehungsgeschichte können wir nichts beitragen, doch erscheint auch hier eine anorganische Bildungsweise nicht ausgeschlossen.

Der Karbonzug (15) wirkt als trennendes Element zwischen dieser unteren Schuppe und dem E-Schenkel der «Vouasse-Synklinale». Über dem Karbon folgen von unten nach oben:

1. 2 m ausgequetschte Triasquarzite.
2. 10 m weisse bis gelbliche, marmorisierte Kalke von braungrauer Anwitterungsfarbe.
3. 5 m grauer, marmorisierter Kalk mit serizitisierten Tonschmitzen.
4. 5 m dunkelgraue, graubraun anwitternde Plattenkalke.
5. 15 m hellgraue, marmorisierte Kalke.
6. 5 m grauer Plattenkalk.
7. 4 m feinkörnige, dunkelgraue bis schwarze Dolomite von gelblicher Anwitterungsfarbe.
8. 10 m im fr. Br. und in der Anwitterung weisser bis hellgrauer Dolomit.
9. 20 m hellgrauer marmorisierter Kalk. Diese feinkristallinen Gesteine bilden massige Bänke.
10. 5 m dunkelgraue, graubraun anwitternde, lagige Kalke, welche beim Anschlagen leicht stinken.
11. 3 m grauer, hellgrau anwitternder Dolomit.
12. 20 m feinkristalline, marmorisierte Kalkbänke, hellgrau im fr. Br. und in der Anwitterung.
13. 8 m weisser bis hellgrauer Dolomit.
14. Diese Wechsellagerung von Kalk und Dolomit setzt sich über eine Mächtigkeit von ca. 200 m fort, wobei im unteren und mittleren Teil feinkristalline, massige Kalke und graue Plattenkalke dominieren, in der obersten Partie dagegen die hellen Dolomitbänke an Bedeutung gewinnen. Abschliessend folgen von unten nach oben:
15. 3 m blaugraue, leicht stinkende Plattenkalke.
16. 5 m massige, hellgraue Dolomite.
17. 0,2 m graue Tonschiefer.
18. 0,3 m olivfarbene, pyritreiche Dolomite.
19. 0,5 m schwarze Dolomitschiefer.
20. Ca. 15 m Rauhwacke.
21. Karbon.

Die Abfolge dieses Querschnittes stimmt weitgehend überein mit jener des liegenden Komplexes, Auch hier herrschen an der Basis helle, marmorisierte Kalke vor, während der obere Teil aus einer mächtigen Wechsellagerung von Kalk und Dolomit besteht. Die Kalke der oberen Partie sind im Gegensatz zu den marmorisierten Kalken feinkörniger ausgebildet. Auch sind sie i. a. dunkler gefärbt und massiger entwickelt.

An der Basis sind ebenfalls Quarzite (1) eingeschaltet. Die Schichtreihe schliesst wie unten ab mit z. T. tuffitischen (?) Dolomiten und Rauhwacke (17–20).

Auch weiter im S, am Bec Rond, zeigen die beiden Elemente eine gleichartige Abfolge. Über dem trennenden Karbonband und den verschieferten Quarziten im E von P. 2563 schiebt sich lokal ca. 1 m Rauhwacke ein, worauf die marmorisierten Kalke einsetzen. Südlich des Bec Rond wächst die Mächtigkeit der unteren Serie bedeutend an. Möglicherweise treten dort Verschuppungen auf. Im S der Pte du Revedin fehlt die untere, extern gelegene Schichtreihe; die W-Flanke des Tales besteht dort lediglich aus dem Normalschenkel der «Vouasse-Synklinale».

Über hellen, marmorisierten Kalken und einer mächtigen Kalk/Dolomitwechsellagerung folgen abschliessend im E des Aglan:

1. 1 m lagige, dunkelgraue Dolomite, welche u. d. M. z. T. eine oolithische Struktur (p. 81) aufweisen (D der Ooide bis 0,15 mm).
2. 0,5 m olivfarbene, tuffitische (?) Dolomite.
3. 0,5 m lagig-schieferige dunkelgraue Dolomite.
4. Ca. 10 m Rauhwacke.
5. Schutt.

Im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes sind die Triasablagerungen infolge der dichten Moränenbedeckung nicht mehr zusammenhängend aufgeschlossen. Auch dort treten aber durchwegs gleichartige Gesteinstypen auf wie im S.

Zusammenfassend ist in der externen Partie der Karbonzone über den Basisschichten des Triasquarzites folgendes Normalprofil verwirklicht:

1. Weisser bis leicht rötlicher, plattig ausgebildeter Quarzit.
2. Rauhwacke (nur lokal auftretend; meist in tektonisch anormaler Stellung).
3. Helle, marmorisierte Kalke, lokal mit dunkelgrauem Dolomit und «calcaires vermiculés».
4. Wechsellagerung von grauen, massigen bis lagigen Kalken und hellen Dolomiten. In der obersten Partie nehmen die Dolomite an Bedeutung zu.
5. Dunkelgraue bis schwarze, z. T. oolithische Dolomitlagen, olivfarbene, tuffitische (?) Dolomite und lokal graue Tonschiefer.
6. Rauhwacke.

Trotz intensiver Nachsuche konnten wir in der Trias der Combe de l'A nur vereinzelte Fossilien auffinden. Es fehlen namentlich Kalkalgen, welche eine sichere Datierung erlauben würden. Die Fazies der «calcaires vermiculés» darf als charakteristisch für das untere Anisian angesehen werden (Briançonnais, Vanoise, Grande Eau, Seehorn, Giswiler Stöcke). Unter den Crinoidenstielgliedern aus den hangenden Dolomiten (8, 10 im Profil p. 99) konnte Herr Professor TRÜMPY *Encrinus cassianus* MÜ. bestimmen, eine Form, welche in der Mitteltrias der Westalpen (Ligurien, Vanoise) eine grosse horizontale und vertikale Verbreitung besitzt.

Nach Vergleichen mit entsprechenden Ablagerungen im Briançonnais der Westalpen, bzw. der externen Partie der «Zone houillère» auf Schweizer Gebiet, ergibt sich altersmässig folgende Zuordnung:

a) Quarzite (1) und Rauhwacke (2): Werfenian.
b) Marmorisierte Kalke mit Lagen von «Calcaires vermiculés» (3): Anisian.
c) Kalk/Dolomitwechsellagerung (4): Ladinian–Carnian (?).
d) Schwarze Dolomitlagen, Tonschiefer, tuffitische (?) Dolomite (5) und Rauhwacke (6): Carnian (?).

Es scheint wahrscheinlich, dass die Kalk/Dolomit-Wechsellagerung hier wie in der Vanoise (F. ELLENBERGER) bis ins Carnian hinaufreicht. Während aber in der Vanoise nach dem Carnian eine Regressionsphase einsetzt (F. ELLENBERGER 1950), ist nach R. TRÜMPY (1955b) in der Combe de l'A das Fehlen der Obertrias möglicherweise bedingt durch den Verlauf einer grossen Abscherungsfläche, welche mit der oberen, carnischen Rauhwacke zusammenfällt. Wir werden später auf

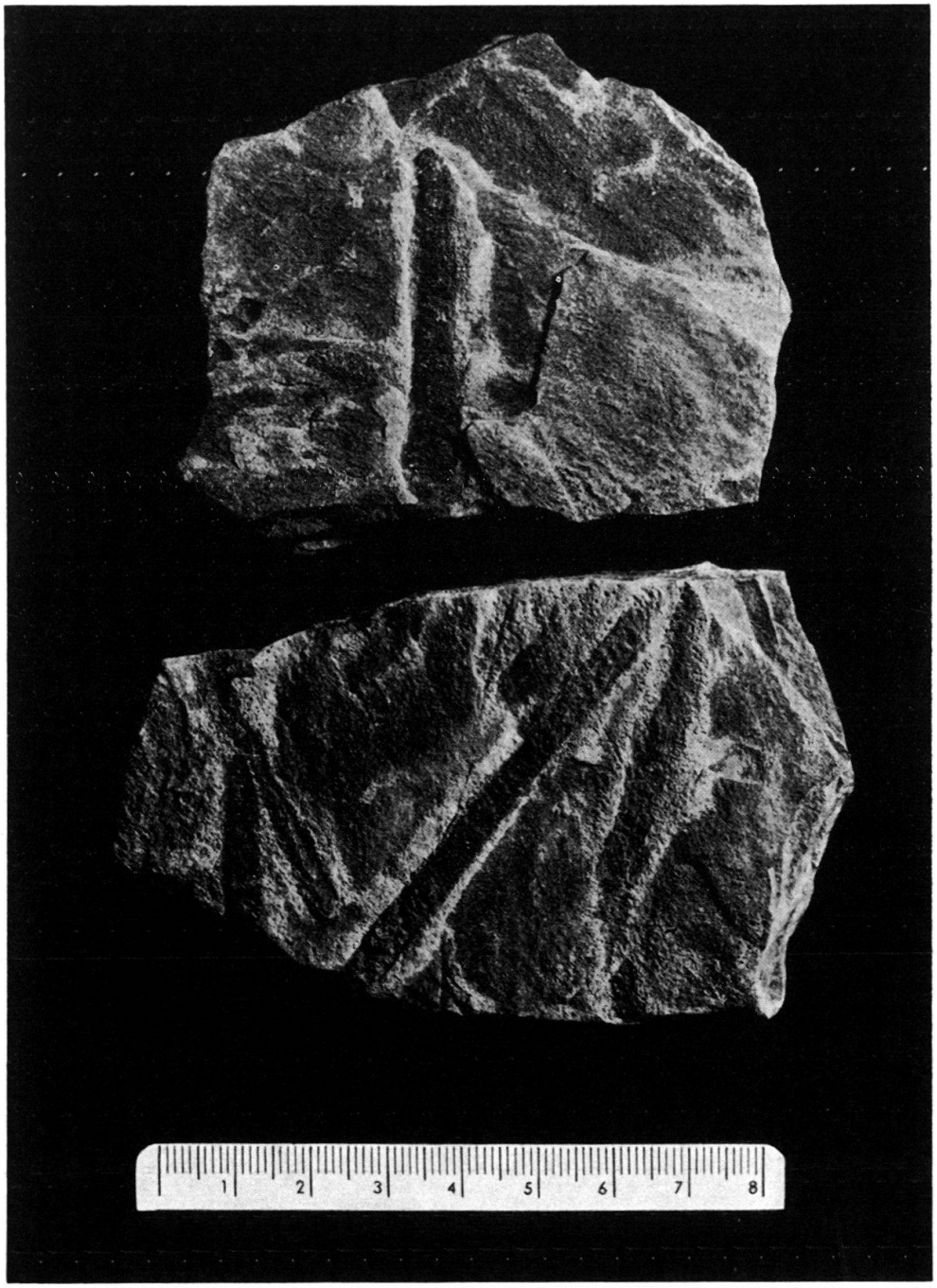


Fig. 6. «Calcaires vermiculés». Vorkommen westl. P. 2476.5 am Fuss der Tour de Bavon (auf 2380 m)

diese Frage zurückkommen. Die Rauhwacke bildet einen konstanten Grenzhorizont gegenüber dem internen Karbonelement. Sie liegt wohl stratigraphisch normal und erlitt nur unbedeutende tektonische Störungen. Die grauen Tonschiefer, welche lokal zusammen mit den Dolomitlagen und der Rauhwacke vorkommen, stellen vielleicht ein Äquivalent der Equisetenschiefer dar. Die oberste Trias (norische Dolomite) fehlen durchwegs.

Stratigraphisch zeigt die Abfolge der Combe de l'A eine gewisse Ähnlichkeit mit jener des Triaszuges von Beauregard bei Siders (R. Jäckli 1950). F. Ellen-

BERGER (1958) beschreibt aus der unteren Partie dieser Triasabfolge, welche nach ihm dem Subbriançonnais angehört, anisische Gastropoden. Allerdings fehlen bei Beauregard die basalen «calcaires vermiculés», und im mittleren wie im oberen Teil dominieren dort eindeutig graue Dolomite. Aber auch gegenüber der eigentlichen Briançonnais-Trias (P. TERMIER, E. RAGUIN, C. PUSSENOT, M. GIGNOUX, L. MORET, J. DEBELMAS) zeichnen sich gewisse Gegensätze ab, ebenso gegenüber der Trias der Vanoise (F. ELLENBERGER). Die Würmelkalke, welche in unserem Terrain nur lokal vorkommen, bilden dort an der Basis stets ein charakteristisches, gut entwickeltes Schichtglied. Auch ist die karbonatische Triasserie der Combe de l'A i. a. wesentlich geringmächtiger ausgebildet; die maximale Mächtigkeit beträgt etwa 250–300 m.

Am Six Blanc nördlich der Drance d'Entremont ist die Trias nach M. BURRI (1956) weniger komplex entwickelt als in der Combe de l'A. Er weist auf die grosse Ähnlichkeit mit Triasablagerungen der Zone der Tarentaise hin. Diese Angleichung an die Subbriançonnais-Zone, bzw. an die Zone der Tarentaise scheint sich bereits in der Combe de l'A anzudeuten.

4. Über die Ablagerungbedingungen

An das «Domaine valaisan», welches die Ferret-Zone und die Zone der Tarentaise umfasst, legt sich im E der Bereich des Subbriançonnais und Briançonnais an (R. TRÜMPY 1957). Bis an die Basis des Carnian gehen diese Elemente, paläogeographisch gesehen, ineinander über. Bedeutendere Faziesunterschiede zwischen Subbriançonnais und Briançonnais stellen sich erst vom Carnian an ein. Weil in der Combe de l'A die obere, carnische Rauhwacke das jüngste Schichtglied bildet, können daher das Karbon, sowie die Unter- und Mitteltrias dort nicht mit Sicherheit einer dieser beiden Einheiten zugeordnet werden; doch ist die Fazies wohl entschieden externer als diejenige des Briançonnais s. str. und zeigt bereits Anklänge an die Ausbildung der Trias in der Zone der Tarentaise, z. B. an die Gipfelelemente der Pierre Avoi (R. TRÜMPY 1952).

Tektonische Vorgänge und die Wirkung der Metamorphose haben die Sedimentationskriterien im Karbon und in der Trias der Combe de l'A weitgehend zerstört. So beschränken wir uns darauf, hier noch das Problem der Beziehungen zwischen Triaskalk und -dolomit zu streifen.

In der mittleren und oberen Partie der Trias, also hauptsächlich im Ladinian, wird das Verhältnis von Kalk zu Dolomit charakterisiert durch zahlreiche, unregelmässige Wechsel. Dolomitbänke können seitlich auf kurze Distanz stratigraphisch auskeilen. Der Kalk/Dolomit-Kontakt ist meistens scharf, wobei die Grenze häufig diskordant zur Schichtung verläuft. Daneben existieren auch Übergänge zwischen diesen beiden Gesteinstypen, indem z. B. kalkreiche Zonen von Dolomitkörnern durchsetzt sind. Den syndiagenetischen Dolomitisationsvorgängen stehen die postdiagenetischen gegenüber; es sei auf die ständigen Stoffaustausch-Prozesse verwiesen, welche vor allem längs Rissen und Klüften stattfinden.

Bei den monogenen Dolomitbreccien im oberen Teil der Triasserie dürfte es sich ausschliesslich um Primärbreccien handeln. Die Breccienbildung steht teilweise in direktem Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen, z. B. mit Erschütterungen des nicht verfestigten Sedimentes. Aber auch subaquatische Rutschungen spielen

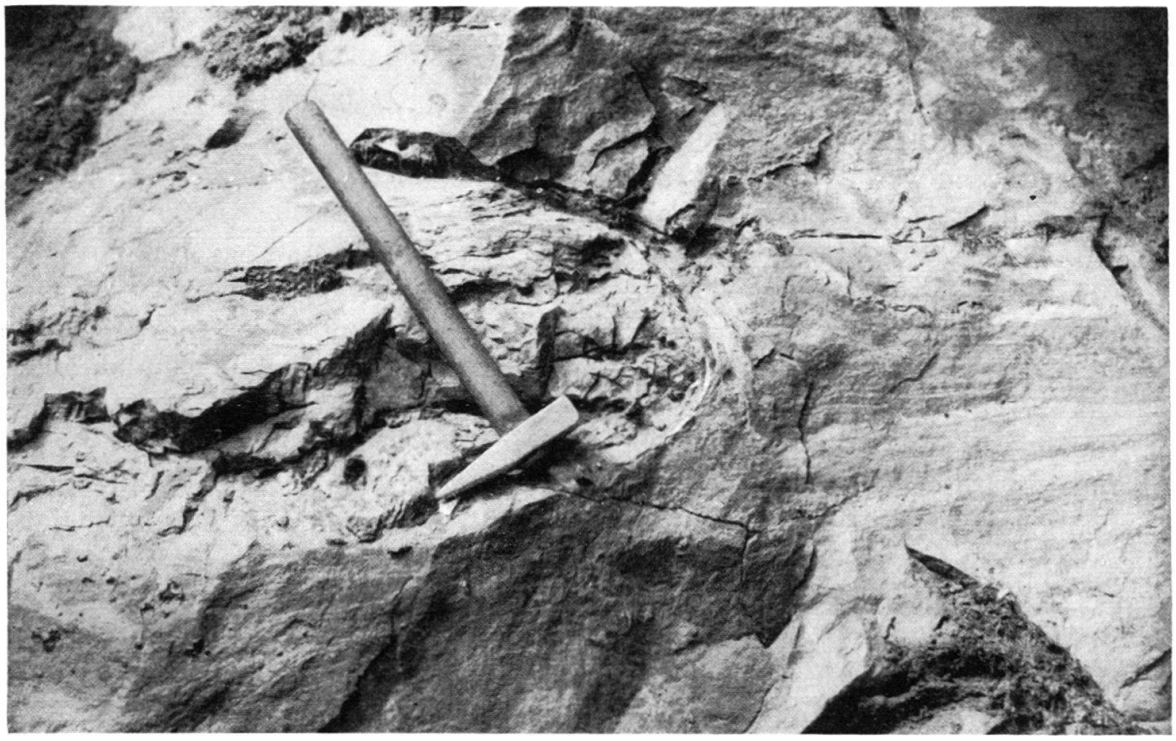


Fig. 7. Subaquatische Rutschung (?) von Dolomit (helle linsenförmige Partie) in Kalk (im W von P. 1211 bei Pont de la Tsi)

bei der Entstehung dieser Breccien eine bedeutende Rolle, indem Gleitungen eine Auflockerung oder sogar eine Zertrümmerung des Schichtverbandes bewirken können.

Unsere Beobachtungen stehen durchaus im Einklang mit denjenigen von E. Genge (1958), dessen Dissertation uns erst nach der Niederschrift dieser Arbeit zugänglich war.

C. TEKTONIK

I. Allgemeines

a. Schichtlage

Wie die stark verschuppten Elemente der helvetischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln zeigen auch die Zone von Som la Proz, sowie die Zonen von Ferret und der Tarentaise durchwegs einen isoklinalen Aufbau. Die Schichtreihen all dieser Einheiten lehnen sich an das Mt. Blanc-Massiv an und fallen steil gegen E ein. Das Streichen verläuft allgemein in N–S-Richtung, wobei die Abweichungen 30° nur selten überschreiten. Fallmessungen ergeben Werte zwischen 50 und 75°. Die E-Seite des Val Ferret wird von zahlreichen, tiefgründigen Sackungen durchsetzt, so dass dort die Werte häufig niedriger liegen (ca. 25–50°). Die Schichtlage der Serien innerhalb der externen Partie der Karbonzone stimmt i. a. mit jener der Zone von Sitten–Courmayeur überein. Nur in Faltenelementen, z. B. am Clocher de Vouasse, lassen sich lokal Abweichungen feststellen.

Wie aus zahlreichen Schichtmessungen hervorgeht, können im mittleren und unteren Val Ferret zwei Bereiche unterschieden werden:

1. Ein südlicher Bereich, welcher nördlich begrenzt wird durch die Linie Comba Naire-La Tsissette. In diesem Abschnitt streichen die Schichtreihen der ultrahelvetischen Deckenwurzeln NNE–SSW, die Serien der Zonen von Ferret und der Tarentaise dagegen NNW–SSE. Im Karbon der frontalen Karbonzone verläuft das Streichen N–S, stellenweise NNW–SSE, in den interner gelegenen Triaszügen westlich der A NNE–SSW.

2. Ein nördlicher Bereich, welcher den Sektor zwischen der Comba Naire und der Drance d'Entremont umfasst. In diesem Abschnitt streichen die Schichten der Zone von Sitten–Courmayeur durchwegs NNE–SSW. In den Serien der Zonen von Ferret und der Tarentaise hat sich damit unvermittelt ein leichter Richtungswechsel vollzogen. Abgesehen von lokalen, durch Faltenbau bedingten Abweichungen, streichen auch die Schichtglieder in der frontalen Karbonzone stets NNE–SSW.

Die Schichtlage der Zonen von Ferret und der Tarentaise weicht also im südlichen Bereich von jener der ultrahelvetischen Deckenwurzeln und der externen Partie der Karbonzone deutlich ab. Im N erfolgt wiederum eine allgemeine Angleichung.

b. Schieferung, Streckung

Im gesamten Untersuchungsgebiet konnten wir keine diskordant zur Schichtung verlaufende Schieferung feststellen; es liegt durchwegs Schichtungs-Schieferung vor.

Die Schichtglieder lassen allgemein eine bedeutende, tektonisch bedingte Lamination erkennen. Diese Lamination tritt vor allem in den höheren Untereinheiten der Ferret-Zone sowie in der Zone der Tarentaise deutlich hervor und bedingt dort Mächtigkeitsschwankungen hauptsächlich von inkompetenten Horizonten. Kompetente Schichten, z. B. geringmächtige Kalkbänke in den tonig-sandigen Kalkschiefern der Konglomerat-Serie, lassen stellenweise Boudinage erkennen. Die isoklinale Mikrofältelung vermag zwar diese Lamination teilweise auszugleichen, aber i.a. dürften die Mächtigkeiten heute unter den ursprünglichen Werten liegen (vgl. R. Trümpy 1955a).

c. Lineation, Faltenaxen

In der Streckungsrichtung der Gesteine erscheint häufig eine Streifung, die Lineation nach der Axe b, welche i. a. parallel zu den Faltenaxen verläuft.

Das Einmessen von Lineation und Faltenaxen im unteren und mittleren Val Ferret lässt erkennen, dass der Grossteil der Axen mit 15–30° nach NNE, bzw. NE einfällt.

Ein Abtauchen gegen NNE ist vor allem im südlichen Gebietsabschnitt, innerhalb der Zonen von Ferret und der Tarentaise verwirklicht, während dort im anschliessenden Bereich der frontalen Karbonzone die Axen häufig gegen NE abtauchen. Im nördlichen Teil des Terrains weisen dagegen die Faltenaxen der Zone von Sitten–Courmayeur nach NNE/NE, im Vergleich zum südlichen Sektor also mehr gegen E. Die Axen der frontalen Karbonzone tauchen dort mit 25–60°, d. h. steiler als in der Zone von Sitten–Courmayeur, durchwegs gegen NE ab.

Im Vergleich zu den Faltenaxen der extern gelegenen Elemente, wo die N-Komponente dominiert, erscheinen die Axen des internen Bereiches, vor allem der

frontalen Karbonzone, leicht nach E abgedreht. Abweichungen kommen vor, doch konnten wir keine S oder SSE einfallenden Axen auffinden (R. TRÜMPY 1955a).

Fig. 8. Mikrofältelung in einer leicht sandigen Kalkbank der Vatse-Konglomerate (Sasse-Weg, auf 1820 m)

Der Verlauf der Faltenaxen lässt erkennen, dass in den tieferen Einheiten der Zone von Sitten–Courmayeur die herzynische Richtung dominiert. Eine alpine Richtung deutet sich aber bereits in der Zone der Tarentaise an (vgl. R. TRÜMPY 1955a). In der frontalen Partie der Karbonzone überwiegen die gegen NE abtauchenden, alpinen Faltenaxen. Während die tieferen Einheiten der Zone von Sitten–Courmayeur im Einflussbereich des Mt. Blanc-Massivs standen, wurden die höheren Elemente vermutlich nicht durch dieses z. T. spätherzynisch begrenzte Massiv eingeregelt; sie passen sich bereits dem Verlauf des grossen Westalpenbogens an.

Diese Ausführungen stehen teilweise im Widerspruch mit den Untersuchungsergebnissen von N. OULIANOFF, welcher der herzynischen Richtung auch in den höheren Elementen grosse Bedeutung beimisst (u. a. 1953, 1957).

d. Metamorphose

Die Schichtreihen der Zone von Sitten–Courmayeur wurden von einer leichten, epizonalen Metamorphose alpinen Alters betroffen. Auch die Gesteine der frontalen Karbonzone liegen noch im Bereich einer Epizone, obwohl dort im Karbon auch voralpine Umwandlungen beteiligt sind. Die Wirkung der Metamorphose ver-

stärkt sich allmählich von W gegen E; eine sprunghafte Zunahme an den Grenzen verschiedener Einheiten konnte nicht festgestellt werden.

Die Metamorphose bewirkte eine Rekristallisation des Kalzites. Auch der Quarz wurde grossenteils umgewandelt. Ferner entstanden verschiedene Neubildungen, darunter Serizit, Chlorit, Turmalin, Stilpnomelan. Seltener lässt sich ferner Zoisit, Rutil, Epidot, Mikroklin usw. erkennen. Stellenweise stehen die Neubildungen vermutlich im Zusammenhang mit tuffogenen Einflüssen (p. 70, 92).

Muskovit kommt innerhalb der Ferret-Zone nur in den Christophe-Schichten vor und bildet vor allem ein häufiges Mineral in den Quarziten des Karbons (p. 94). Neogener Albit erscheint im helvetischen und ultrahelvetischen Bereich nur vereinzelt. An der Ferret-Basis ist er häufig (p. 46/47) und fehlt dann in der unteren Partie der Ferret-Schiefer weitgehend. Vermehrt findet er sich in den Vatse-Konglomeraten. Von hier an enthalten auch die Schichtreihen der höheren Elemente, vor allem das Karbon (p. 92) der frontalen Karbonzone, durchwegs neogenen Albit.

Es handelt sich wohl hauptsächlich um eine syntektonische, stellenweise aber auch um eine posttektonische Metamorphose. Weitere Einzelheiten gehen aus den zahlreichen Schliffbeschreibungen hervor.

e. Brüche

Es können vier Systeme von Brüchen unterschieden werden:

1. NW–SE, bzw. WNW–ESE verlaufende Brüche mit abgesenktem oder nach NW vorgeschobenem NE-Flügel.

Dieser Bruchtyp ist vor allem im S häufig vertreten. Der Felsabbruch westlich von Basset und der Tête des Vares wird von zahlreichen, derartigen Störungen durchzogen, welche eine treppenartige Absenkung der Schichten gegen NW bewirken. Die maximale Sprunghöhe beträgt ca. 70 m.

2. ENE–WSW verlaufende Brüche mit abgesenktem oder nach W verschobenem SE-Flügel.

Diese Gruppe kann man vor allem im N feststellen. Eine derartige Störung mit einer Sprunghöhe von ca. 80 m zieht z. B. nordöstlich von Sasse gegen La Tessure hinauf. Entsprechende Brüche lassen sich auch im N des Plan Monnay erkennen.

3. E–W verlaufende Verwerfungen.

Eine ganze Reihe derartiger Störungen mit unbedeutenden Verstellungen tritt nordöstlich von Verne, unmittelbar östlich von P. 1891, deutlich hervor. Der nördliche, talwärts liegende Flügel zeigt eine leichte Absenkung. Es handelt sich wohl durchwegs um postglaziale Verwerfungen; in zwei Fällen scheint es, dass dort (im E von P. 1891) auch noch die Moränendecke verstellt worden ist.

4. N–S verlaufende Verwerfungen.

Derartige Störungen lassen sich vor allem im E der Alp Sasse erkennen. Der externe, talwärtige Teil ist um 5–20 m abgesenkt worden. Diese wahrscheinlich jungquartären Verwerfungen stellen z. T. tiefgreifende Sackungsanrisse dar, wobei es oft schwer fällt zu entscheiden, ob die Störung nur durch die Sackungsbewegung bedingt ist oder ob umgekehrt eine Verwerfung Anlass zur Sackung gegeben hat.

Die aufgeführten Bruchsysteme stimmen weitgehend mit jenen überein, welche R. TRÜMPY 1955 im oberen Val Ferret unterscheidet. In den Hauptgruppen 1 und 2 lassen sich allerdings gewisse Abweichungen erkennen. So dominiert in der Gruppe 1 die E–W-Komponente; NNW–SSE verlaufende Störungen, welche dort eine bedeutende Rolle spielen, fehlen hier vollständig. Im Gegensatz zum oberen Val Ferret, wo auch NE–SW verlaufende Störungen häufig sind, beschränkt sich das Bruchsystem 2 auf ENE–WSW ziehende Verwerfungen, zeigt also ebenfalls ein Vorherrschen der E–W-Richtung. Neu hinzu kommt schliesslich die Gruppe 4, welche aus dem oberen Val Ferret nicht beschrieben wird.

N. OULIANOFF hat erstmals in der Zone von Sitten–Courmayeur verschiedene Bruchsysteme erkannt und auf ihre grosse Bedeutung hingewiesen. So stehen die beiden Hauptgruppen (1 und 2) in Zusammenhang mit einer späten Heraushebung des Mt. Blanc-Massivs. Anderseits ergibt ihre Resultante eine Längsdehnung. Infolge der isoklinalen Struktur kann der Bewegungsablauf an den Verwerfungen (Vorherrschen einer Horizontal- oder Vertikalverschiebung) kaum abgeklärt werden.

II. Helvetische und ultrahelvetische Zone

a. Die höheren Teile der helvetischen Deckenwurzeln

Der einzige, durchgehend aufgeschlossene Querschnitt innerhalb des helvetischen Bereiches liegt im Abbruch zwischen Issert und Som la Proz. Unmittelbar östlich von P. 1017 lassen sich von der Drance de Ferret aus in östlicher Richtung folgende Schichtglieder erkennen (p. 42/43):

1. 8 m Aalenian.
2. 15 m mittlerer Dogger.
3. 20 m Callovo-Oxfordian.
4. 3,5 m Malm.
5. 4,5 m graue, matte Mergelschiefer: Valanginian ? (nur lokal entwickelt).
6. 3 m Malm.
7. 12 m Callovo-Oxfordian.
8. 15 m Dogger.
9. 12 m Aalenian.

Unsere frühere Annahme, dass die obere Malmbank die Grenze zwischen helvetischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln darstelle, hielt einer näheren Prüfung nicht stand. Die beiden, lokal durch einen Valanginiankeil (?) getrennten Malmbänke bilden vielmehr den Kern einer isoklinal gebauten Synklinalzone, deren Schichtreihe vom Aalenian bis in den Malm, resp. die Unterkreide (?) hinaufreicht. Sowohl die Normalserie (1–5) als auch die intern gelegene Verkehrtserie (5–9) umfassen die gleichen stratigraphischen Elemente und stimmen faziell durchaus überein. Unmittelbar nordöstlich von P. 1017 wird diese Synklinale erweitert, indem sich zwischen das Callovo-Oxfordian (7) und dem Dogger (8) ein weiteres Dogger/Aalenian-Paket einschaltet.

Die «Zone intermédiaire», welche im oberen Val Ferret durch mächtige Aalenian- und Doggermassen vertreten wird (R. TRÜMPY 1955a), fehlt hier vollständig. Sie

existiert vermutlich im S, östlich von La Fouly, ist aber dort infolge der dichten Quartärbedeckung nicht aufgeschlossen. Die Grenze zwischen helvetischem und ultrahelvetischem Bereich dürfte östlich von P. 1017 über dem Verkehrtschenkel der Synklinale durchziehen, eine Annahme, für welche auch die folgenden Ausführungen über die ultrahelvetischen Deckenwurzeln sprechen.

b. Ultrahelvetische Wurzelzone

Innerhalb der ultrahelvetischen Deckenwurzeln können wir in unserem Arbeitsgebiet drei Teilelemente unterscheiden, eine tiefere und eine höhere Digitation sowie die Gipszone. Da aber der ultrahelvetische Bereich durch einen sehr komplexen Aufbau charakterisiert wird (vgl. Blatt Gr. St-Bernard 1958), kommt dieser tektonischen Unterteilung nur regionale Bedeutung zu.

1. Tiefere Digitation

Diese Untereinheit besteht aus einem Schuppenwerk von Lias- und Aalenianzügen. Ein Profil im SE von La Fouly, östlich von P. 1594, enthält folgende Schichtglieder (von 1650 m an aufwärts):

1. Ca. 40 m Aalenian.
2. 10 m Lias.
3. Ca. 50 m Aalenian.
4. 10 m Lias.
5. 15 m Aalenian.
6. Ca. 20 m Lias.
7. Ca. 25 m Aalenian.
8. Ca. 15 m Lias.
9. Ca. 60 m Aalenian.
10. Ca. 20 m Lias.
11. Ca. 25 m Aalenian.
12. Ca. 15 m Trias (Basis der höheren Digitation).

Diese Schuppenpakete lassen sich gegen S verfolgen und sind namentlich über der «Zone intermédiaire» südöstlich von Ferret aufgeschlossen (Blatt Gr. St-Bernard 1958). Im Gegensatz zu den Verhältnissen im mittleren Val Ferret treten aber dort noch einzelne Triasbänder an die Oberfläche.

In nördlicher Richtung dünnt dieses Element aus; es zieht bis gegen Branche, fehlt aber bei Issert, wo die höchsten Teile der helvetischen Deckenwurzeln unmittelbar von der höheren Digitation und der Gipszone überlagert werden.

2. Höhere Digitation

In der Fortsetzung des Querschnittes durch die tiefere Digitation sind östlich von P. 1820 bei der Alp Le Clou folgende Schichtglieder aufgeschlossen (von 1850 m an aufwärts):

12. 15 m Trias (Dolomit überwiegend; p. 41).
13. 5 m schwarze, pyritreiche Tonschiefer: Aalenian.
14. 15 m graue, sandige Kalkschiefer und Kalklagen: Lias.
15. 25 m Aalenian.

16. 15 m Lias.
17. 10 m Trias (vererzte Rauhwacke dominierend): Basis der Ferret-Zone.

Eine analoge Abfolge dieser Untereinheit ist auch nördlich von Issert aufgeschlossen, erscheint aber dort durch das Eindringen von Gipspaketen teilweise gestört.

Die höhere Digitation besteht demnach aus Lias- und Aaleniansedimenten, welche stets von zwei Triaszügen eingefasst werden, wobei der obere Triashorizont (17) der Basis der Ferret-Zone entspricht.

3. Die Gipszone

Über der höheren Digitation setzt im NE von Branche ein Gipszug ein, welcher sich gegen N erweitert und nordöstlich von Issert seine maximale Mächtigkeit erreicht. Tektonisch gesehen stellt Gips bekanntlich ein sehr bewegliches Element dar. Die Hauptmasse dieses Komplexes liegt zwar zwischen der höheren Digitation und der Zone von Som la Proz. Vor allem der Schichtverband der liegenden Einheiten weist jedoch im nördlichen Gebietsabschnitt durch das Eindringen von Gipspaketen bedeutende Störungen auf. So ist nördöstlich von Issert, östlich von P. 1017, im Grenzbereich des helvetischen und ultrahelvetischen Raumes eine ca. 10 m mächtige Gipsscholle eingeschaltet. Auch die höhere Digitation wird dort lokal von einigen, bis 5 m mächtigen, konkordant verlaufenden Gipszügen durchsetzt. Unmittelbar im S verhindert eine tiefgreifende Sackung die genaue Abklärung dieser Verhältnisse.

Über der höheren Digitation folgt die bis 60 m mächtige Hauptmasse des Gipses, welche einzelne, graue Dolomitlagen enthält. Da auch die Trias an der Basis der höheren Digitation Gips führt, erscheint es nicht ausgeschlossen, dass ein Grossteil desselben durch Diapirwirkung aufgestossen ist und vielleicht ursprünglich unter jener Teileinheit lag. Wahrscheinlicher ist aber die andere Möglichkeit, nach welcher die Gipszone das höchste Element der ultrahelvetischen Deckenwurzeln darstellt. Dafür spricht vor allem der Umstand, dass die Hauptmasse dieses Komplexes auch östlich von Som la Proz sich wie im S stets zwischen der höheren Digitation und der Zone von Som la Proz befindet.

III. Zone von Som la Proz

Das charakteristische Element der Zone von Som la Proz besteht aus einem albitführenden Muskovitchloritgneis (p. 43/44), welcher mit dunkelgrauen Mergelschiefern unbekannten Alters vergesellschaftet ist.

Unmittelbar östlich von Issert sind über der Hauptmasse der Gipszone folgende Schichtglieder aufgeschlossen:

1. Ca. 20 m dunkelgraue Mergelschiefer und Kalklagen.
2. Ca. 4 m grünlicher Muskovitchloritgneis (Koord. 575 900/94 600/1130).
3. Ca. 10 m leicht sandige Mergelschiefer und einzelne Kalklagen.

In der Schuttrinne südöstlich von Som la Proz sind auf 1190 m über der Hauptpartie der Gipszone von unten nach oben folgende Verhältnisse anzutreffen:

1. X m dunkelgraue Mergelschiefer und Kalklagen.

2. 3 m Muskovitchloritgneis.
3. 6 m dunkelgraue Mergelschiefer.
4. Ca. 3 m Trias der Ferret-Basis.

Im südlichen Gebietsabschnitt fehlen wie auch im oberen Val Ferret (R. TRÜMPY 1955a) entsprechende Aufschlüsse.

Die wenig typischen Mergelschiefer und Kalklagen (1,3) gleichen durchaus denjenigen der basalen Partie der unteren Sandsteine. Auf die Stellung des Muskovitchloritgneises werden wir später eintreten.

IV. Ferret-Zone

a. Basale Schuppenzone

Die Basis der Ferret-Zone überlagert verschiedene Teileinheiten der ultrahelvetischen Unterlage, bzw. die Zone von Som la Proz. Die Masse der Ferret-Schiefer setzt ein mit einer geringmächtigen Schuppenzone, welche charakterisiert wird durch häufig vererzte Triasgesteine (p. 46).

In der grossen Sackung zwischen Issert und P. 1017 ist an der Drance de Ferret von unten nach oben folgender Querschnitt aufgeschlossen:

1. 4 m Trias (leicht kakiritisierter Dolomit).
2. 5 m graue Kalksandsteine und Tonschiefer.
3. 1 m Trias (kieselreiche Tonsteine).
4. 4 m graue Kalksandsteine und Tonschiefer.
5. 0,5 m Trias (kieselreiche Tonsteine).
6. Basis der unteren Sandsteine und Schiefer.

Diese Abfolge lässt eine Verknetung von Triashorizonten mit Gesteinstypen erkennen, welche der Basis der unteren Sandsteine entstammen. Liasartige Bildungen fehlen im gesamten Untersuchungsgebiet. Die kretazischen Ferret-Schiefer transgredieren wohl direkt auf die Trias, worauf auch die polygenen Breccienlagen hinweisen (p. 47).

b. Normalserie

Diese ca. 1200 m mächtige Serie besteht aus einer durchgehenden, ungestörten Abfolge; Anzeichen für lokale Verschuppungen fehlen vollständig. Mit Ausnahme der Peula- und Marmontains-Quarzite wird die Normallagerung in allen Schichtgruppen durch das Vorkommen von «graded bedding» bestätigt.

Die bedeutende Mächtigkeitszunahme der Christophe-Schichten im nördlichen Gebietsabschnitt beruht z. T. auf dem Umstand, dass dieses Schichtglied dort die geringmächtigen Vatse-Schiefer direkt überlagert (p. 56, 71, 82). Sie ist aber hauptsächlich tektonisch bedingt; der NNE-Verlauf der höheren Ferret-Elemente (p. 105) lässt im N externere Teile dieser Einheit an die Oberfläche treten. Wie bereits erwähnt (p. 71) weist die Christophe-Masse dort einen Synklinalbau auf. Wir befinden uns im tektonischen Äquivalent der Synklinale des Gd. Golliat (R. TRÜMPY 1955a). Diese Synklinale erweitert sich gegen W; so ist im N, in einem externeren Bereich, eine bedeutende Anhäufung von Christophe-Schichten aufgeschlossen, welche grossenteils der Ferret-Normalserie und zum kleineren Teil dem Verkehrtschenkel der Tsavra-Falte angehören.

c. Tsavra-Falte

Die isoklinal gebaute Tsavra-Falte (R. Trümpy 1955a) setzt sich vom oberen Val Ferret gegen N fort. Faltenumbiegungen in der Mittelpartie dieses Elementes sind namentlich östlich von Verne, im SW von P. 2579, bei günstiger Beleuchtung deutlich erkennbar.

Die Tsavra-Falte weist eine Antiklinalstruktur auf; sie besteht aus einem extern gelegenen Verkehrtschenkel und einem darüberfolgenden Normalschenkel. Als Faltenkern treten meistens Aroley-Kalke hervor, welche von Marmontains-Quarziten und Christophe-Schichten umgeben werden. Dank dem Vorkommen von «graded bedding» können diese Lagerungsverhältnisse eindeutig belegt werden: die Verkehrtlagerung in den Aroley-Schichten der unteren Partie östlich von La Fouly (Koord. 575 375/86 100/2650) und östlich von Verne bei P. 2192, die Normalposition dagegen in den Aroley-Kalken des oberen Teiles östlich von P. 2019 (Koord. 576 550/90 400/2180) und auch an anderen Stellen. Möglicherweise existieren lokal weitere tektonische Komplikationen, so z. B. im E von La Fouly, wo die Tsavra-Falte eine Mächtigkeit von mindestens 650 m erreicht.

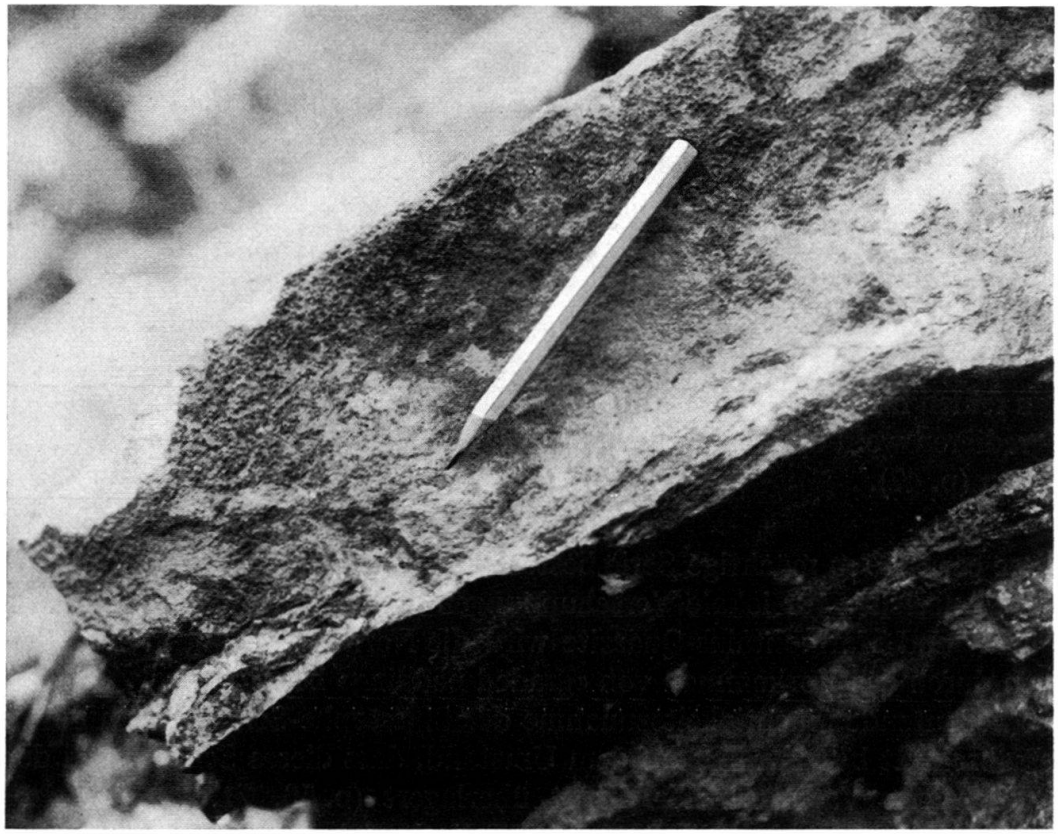


Fig. 9. Verkehrt liegendes «Graded bedding» im Liegendschenkel der Tsavra-Falte östlich von La Fouly (Koord. 575375/86100/2650)

Im südlichen und nördlichen Gebietsabschnitt verläuft die Synklinalumbiegung zwischen Normalserie und Tsavra-Falte durch die gleichförmig ausgebildeten Christophe-Schichten, so dass eine exakte Abgrenzung verunmöglicht wird. Bei P. 2231 östlich der Amône und auf 2050 m am T. de la Sasse sind hingegen an der Basis der Tsavra-Falte Spuren einer tektonischen Beanspruchung erkennbar; der

Fig. 10. Verkehrtliegendes «Graded bedding» im Liegendschenkel der Tsavra-Falte (im E von Verne, bei P. 2192)

untere Teil des Verkehrtschenkels wird von Kalzitadern durchsetzt und enthält vor allem am T. de la Sasse zahlreiche Faltenzylinder.

Einen Überblick über den Aufbau der Tsavra-Falte vermitteln die folgenden Profilbeschreibungen:

I. Profil im E von La Fouly (von 2400 m an aufwärts):

1. Ca. 250 m Christophe-Schichten der Normalserie.
   Im obersten Teil fallen die Schichten weniger steil ein als im Liegenden; vermutlich liegt der Grenzbereich zwischen der Normalserie und der Tsavra-Falte in dieser Zone.
2. Ca. 150 m Christophe-Schichten. Das Schichtfallen wird gegen oben steiler.
3. 40 m Marmontains-Schichten.
4. Ca. 400 m Aroley-Schichten.
5. 30 m Marmontains-Schichten.
6. Ca. 60 m Christophe-Schichten.

Der Verkehrtschenkel der Tsavra-Falte umfasst die Horizonte 2, 3 und den unteren Teil der Aroley-Schichten (4). Dem Normalschenkel dürften die obere Partie von 4, sowie 5 und 6 entsprechen. Weitere, tektonische Komplikationen treten möglicherweise im Aroley-Kern auf, können aber nicht sicher nachgewiesen werden.

II. Profil am T. de la Sasse (von 1820 m an aufwärts):

1. Ca. 250 m Christophe-Schichten.
   Ein «graded bedding» im obersten Teil dieses Horizontes tritt im S am T. Tollent hervor (Koord. 576 250/90 250/1970) und lässt auf Normallagerung schliessen; die Christophe-Schichten gehören hier demnach durchwegs zur Normalserie.
2. 40 m Marmontains-Schichten mit Spuren tektonischer Beanspruchung.
3. Ca. 70 m Aroley-Schichten.
4. 3 m Peula-Schichten (?).
5. 10 m Vatse-Schichten (nur lokal aufgeschlossen).
6. Ca. 150 m Aroley-Schichten.
7. 10 m Marmontains-Schichten.
8. Ca. 40 m Christophe-Schichten.

Die Tsavra-Falte wird gebildet von den Schichtgliedern 2–8. Die Peula- (?) und Vatse-Schichten (4, 5) stellen wohl den Antiklinalkern dar und weisen auf einen asymmetrischen Bau hin.

III. Profil an der Drance d'Entremont, aufgenommen nordöstlich von Montatuay in östlicher Richtung gegen Pont de la Tsi:

1. Ca. 1150 m Christophe-Schichten.
2. 30 m Marmontains-Schichten.
3. Ca. 150 m Aroley-Schichten.
4. 25 m Marmontains-Schichten.
5. Ca. 150 m Christophe-Schichten.

Neben den Horizonten 2–4 umfasst die Tsavra-Falte auch noch bedeutende Teile der Christophe-Schichten (1, 5). Eine Synklinalumbiegung zwischen Normalserie und Tsavra-Falte kann innerhalb der mächtigen Christophe-Masse (1) nicht genau lokalisiert werden.

Wie aus den Profilbeschreibungen ersichtlich ist, durchzieht die Tsavra-Falte das gesamte Untersuchungsgebiet. Als Faltenkern treten Aroley-Kalke, lokal auch Vatse-Schiefer an die Oberfläche (Prof. II). Der Normal- und der Verkehrtschenkel dieser vermutlich asymmetrisch gebauten Falte enthält stets gut ausgebildete Marmontains-Quarzite, ferner im S und N auch Christophe-Schichten. Faziesvergleiche ergeben einen deutlichen Unterschied gegenüber der Normalserie (vgl. R. Trümpy 1955a) und deuten darauf hin, dass die Trennung zwischen der Normalserie und der Tsavra-Falte eine sehr tiefgreifende ist. Nach den neuesten Untersuchungen von R. Zulauf im Val d'Aosta scheint es im Gegensatz zu der von R. Trümpy (1955a) vertretenen Auffassung nicht ausgeschlossen (auch nach Ansicht R. Trümpys), dass ein Teil der zur Zone der Tarentaise gerechneten Gesteinsmassen auf italienischem und französischem Gebiet die Fortsetzung der Tsavra-Falte bilden.

d. Obere Schuppen- und Faltenzone

Der obere Schuppen- und Faltenkomplex bildet das höchste Element der Ferret-Zone und umfasst ausschliesslich Aroley-Kalke, Marmontains-Quarzite und Christophe-Schichten. Die Obergrenze dieser Einheit fällt mit der Basis der Zone der Tarentaise zusammen.

Über den Aufbau der oberen Schuppen- und Faltenzone orientieren die folgenden Profilbeschreibungen:

I. Fortsetzung des Querschnittes über der Tsavra-Falte (Prof. I, p. 113) östlich von La Fouly, im N des Basset (von 2720 m an aufwärts):

6. Ca. 60 m Christophe-Schichten, welche z. T. noch dem Normalschenkel der Tsavra-Falte angehören.
7. 10 m Marmontains-Schichten.
8. Ca. 50 m Aroley-Schichten.
9. 10 m Marmontains-Schichten.
10. Ca. 25 m Christophe-Schichten (gegen N auskeilend). Tektonischer Kontakt mit
11. Ca. 20 m Aroley-Schichten (gegen N auskeilend).
12. Lias der Zone der Tarentaise.

Es liegt eine Antiklinalzone (6–10) vor, welcher ein isoliertes Aroley-Paket (11) aufruht. Den Kern bilden Aroley-Kalke (8), den Normalschenkel die Schichtglieder 9 und 10, während 7 und vermutlich auch ein Teil von 6 dem Verkehrtschenkel entsprechen würde. Dieser Querschnitt kann gegen S weitgehend mit jenem des Col du Névé de la Rousse verglichen werden (R. Trümpy 1955a, Blatt Gr. St-Bernard 1958).

II. Profil im E von Verne, nordwestlich von P. 2579 (von 2360 m an aufwärts):

1. Ca. 30 m Christophe-Schichten.
2. 12 m Marmontains-Schichten.
3. Ca. 60 m Aroley-Schichten.
4. Ca 5 m Marmontains-Schichten (nur lokal entwickelt).
5. Konglomerat-Serie der Zone der Tarentaise.

Die obere Schuppen- und Faltenzone besteht in diesem Querschnitt lediglich aus der nördlichen Fortsetzung der Antiklinale von Basset. Die tektonische Zugehörigkeit der Christophe-Schichten (1) ist ungewiss.

III. Profil im SE der Alp Sasse, östlich von P. 2019 (von 2150 m an aufwärts):

1. Aroley-Schichten im Normalschenkel der Tsavra-Falte.
2. Ca. 5 m Marmontains-Schichten: Oberste Partie im Normalschenkel der Tsavra-Falte.
3. Ca. 40 m Christophe-Schichten.
4. Ca. 25 m Marmontains-Schichten.
5. Konglomerat-Serie der Zone der Tarentaise.

Die obere Schuppen- und Faltenzone umfasst nur noch die Schichtgruppen 3 und 4. Die Christophe- und Marmontainsablagerungen (3, 4) dieses Querschnittes zeigen hier Anklänge an die Ausbildung der entsprechenden Gesteinskomplexe der Zone der Tarentaise (Konglomerat-Serie, bzw. Serie der Schiefer-Quarzite), doch verläuft der diskordante tektonische Schnitt an der Basis dieser höheren Einheit deutlich darüber. In nördlicher Richtung erweitert sich das höchste Ferret-Element, ein Vorgang, welcher bei La Tessure einsetzt.

IV. Fortsetzung des Querschnittes über der Tsavra-Falte (Prof. III, p. 114) an der Drance d'Entremont im SE von Moulins:

4. Ca. 25 m Marmontains-Schichten: Normalschenkel der Tsavra-Falte.
5. Ca. 150 m Christophe-Schichten.
6. 35 m Marmontains-Schichten.
7. Ca. 25 m Aroley-Schichten.
8. Lias der Zone der Tarentaise.

Der obere Schuppen- und Faltenkomplex umfasst in diesem Querschnitt nur noch eine Verkehrtserie (5–7).

Aus diesen Profilbeschreibungen geht hervor, dass die obere Schuppen- und Faltenzone im mittleren Val Ferret weniger komplex ausgebildet ist als im S (R. TRÜMPY 1955a) und im N der Tête des Vares an Bedeutung verliert. Diese rückschreitende Entwicklung findet südöstlich von Sasse (Prof. III) einen Höhepunkt, worauf gegen N eine unbedeutende Erweiterung stattfindet. Das Hauptelement dieser Untereinheit stellt die Antiklinalzone von Basset dar, welche bis zur Comba Naire durchzieht.

Der heterogene Aufbau des oberen Schuppen- und Faltenkomplexes wird hauptsächlich bedingt durch den diskordanten Verlauf der Basis der Zone der Tarentaise. In diesem Zusammenhang sei auf die tektonische Übersichtskarte (Tafel I) und die Profilserie (Tafel II) verwiesen.

V. Zone der Tarentaise

Der komplexe Aufbau erschwert tektonische Vergleichsmöglichkeiten innerhalb der Zone der Tarentaise. Einen Überblick von S nach N vermitteln die folgenden Profilbeschreibungen:

I. Profil nördlich von Basset, vom Vorgipfel der Tête des Vares aus in nordöstlicher Richtung aufgenommen (von 2830 m an aufwärts):

1. Ca. 20 m Aroley-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. 0–20 m sandige Kalkschiefer mit verschieferten Konglomeratlagen: Konglomerat-Serie.
3. 15 m blaugraue Spatkalke: Lias.
4. Ca. 60 m Oberlias? (p. 87).
5. Ca. 75 m Konglomerat-Serie (p. 88).
6. Ca. 60 m Serie der Schiefer-Quarzite (p. 91).
7. Ca. 25 m Karbon p. 83).
8. Ca. 30 m Serie der Schiefer-Quarzite (p. 91).
9. X m Karbon der externen Partie der Karbonzone.

II. Profil im E von Verne, westlich von P. 2579 (von 2380 m an aufwärts):

1. Ca. 5 m Marmontains-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. Ca. 40 m leicht sandige Kalke und schieferige Konglomerate: Konglomerat-Serie.
3. Ca. 12 m blaugraue Spatkalke: Lias.
4. Ca. 8 m schwarze Tonschiefer und Sandsteine: Serie der Schiefer-Quarzite.
5. 15 m blaugraue Spatkalke: Lias.
6. Ca. 25 m blonde Dolomite, sowie Gips und wenig Rauhwacke: Trias.
7. 10 m blaugraue Spatkalke: Lias.

8. Ca. 25 m sandige Kalkschiefer, Konglomerate, sowie «Trias régénéré» (p. 88): Konglomerat-Serie.
9. 20 m plattige Kalksandsteine: Oberlias?
10. 25 m sandige Kalkschiefer mit verschieferten Konglomeratlagen: Konglomerat-Serie.
11. Ca. 15 m schwarze Tonschiefer und Quarzitlagen: Serie der Schiefer-Quarzite.
12. X m Karbon der externen Partie der Karbonzone.

III. Profil im SE der Alp Sasse, östlich von P. 2019 (von 2200 m an aufwärts):

1. Ca. 25 m Marmontains-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. Ca. 70 m sandige Kalkschiefer und Konglomeratlagen mit einzelnen grossen Komponenten: Konglomerat-Serie.
3. 5 m blaugraue Spatkalke: Lias.
4. Ca. 5 m schwarze Tonschiefer und Sandsteine: Serie der Schiefer-Quarzite.
5. 10 m blaugraue Spatkalke: Lias.
6. Ca. 30 m blonde Dolomite, Gips, sowie wenig Rauhwacke: Trias.
7. 0,5 m Rhät (p. 85).
8. 12 m Unterlias p. 85).
9. 20 m Mittellias (p. 85).
10. Ca. 45 m Konglomerat-Serie s. l. mit Riesenkonglomeraten.
11. 0–15 m schwarze Tonschiefer und Quarzitlagen: Serie der Schiefer-Quarzite p. 91).
12. X m Karbon der externen Karbonzone.

IV. Profil nördlich von Vichères, an der Drance d'Entremont in südöstlicher Richtung gegen Pont de la Tsi (vgl. Prof. p. 87):

1. Ca. 25 m Aroley-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. Ca. 45 m Oberlias.
3. 12 m Aalenian.
4. 15 m Dogger?
5. X m Konglomerat-Serie.
6. 10–20 m Serie der Schiefer-Quarzite (p. 91).
7. X m Karbon der externen Karbonzone.

Ein Vergleich dieser Profilbeschreibungen zeigt einen wesentlichen Unterschied im Aufbau der Zone der Tarentaise im südöstlichen und nördlichen Gebietsabschnitt einerseits und im Mittelteil des Terrains anderseits.

Die Gipfelpartie der Tête des Vares (Profil I) besteht aus einer mächtigen Normalserie (3–6), welche einer lokal entwickelten Flyschunterlage aufruht und nur im obersten Teil durch die Einschaltung eines Karbonzuges (7) gestört wird. Gegen N erweitert sich die Zone der Tarentaise; östlich von Verne (Profil II) ist ein eigentlicher Antiklinalbau verwirklicht. Den Antiklinalkern bildet ein Triaszug (6). Einem externen Verkehrtschenkel (2–5) steht ein interner Normalschenkel gegenüber (7–11). Die Antiklinalstruktur wird aber gestört durch das Auftreten von Verschuppungen. So schiebt sich im Lias des Verkehrtschenkels ein Band von Schiefer-Quarziten ein (4), innerhalb der Konglomerat-Serie des Normalschenkels dagegen ein Liaszug (9). Die Antiklinalzone von Verne zieht über die Comba Naire gegen Sasse durch. Im E von P. 2019 (Profil III) enthält der Lias des Ver-

kehrtschenkels (3, 5) wie bei Verne einen Horizont von Schiefer-Quarziten (4). Als jüngstes Schichtglied ist die Serie der Schiefer-Quarzite (11) im Normalschenkel nur lokal entwickelt.

Im NE von La Tessure verliert sich die Antiklinalstruktur der Zone der Tarentaise. Infolge der dichten Moränenbedeckung können die genauen Zusammenhänge nicht ermittelt werden. Jedenfalls besteht die Zone der Tarentaise an der Drance d'Entremont (Profil IV) nur noch aus einer gut entwickelten Normalserie, welche – wie teilweise im S (Prof. I) – mit einem Liaszug einsetzt.

Eine Abtrennung von zwei Teilelementen wie im oberen Val Ferret (R. Trümpy 1955a) erweist sich in unserem Untersuchungsgebiet als unmöglich. Der heterogene Aufbau der Zone der Tarentaise steht wohl im Zusammenhang mit dem diskordanten Verlauf der Basalpartie dieser Einheit, welche die höchsten Elemente der Ferret-Zone in einem schiefen Winkel schneidet. Daneben spielen vermutlich auch Brüche mit.

VI. Die äusseren Teilelemente der Karbonzone

Die äusseren Teilelemente der Karbonzone bestehen aus Karbon und mächtigen Triaszügen. Die basale Partie setzt mit Karbon ein. Ihre Untergrenze verläuft diskordant zur Zone der Tarentaise. Im E stösst dieser Bereich längs der Talfurche der Combe de l'A an die interne Karbon-Hauptmasse.

Wie aus der tektonischen Übersichtskarte (Tafel I) und auch aus der Profilserie (Tafel II) hervorgeht, lassen sich innerhalb der frontalen Partie der Karbonzone von S gegen N verschiedene tektonische Elemente deutlich auseinanderhalten.

Im südlichen Teil der Combe de l'A tritt am Clocher de Vouasse eine Synklinalstruktur hervor (Profil I, Tafel II). Diese mächtige Synklinalzone von Vouasse führt dort ausschliesslich Triaskalk und -dolomit. Der Synklinalkern besteht überraschenderweise aus den ältesten Gesteinen der karbonatischen Trias, vor allem aus hellen, marmorisierten, wahrscheinlich anisischen Kalken (vgl. p. 101), welche einerseits in einen normalliegenden E-Schenkel und anderseits in einen verkehrtliegenden W-Schenkel überleiten; die westliche Partie und auch die E-Flanke bestehen am Clocher de Vouasse aus einer Kalk/Dolomit-Wechsellagerung, also vor allem aus Ladinian (p. 101). In der nördlichen Fortsetzung dieser Vouasse-Synklinale erscheinen am Westrand des Aglan im Synklinalkern unvermittelt Triasquarzite, welche von der karbonatischen Trias beiderseits durch ein dünnes Band von Karbonschiefern abgetrennt werden. Im E weist die karbonatische Trias eine gut entwickelte Serie von Kalken und Dolomiten auf; das entsprechende verkehrtliegende Element im W zeigt eine geringmächtige, im Vergleich zu den Verhältnissen am Clocher de Vouasse stark reduzierte Abfolge.

Diese Verhältnisse am Clocher de Vouasse und am Aglan lassen erkennen, dass hier zweifellos eine falsche Synklinale im Sinne E. Argands vorliegt. Wir werden später auf diesen Punkt zurückkommen.

Diese verkehrtliegende, karbonatische Trias des W-Schenkels und auch die Triasquarzite des Synklinalkerns tauchen im N des Aglan unter die Karbonmasse der Pte du Revedin ein.

Am Aufbau der Pte du Revedin sind lediglich noch zwei Einheiten beteiligt, im W eine mächtige Karbonserie und im E eine karbonatische Triasmasse, welche dem normalliegenden E-Schenkel der Vouasse-Falte entspricht. Unter diesem Triaszug schiebt sich im NE als neues Element die Schuppe des Bec Rond ein. Sie besteht aus einer mächtigen, normalliegenden Triasabfolge. Vermutlich kommen stellenweise Verschuppungen vor. Triasquarzite sind an der Basis der karbonatischen Schichtgruppen nur lokal entwickelt; meist verhalten sie sich tektonisch selbständig.

Am Roc de l'Oiseau, wo im W unvermittelt weitere Triaszüge hervortreten, ergibt ein durchgehender Querschnitt von W nach E folgende Verhältnisse (vgl. Fig. 11, ferner Profil II, Tafel II):

1. Ca. 20 m Serie der Schiefer-Quarzite: Oberste Partie der Zone der Tarentaise.
2. Ca. 120 m Karbon.
3. Ca. 5 m Basisschichten des Triasquarzites (p. 97).
4. Ca. 15 m Triasquarzit (p. 97).
5. Ca. 100 m Karbon.
6. Ca. 80 m Trias (Kalk und Dolomit).
7. Ca. 10 m Triasquarzit.
8. Ca. 250 m Karbon.
9. Ca. 15 m Triasquarzit.
10. Ca. 300 m karbonatische Trias: Schuppe des Bec Rond.
11. Ca. 10 m Karbon.
12. Ca. 3 m Triasquarzit (nur lokal entwickelt).
13. Ca. 250 m karbonatische Trias: Normalliegender E-Schenkel der falschen Synklinale von Vouasse.
14. Interne Karbon-Hauptmasse.

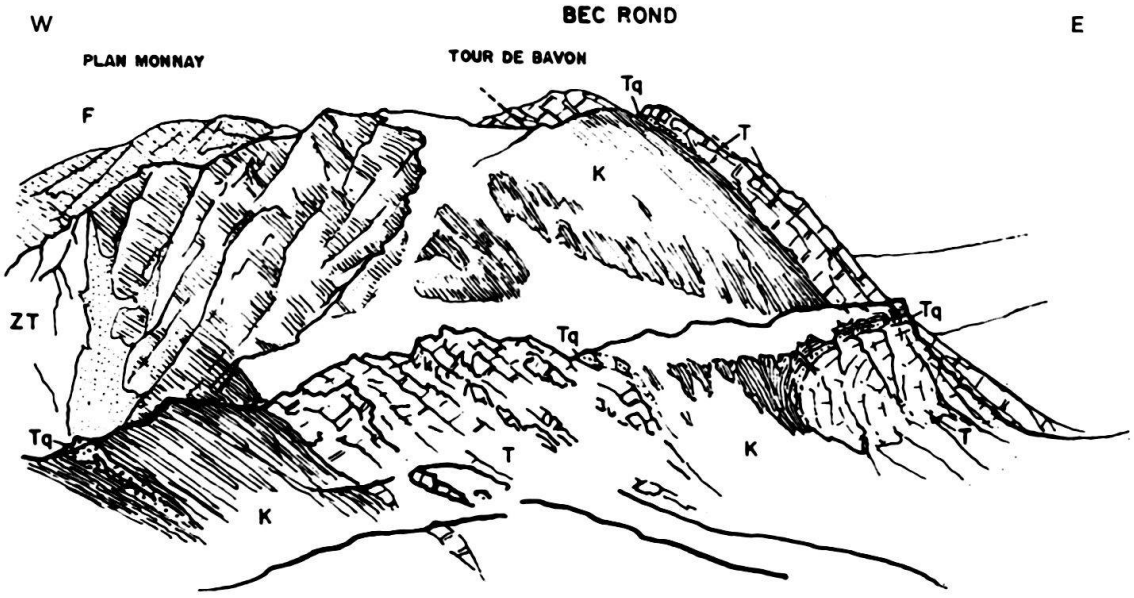


Fig. 11. Blick vom W-Grat der Pte du Revedin gegen N

Legende: F Ferret-Zone
ZT Zone der Tarentaise
T Karbonatische Trias
Tq Triasquarzit
K Karbon

In diesem Querschnitt erreichen die Mächtigkeiten der Triaszüge ihren Höhepunkt. Über einem Schuppenwerk von Karbon und Triasquarzit (2–5) lässt sich wie am Aglan eine mächtige, falsche Synklinale erkennen (6–10). Der Kern besteht aus Karbon (8). Als trennendes Element zwischen dieser falschen Synklinale des Roc de l'Oiseau und dem normalliegenden E-Schenkel der Vouasse-Falte (13) schalten sich lokal Karbon und Triasquarzit ein (11, 12). Möglicherweise entspricht dieses Zwischenelement der normalen Basis von 13.

Alle Triaszüge unter der Schuppe des Bec Rond (3/4, 6/7, 9) verschmälern sich gegen N und tauchen unter die Karbonmasse im S des Bec Rond ab. Am Bec Rond und an der Tour de Bavon folgen über einer mächtigen Karbonmasse nur noch die Schuppe des Bec Rond (10) und der normalliegende E-Schenkel der falschen Synklinale von Vouasse (13). Eine Unterscheidung der beiden Triaseinheiten wird auch dort erleichtert durch einen 5–20 m mächtigen Karbonzug (11), welcher lokal von Triasquarziten überlagert wird. Dieses Zwischenelement fehlt im N des Bec Rond, erscheint dann wieder im W der Tour de Bavon und zieht in nordöstlicher Richtung durch die Gd. Chenau gegen die A hinunter (Profil III, Tafel II). Der E-Schenkel der Vouasse-Falte taucht wohl im NE der Gd. Chenau unter die mächtige, interne Karbon-Hauptmasse ein: Im N des Larzeyer grenzt die Triasserie des Bec Rond direkt an das Karbon; die Triasschuppen werden hier diskordant durch die in der Achse der Combe de l'A verlaufende Überschiebung der Haupt-Karbonmasse abgeschnitten.

Über die westliche Partie der Schuppe des Bec Rond legt sich im SE der Alp Bavon ein mächtiger Zug von Triasquarziten. An der Grenzzone ist der Quarzit infolge tektonischer Beanspruchung stellenweise in eigentlichen Grus umgewandelt worden (vgl. R. Jäckli 1950). Bei Bavon besteht also der Aussenrand der Karbonzone von W nach E aus Karbon, einem Zug von Triasquarziten und dem oberen, östlich gelegenen Teil der Triasserie des Bec Rond.

An der Einmündung des T. de la Chaux in die A bilden Karbon und Triasquarzit ein Schuppenwerk, welches im E von der oberen Partie der Triasschuppe des Bec Rond überlagert wird (vgl. Profil IV, Tafel II).

Wie aus der folgenden Profilbeschreibung hervorgeht, schalten sich östlich von Vichères weitere, externer gelegene Triaselemente ein. Es folgen dort von W nach E:

1. Ca. 10 m Serie der Schiefer-Quarzite: Oberste Partie der Zone der Tarentaise. Tektonischer Kontakt mit
2. Ca. 70 m Karbon.
3. Ca. 40 m Triasquarzit.
4. Ca. 20 m Karbon.
5. Ca. 120 m Trias (Kalk und Dolomit): Triaszug des Cornet.
6. Ca. 10 m Triasquarzit.
7. Ca. 20 m (?) Trias (Kalk und Dolomit).
8. Ca. 100 m (?) Karbon.
9. Ca. 200 m Trias (Kalk und Dolomit): Schuppe des Bec Rond.
10. Interne Karbon-Hauptmasse.

Dieser komplex gebaute Querschnitt zeichnet sich durch eine intensive Verschuppung aus. Die Elemente 2–8 können tektonisch mit den externen Karbon-

und Triaszügen im W des Roc de l'Oiseau verglichen werden. Die dichte Moränenbedeckung im SE von Liddes verunmöglichte es, die Zusammenhänge in nördlicher Richtung bis an die Drance d'Entremont zu verfolgen.

Eine tektonische Aufgliederung der Karbonmasse im frontalen Teil der Karbonzone stösst auf bedeutende Schwierigkeiten. Die grösste Mächtigkeit erreicht das Karbon an der Pte du Revedin, doch lassen sich dort keine tektonischen Störungen feststellen (p. 95). Hingegen bestehen am Bec Rond zwei Karbonschuppen. Die Trennungslinie zwischen diesen beiden Elementen tritt morphologisch deutlich hervor. Sie zieht auf der W-Seite des Bec Rond durch und lässt sich bis gegen die Tour de Bavon verfolgen. An der Basis der frontalen Karbonzone sind häufig schwarze, graphitische Tonschiefer mit Anthrazitschmitzen aufgeschlossen, so z. B. östlich der Alp Sasse. Diese Schiefer liegen als Gleithorizont in stratigraphisch anormaler Stellung.

Den bisherigen Ausführungen ist zu entnehmen, dass in der frontalen Karbonzone der Combe de l'A neben Schuppenzonen auch falsche Synklinalen massgebend am Aufbau beteiligt sind. Die Existenz solcher falscher Synklinalen und falscher Antiklinalen im frontalen Teil der Bernharddecke ist oft bezweifelt worden (R. Jäckli 1950, J. M. Vallet 1950 usw.); aus den hier beschriebenen Verhältnissen geht einmal mehr der bewundernswerte Scharfblick von E. Argand hervor. Zusammen mit falschen Synklinalen (faux-synclinaux) und falschen Antiklinalen (faux-anticlinaux) beschreibt E. Argand (1911, 1934) aus dem penninischen Raum ebenfalls Rückfalten (plis en retour). Die Entstehung dieses Faltentyps erfolgte nach E. Argand durch lokale Ausweichbewegungen und steht mit der Richtung des Hauptschubes in Einklang. In der Combe de l'A lassen sich stellenweise rückfaltenartige Strukturen erkennen, so z. B. im S der Pte du Revedin, wo ein Karbonspickel gegen E in die Trias hineingreift. Genetisch dürften sich diese Formen jedoch von den eigentlichen Rückfalten im Sinne E. Argands unterscheiden.

Nach unseren Beobachtungen lassen sich diese «verkehrten» Falten am ehesten durch die Wirkung von zwei oder drei tektonischen Phasen erklären. In einer ersten Phase wäre wohl die Abscherung der postcarnischen Sedimenthaut erfolgt und gleichzeitig oder etwas später eine kräftige Aufschiebung einer Karbonmasse mit Triasquarziten auf eine externe, vorwiegend karbonatische Triaszone. In einer jüngeren Kompressionsphase wären die beiden Serien schliesslich komplex miteinander verfaltet und verschuppt worden. Für die Richtigkeit dieser Annahme sprechen namentlich die Verhältnisse am Aglan, wo im Faltenkern Triasquarzite auf Karbonschiefern die karbonatische Trias überlagern. Die späte Verschuppung hat wohl auch noch die basale Überschiebungsfläche der Karbonzone erfasst; sie könnte die synklinalartige Einspitzung von Karbon in die Serie der Tarentaise erklären (p. 116).

Der Kontakt Karbon/Mitteltrias ist in unserem Untersuchungsgebiet fast durchwegs tektonischer Natur. Die untertriadischen Quarzite an der Basis der karbonatischen Trias fehlen bis auf geringe, ausgewalzte Reste; die Quarzite verhalten sich i. a. tektonisch unabhängig von den karbonatischen Ablagerungen (vgl. F. Ellenberger). Sie sind meist mit dem Karbon verknüpft und bilden dort selbständige Teilelemente wie z. B. der Triasquarzitzug im W des Roc de l'Oiseau (Fig. 11).

Das steile Abtauchen der Axen gegen NE bewirkt in der Combe de l'A das Verschwinden einzelner Elemente. Im Sinne eines Ausgleiches erscheinen dafür weiter nördlich andere, häufig externer gelegene Untereinheiten. Ein gutes Beispiel dafür bildet die Triasschuppe des Bec Rond, welche den E-Schenkel der falschen Synklinale von Vouasse gleichsam gegen NE abdrängt und schliesslich dessen Stelle einnimmt. Die diskordante Aufschiebung der internen Karbon-Hauptmasse dürfte diese Entwicklung noch begünstigen.

VII. Vergleich mit entsprechenden tektonischen Elementen

Es ist nicht möglich, auf Grund der spärlichen Aufschlussverhältnisse innerhalb der helvetischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln weitreichende Parallelisationen vorzunehmen. Einzig die Gipsmasse (p. 110) erinnert an die Zone von Bex-Laubhorn. Das Hauptproblem der östlich anschliessenden Zone von Som la Proz bildet die Herkunft des Muskovitchloritgneises (p. 110). Am ehesten lässt dieser Gesteinstyp einen Vergleich zu mit dem Chloritserizitgneis, welchen A. Lombard 1943 unter der Triasunterlage des Niesenflysches bei Hahnenmoos entdeckte. Trotzdem die tektonische Zugehörigkeit des Kristallinaufschlusses bei Hahnenmoos nicht vollständig geklärt ist und auch die Unterlage des Chaussyflysches bei Gsteig als Äquivalent nicht zu überzeugen vermag, erscheint es nicht ausgeschlossen, dass der Muskovitchloritgneis im unteren Val Ferret der Unterlage des Niesenflysches entstammt. Die wenig typischen Mergelschiefer, welche den Gneis begleiten, können zu einer Lösung dieser Frage kaum etwas beitragen; hingegen würde die tektonische Stellung der Zone von Som la Proz (zwischen der Gipszone und der Ferret-Basis) für die Möglichkeit einer solchen Deutung sprechen.

Vergleichende Begehungen bestärken uns in der Ansicht, dass die Ferret-Zone mit den Prätigauschiefern in Zusammenhang steht (R. Staub 1938), während die Zone der Tarentaise, – wie dies R. Trümpy (1952) andeutet –, vielleicht mit der Gelbhorn-Decke (vgl. H. Jäckli 1941) in Beziehung zu setzen ist. Einer Abklärung dieses Problems dürften uns die gegenwärtigen Untersuchungen der Zürcher Schule in der Gegend von Visp und Brig näher bringen.

Der Verlauf der Ferret-Zone im S der schweizerisch-italienischen Grenze ist noch nicht gesichert; es erscheint auf Grund der im Gange befindlichen Untersuchungen von R. Zulauf nicht ausgeschlossen, dass diese Einheit entgegen der Ansicht von M. B. Cita (1953) und R. Trümpy (1955a) über das Val Malatrà hinaus gegen S sich fortsetzt und dass die Zusammenhänge zwischen den Zonen von Ferret und der Tarentaise im S enger sind (vgl. R. Barbier 1951). Auch die Verlängerung der Unterabteilungen der Ferret-Zone gegen N (Six Blanc, Pierre Avoi) bedarf (auch nach der Ansicht von Herrn Professor Trümpy) vielleicht noch einer gewissen Abklärung, da sich unsere Untersuchungsergebnisse nicht in allen Belangen mit den (unpublizierten) Aufnahmen von M. Burri und R. Trümpy korrelieren lassen.

Nach R. Barbier (1948, 1951) verkörpert die «Nappe des Brèches de Tarentaise», als «Cordillère tarine» den externen Teil des Subbriançonnais-Raumes. Dagegen schlägt R. Trümpy (1955, 1957) vor, die «Zone der Tarentaise» als selbständiges Element vom Subbriançonnais s. str. abzusondern.

Tatsächlich existieren vor allem innerhalb der posttriasischen Sedimente bedeutende Faziesunterschiede, welche bereits mit dem Lias einsetzen. Der Dogger der «Nappe des Brèches de Tarentaise» ist nur lokal entwickelt und zwar sowohl im Val Ferret wie auch weiter im S (R. BARBIER 1948).

Der obere Jura und die Unterkreide dieser Einheit fehlen vollständig. Die interner gelegenen Subbriançonnais-Elemente dagegen, so z. B. die «Nappe du Pas du Roc», umfassen vom Lias bis in die Kreide hinauf eine durchgehende Schichtreihe (R. BARBIER 1948). Entsprechende Faziesunterschiede finden sich auch in der Ausbildung der Flyschablagerungen.

Diese tiefgreifenden Faziesdifferenzen rechtfertigen wohl weitgehend eine Abtrennung der Zone der Tarentaise vom eigentlichen Subbriançonnais.

Es ist ungewiss, ob die Karbon- und Triaszüge auf der W-Seite der Combe de l'A dem Subbriançonnais oder bereits dem eigentlichen Briançonnais entstammen (p. 103), doch sind die Triaszüge i. a. geringmächtiger und weniger differenziert ausgebildet als die entsprechenden Ablagerungen im Briançonnais s. str. Nach R. TRÜMPY (mündliche Mitteilung) handelt es sich eher um Subbriançonnais. Er nimmt an (1955b), dass ursprünglich eine Schichtreihe vorlag, welche vom Karbon bis ins Paläozän hinaufreichte. Das Hangende der carnischen Rauhwacke wurde aber später abgeschert und nach NE verfrachtet. Diese abgescherten Elemente entsprechen nach R. TRÜMPY den «Médianes plastiques» der Präalpen; als Hauptargument wird eine weitgehende, fazielle Übereinstimmung zwischen den Schichtreihen der «Médianes plastiques» und des Subbriançonnais angeführt. Eine Diskussion dieser Hypothese, welche im Widerspruch zu den Ansichten R. STAUBS steht, würden den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Da die postcarnischen Sedimente in der Karbonzone zwischen Val Ferret und Val d'Entremont nicht erhalten sind, können wir auch keine direkten Beobachtungen hierzu beitragen.

D. ZUR MORPHOLOGIE

Es sollen in diesem Zusammenhang lediglich einige wesentliche Punkte gestreift werden.

a. Allgemeines Hochflächenniveau

Die höchsten Erhebungen zwischen Val Ferret und Combe de l'A lassen ein allgemeines Hochflächenniveau erkennen, welches gegen N bzw. NNE abgedacht ist. Von der Tête des Vares (P. 2870.8) zieht diese Verebnungsfläche über den Aglan (P. 2795), die Pte du Revedin (P. 2761) gegen den Bec Rond (P. 2562.7) und die Tour de Bavon (P. 2476.5). Nördlich von P. 2346 umfasst die Fortsetzung der Verebnungszone die ausgedehnte Hochfläche von La Tessure, des Plan de la Vouardette (P. 2060) und des Plan Monnay (P. 2110.9).

Entsprechende Verflachungszonen erscheinen auch im E der Combe de l'A und im NE der Drance d'Entremont. Auf der W-Seite des Val Ferret liegen die Verebnungen allgemein höher, was vermutlich auf die späte Heraushebung des Mt. Blanc-Massivs zurückzuführen ist. Die altersmässige Zuordnung dieses Hochflächenniveaus ist unsicher.

b. Moränen

Auf Grund des Moränenmaterials lassen sich in unserem Terrain drei Hauptgletscher unterscheiden:

1. Der Ferret-Gletscher, welcher Mt. Blanc-Granit und Sedimentär-Erratika aus der Zone von Sitten-Courmayeur führt.
2. Der Gletscher der Combe de l'A, welcher Karbonmaterial, sowie unter- und mitteltriasische Lokal-Erratika enthält.
3. Der Entremont-Gletscher, welcher hauptsächlich durch Gneise und Glimmerschiefer charakterisiert wird.

Der wichtigste Seitengletscher des Val Ferret ist jener von Saleina. Sein Einzugsgebiet liegt im E von Praz-de-Fort. Von dort aus lassen sich die Spuren dieses Gletschers über Plan Beu-Vichères lückenlos bis nach Liddes durchverfolgen. Der Saleina-Gletscher vermochte zwar den Plan Monnay nicht zu überqueren; er umfloss vielmehr die nördliche, tiefer gelegene Fortsetzung dieses Bergrückens. Nordöstlich von Praz-de-Fort erreichen die obersten Granitblöcke eine Höhe von 1780 m, im S des Plan Beu eine solche von 1830 m. Auf Plan Beu ist ein mächtiges Gewirr von Granitblöcken angehäuft. Der Kubikinhalt einzelner Riesenblöcke beträgt über 1000 m^3. Im E des Plan Beu verschiebt sich die Grenze der höchstgelegenen Erratika allmählich in tiefere Lagen. Südlich von Moulins finden sich die obersten Blöcke auf 1400 m. Östlich von Vichères, im Bereich des A-Gletschers, treten nur noch vereinzelte Granite auf und im SW von Liddes erscheinen die letzten Erratika des Mt. Blanc-Massivs. Aus dieser Gegend beschreibt 1867 A. Favre, ein ganz hervorragender Beobachter (vgl. p. 39), ebenfalls Granite und bringt sie richtigerweise in Zusammenhang mit einem Vorrücken des Saleina-Gletschers.

Es sind verschiedene Umstände, welche diesen überraschenden Vorstoss des Saleina-Gletschers in das Tal der Entremont begünstigten. Einmal liegt das Einzugsgebiet des Entremont-Gletschers (Gd. Combin, Mt. Velan) weiter entfernt als dasjenige des Saleina-Gletschers. Dann wirkte der A-Gletscher südwestlich von Liddes als Sperre und schirmte damit das Vordringen des Saleina-Gletschers gegen E ab. Ferner förderten auch der Orny-Gletscher und der Gletscher von Champex diesen Vorstoss, indem sie den Saleina-Gletscher nach E abdrängten.

Neben dem Saleina-Gletscher und den Lokalgletschern auf der E-Seite spielten im mittleren Val Ferret auch die Gletscher der A Neuve (im W von La Fouly) und der Planereuse (östlich von Branche) eine bedeutende Rolle. N. Oulianoff (1941 b) weist auf die Bedeutung der Moränenakkumulation zwischen La Fouly und Le Clou hin. Sie besteht aus zahlreichen Mt. Blanc-Granit-Blöcken und entstammt dem Einzugsgebiet des Mt. Dolent-Gletschers.

Wie N. Oulianoff darlegt, vermögen diese Erratika die junge Entstehung der Combe des Fonds und ihrer nördlichen Fortsetzung, d. h. des mittleren und unteren Val Ferret weitgehend zu belegen.

Der A-Gletscher bedeckte zusammen mit dem Seitengletscher von Bavon vor allem den nordöstlichen Gebietsabschnitt.

Spuren des Entremont-Gletschers treten nur lokal im N auf.

c. Blockströme

In der Combe de l'A erscheinen verschiedene Blöckströme, welche stets mit Moränen verknüpft sind.

Im NW der Tour de Bavon zieht ein etwa 800 m langer und 20–100 m breiter Blockstrom in nordöstlicher Richtung gegen die Alp Bavon. Er liegt in einer Höhe von 2060–2230 m und besteht vor allem aus eckigen Kalk- und Dolomitblöcken. Der Umriss zeigt eine ausgesprochene Fliessform. Die etwa 5–10 m hohen steilen Ränder heben sich deutlich von der Umgebung ab. Die Böschung steigt gegen das Strominnere leicht an.

Zwei weitere Blockströme mit einer E-, bzw. NE-Exposition liegen im N der Alp Vouasse auf 2300–2500 m Höhe.

d. Sackungen, Bergstürze

Die Schichtlage (p. 104) begünstigt das Auftreten von Hakenwurf, sowie von Sackungen und Rutschungen. Auf der E-Seite des Val Ferret wird vor allem die untere Partie der Ferret-Schiefer von tiefgründigen Sackungen betroffen; eine stratigraphische Aufgliederung wird dadurch stark erschwert. Auffallenderweise ertrinkt der Fuss dieser Sackungen durchwegs in den Schuttkegeln der Seitenbäche des Val Ferret. Offenbar fanden die Bewegungen in einem Zeitraum statt, als die Talsohle des Val Ferret bedeutend tiefer lag und von alluvialen Ablagerungen weitgehend frei war, d. h. wohl unmittelbar nach dem Rückzug der würmeiszeitlichen Gletscher, vielleicht noch vor der Schlussvereisung.

Bergstürze kommen nur selten vor und beschränken sich i. a. auf lokale Ausbrüche kompetenter Felsmassen. Ein bedeutender, postglazialer Bergsturz ist im NE von Verne niedergegangen. Im N von P. 1891 legen zahlreiche, eckige Blöcke von Aroley-Kalk und Marmontains-Quarzit davon Zeugnis ab.

RÉSUMÉ

Le terrain est limité à l'W par le Val Ferret Valaisan entre Orsières et La Fouly, au S par la limite N de la Feuille Gd. St-Bernard de l'Atlas géologique (1958), à l'E par la Combe de l'A et au N par la Drance d'Entremont entre Liddes et Orsières. Il comprend la zone de Sion–Courmayeur ainsi que la partie externe de la zone houillère axiale.

A partir de la Drance de Ferret, de l'W vers l'E, c'est-à-dire de bas en haut, nous reconnaissons les unités suivantes:

I. La partie interne des racines helvétiques, composées d'une succession de terrains jurassiques, allant de l'Aalénien jusqu'au Malm et comprenant, près d'Orsières, peut-être encore des marnes du Valanginien dans un noyau synclinal.

II. La zone radicale ultrahelvétique, composée d'écailles complexes de Trias, de Lias et de Dogger. Au N, cette zone se termine vers le haut par des amas de gypse, qui sont peut-être en relation avec la zone de Bex-Laubhorn.

III. La Zone de Som la Proz (env. 30 m), que nous considérons comme unité indépendante – peut-être apparentée à la nappe du Niesen? – entre la zone ultrahelvétique et la base de la zone de Ferret (localité-type: Torrent à l'E de Som la Proz; coord. 576 500/95 850/1190). Elle comprend des gneiss albitiques à muscovite et à chlorite ainsi que des schistes marneux peu typiques.

IV. Zone de Ferret:

A. Ecaille basale, assez mince (env. 10–20 m), caractérisée par des bandes triasiques (cornieule, argilites siliceuses).

B. Série normale (env. 1200 m), qui comprend de bas en haut (voir R. TRÜMPY 1952, 1955a):

1. Grès et schistes inférieurs:
   a) Schistes marneux, légèrement gréseux; localement avec des bancs de quartzites (env. 50 m).
   b) Alternance de calcschistes argilo-gréseux et de grès calcifères plus massifs (env. 200 m).
   c) Couches de passage entre les grès inférieurs et les calcschistes moyens (env. 50–100 m).
2. Calcschistes moyens (env. 400 m): Calcschistes siliceux et gréseux; souvent alternance de lits plus argileux et plus calcaires.
3. Couches de la Vatse (30–200 m):
   a) Conglomérats de la Vatse (0–50 m; développés seulement dans la partie méridionale de la région étudiée): Microbrèches et conglomérats: galets arrondis (diamètre jusqu'à 8 cm) dans un ciment calcaire, parfois gréseux.
   b) Schistes de la Vatse (30–200 m):
   Calcschistes argileux sombres, calcaires gréseux et siliceux assez massifs.
4. Couches de la Peula (0–30 m): Quartzites schisteux verdâtres, parfois calcifères; schistes noirs, grès calcifères, localement des brèches polygéniques.
5. Couches de l'Aroley (0–40 m): Calcaires massifs, souvent gréseux; microbrèches et conglomérats.
6. Couches des Marmontains (0–15 m): Quartzites massifs verdâtres, ferrugineux; schistes noirs (souvent assez peu typiques dans la série normale); bien développés dans les éléments supérieurs de la zone de Ferret.
7. Couches de St-Christophe (200–500 m): Calcaires gréseux, très micacés, à grain grossier.

   Dans la partie S de la région étudiée, cette série normale est complètement développée. Tout au N, les couches de St-Christophe (7) se trouvent directement au dessus des schistes de la Vatse (3). Les couches de la Peula (4), les couches de l'Aroley (5) et les couches des Marmontains (6) y sont absentes, soit par érosion avant le dépôt des couches de St-Christophe, soit parce qu'elles ne se sont pas déposées dans cette zone du bassin.

C. Le pli de la Tsavra, qui représente un anticlinal déversé. Dans cet élément surtout les couches de l'Aroley, ainsi que les couches des Marmontains et les couches de St-Christophe arrivent à la surface. Dans le noyau apparaissent localement des schistes de la Vatse et des couches de la Peula (?).

D. Les écailles et replis supérieurs, qui comprennent seulement les termes supérieurs des schistes de Ferret (calcaires de l'Aroley jusqu'aux grès de St-Christophe).

Cette succession des éléments tectoniques de la zone de Ferret, dont la structure est strictement isoclinale, peut être prouvée à l'aide du «graded bedding» (granulo-

classement vertical). Ceci vaut surtout pour la série normale et le flanc inverse du pli de la Tsavra.

L'examen des galets semble indiquer leur provenance d'une région élevée située à l'E.

V. Zone de Tarentaise (env. 250 m).

La série stratigraphique de cette unité complexe se distingue des schistes de Ferret par son caractère beaucoup plus hétérogène. Elle comprend de bas en haut:

1. Carbonifère: Quartzites micacés, schistes noirs graphiteux, localement de l'anthracite.
2. Trias: Dolomies blondes, calcaires marmorisés, cornieule, gypse.
   A cause de l'écaillage intense, une succession normale ne peut être établie.
3. Lias:
   1° Lias inférieur: Calcaires massifs blancs, plus siliceux vers le sommet.
   2° Partie supérieure du Lias inférieur – Lias moyen: Calcaires bleutés, cristallins ou grossièrement spathiques, légèrement ferrugineux, avec *Gryphaea arcuata* LMK., des Ammonites (entre autres *Polymorphites* sp.?) et des Bélemnites de Lias moyen. Au sommet, localement des brèches calcaréo-dolomitiques.
   3° Lias supérieur? Calcaires gréseux en dalles assez régulières avec des croûtes siliceuses à la surface brunâtre des couches.
4. Aalénien? Schistes argileux noirs, pyriteux, pauvres en calcaire.
5. Dogger? Alternance de schistes argileux et de bancs calcaires (seulement développés au N).
   Le Malm et le Néocomien sont absents; presque toujours, les terrains plus récents sont transgressifs sur le Lias.
6. Série conglomératique s. l., comprenant de bas en haut:
   1° Conglomérats de base assez massifs, puis schistes calcaréo-argileux sombres, qui contiennent des éléments parfois gigantesques de dolomie et de Lias spathique (couches de l'Aiguille du Grand Fond; H. Schoeller 1929), passant à
   2° Série conglomératique s. str.:
   Conglomérats grossiers avec des éléments étirés et aplatis (jusqu'à 0,5 m de diamètre) dans une pâte calcaréo-gréseuse; calcschistes argileux.
   L'affinité surprenante de ces couches avec les calcaires de l'Aroley (Urgonien ?) de la zone de Ferret favorise une parallelisation entre ces deux termes (R. Barbier & R. Trümpy 1955).
7. Série schisto-quartzitique (0–60 m):
   Schistes noirs et quartzites verdâtres avec quelques lits de brèches polygéniques et des roches vertes. Vers le sommet, intercalations de calcschistes gréseux brunâtres. Une corrélation de cette série avec les couches des Marmontains (Gault?) est très probable. Comme toute la zone de Sion–Courmayeur, les écailles de cette unité montrent une structure isoclinale.

VI. Partie frontale de la zone houillère axiale, comprenant uniquement des sédiments du Carbonifère et du Trias.

1. Carbonifère (env. 350 m):
   A la base, des conglomérats avec des galets de quartz (localement développés) et surtout des quartzites micacés, qui deviennent plus schisteux dans la partie moyenne. Par endroits, on y trouve de veritables gneiss. Vers le sommet des schistes noirs graphiteux prédominent, ainsi que des filons d'anthracite et de rares lits de roches vertes (ovardites et prasinites). Nous n'avons pas rencontré des types lithologiques rappelant le Verrucano.
2. Trias (env. 250–300 m).
   1° Couches de base: Quartzites micacés et feuilletés (voir E. ARGAND 1911, 1934) ainsi que des quartzites massifs à grain grossier («Néopermien» F. ELLENBERGER 1950).
   2° Quartzites bien lités, par endroits cornieule: Trias inférieur.
   3° Calcaires marmoréens, par places avec des «calcaires vermiculés»: Anisien.
   4° Alternance de calcaires et de dolomies; dans la partie supérieure prédominance de dolomies blondes avec des brèches autigènes: Ladinien-Carnien (?).
   5° Dolomies noires schisteuses, schistes argileux gris, dolomies vertes, cornieule (env. 20 m): Carnien?

Les dolomies du Norien sont toujours absentes. Cette série n'a livré que de rares débris de fossiles, entre autres *Encrinus cassianus* MÜ. (provenant de l'alternance de calcaires et de dolomies).

Le faciès de ces formations est intermédiaire entre celui de la zone de Tarentaise et le Briançonnais proprement dit. D'après R. TRÜMPY (1955b), cette partie frontale de la zone houillère du Valais se rattacherait au Subbriançonnais s. str.

Dans la partie frontale de la zone houillère axiale, nous avons pu constater l'existence de faux-synclinaux (avec cœur de Houiller et enveloppe de Trias), ce qui confirme les idées d'E. ARGAND (1915, 1934). Ces phénomènes sont probablement dûs à l'action de deux (ou trois) phases tectoniques.

En plus, les axes de cette unité plongent vers le NE, montrent donc une direction «alpine», tandis que dans les éléments de Sion–Courmayeur – à l'exception de la zone de Tarentaise – prédomine plutôt la direction dite hercynienne (N–S).

VII. Masse principale du Carbonifère de la zone houillère axiale.

La base de cette unité chevauche sur celle des éléments externes avec une discordance tectonique et passe le long du Torrent de l'A, qui représente la frontière E de la région étudiée.

LITERATURVERZEICHNIS

ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *64*/1, 2.

ARGAND, E. (1911a): *Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes Pennines avant la formation des grands plis couchés.* Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *47*.

– (1911b): *Sur la tectonique de la grande zone permo-carbonifère du Valais à la Méditerranée.* Act. Soc. Helv. Sc. nat. *94*, Soleure.

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

ARGAND, E. (1911d): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] *31*/1.
– (1912a): *Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *48*.
– (1912b): *Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes Occidentales*. Eclogae geol. Helv. *11*/6.
– (1934): *La zone pennique*. Geol. Führer Schweiz *3*.
BARBIER, R. (1948): *Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère*. Mém. Carte géol. France.
– (1952): *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse*. Trav. Lab. Géol. Grenoble *29* (1951).
BARBIER, R., & TRÜMPY, R. (1955): *Sur l'âge du Flysch de la zone des brèches de Tarentaise*. Bull. Soc. géol. France (6), *5*.
BARETTI, M. (1879): *Studi geologici sulle Alpi Graie settentrionali*. R. Acc. Lincei (3), Mem. Cl. Sc. fis., mat., nat. *3*.
– (1881): *Aperçu géologique sur la chaîne du Mont-Blanc en rapport avec le trajet probable d'un tunnel pour une nouvelle ligne de chemin de fer*. Torino (Candeletti).
BERNOULLI, W. (1943): *Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig*. Eclogae geol. Helv. *35*/2 (1942).
BLANCHET, F. (1936): *Étude géologique des montagnes d'Escreins*. Trav. Lab. Géol. Grenoble *19*.
BURRI, M. (1956): *La Zone de Sion–Courmayeur dans le massif du Six Blanc (Valais)*. Manuskript.
– (1958): *La Zone de Sion–Courmayeur au Nord du Rhône*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] *105*.
CADISCH, J. (1934/1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 1., 2. Aufl. (Zürich und Basel).
– (1942): *Das Pontiskalk-Profil zwischen Briey-dessus und Vercorin bei Siders (Wallis)*. Eclogae geol. Helv. *34*/2 (1941).
CAROZZI, A. (1952): *Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine*. Arch. Sc. Genève *5*.
CHRIST, P. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen. II. Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917–1924*. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. *11*/2.
CITA, M. B. (1953): *Studi geologici sulla Val Ferret Italiana (Alta Val d'Aosta)*. Boll. Serv. geol. Ital. *75*/1.
– (1954): *Notizie preliminari sul sedimentario a facies elvetica della Val Ferret italiana (Aosta)*. Boll. Soc. geol. Ital. *70*/3 (1951).
COLLET, L. W. (1943): *La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] *79*.
CORSIN, P. (1950): *Le Houiller de la zone du Briançonnais*. C. R. Ac. Sc. (Paris) *230*.
CORSIN, P., & DEBELMAS, J. (1952): *Sur la présence de Stéphanien fossilifère au col de Tramouillon, dans le massif de Gaulent, au S de Briançon (Hautes-Alpes)*. C. R. Soc. géol. France *1952*/3.
DEBELMAS, J. (1953): *Les brèches du Trias supérieur dans le massif du Gaulent au Sud de Briançon près d'Argentière (Hautes-Alpes)*. Trav. Lab. Géol. Grenoble *30* (1952).
– (1955): *Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes)*. Mém. Carte géol. France.
– (1957): *Quelques remarques sur la conception actuelle du terme «cordillère» dans les Alpes internes françaises*. Bull. Soc. géol. France (6), *7*.
ECKARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch*. Diss. Univ. Zürich.
ELLENBERGER, F. (1947): *Découverte de fossiles dans le Trias de la Vanoise*. C. R. Soc. géol. France *1947*/15.
– (1949): *Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie)*. C. R. Soc. géol. France *1949*/15.
– (1950a): *Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise*. Bull. Carte géol. France *47* (1949).
– (1950b): *Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses*. C. R. Soc. géol. France *1950*/4.
– (1951): *Le Crétacé supérieur briançonnais au N de l'Arc et la nappe des schistes lustrés*. C. R. Soc. géol. France *1951*/2.

ELLENBERGER, F. (1953): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.* Eclogae geol. Helv. *45*/2 (1952).

– (1958): *Sur quelques fossiles triasiques du Pennique frontal valaisan.* C. R. Soc. géol. France *1958*/8.

ELTER, G. (1954): *Osservazioni geologiche nelle regione di Courmayeur (Alta Valle d'Aosta).* Pubbl. Ist. geol. Torino *2*.

ELTER, G., & ELTER, P. (1957): *Sull'esistenza, nei dintori del Piccolo San Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc.* R. C. Ac. naz. Lincei (8), *22*/2.

ELTER, P. (1951): *Observations géologiques dans le Val Veni (versant italien du Mont-Blanc).* Arch. Sc. Genève *4*/6.

– (1954): *Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St-Bernard).* Thèse, Genève.

FAVRE, A. (1867): *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc.* Paris (Masson).

FRANCHI, S. (1906): *A proposito della riunione in Torino della Società geologica di Francia, nel settembre 1905.* Boll. R. Com. geol. Italiana *36*/4.

– (1927): *Sui profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran San Bernardo.* Boll. Soc. geol. Ital. *46*/2.

FRANCHI, S., KILIAN, W., & LORY, P. (1908): *Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias.* Bull. Carte géol. France *18*.

GAGNEBIN, E., & OULIANOFF, N. (1943): *Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais.* Eclogae geol. Helv. *35*/2 (1942).

GANSSER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke – Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *17*/2.

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

GENGE, E. jun. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten–Seehorn (Berner Oberland).* Eclogae geol. Helv. *51*/1.

GERLACH, H. (1869): *Die Penninischen Alpen.* N. Denkschr. Schweiz. Ges. ges. Natw. *23*.

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

– (1873): *Die Bergwerke des Kantons Wallis.* Sitten.

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

GIGNOUX, M., & RAGUIN, E. (1931): *Sur la stratigraphie du Trias de la Zone du Briançonnais.* C. R. Ac. Sc. (Paris) *192*.

GIGNOUX, M., & MORET, L. (1938): *Description géologique du bassin supérieur de la Durance.* Trav. Lab. géol. Grenoble *21* (1937).

GIGNOUX, M. (1950): *Géologie stratigraphique.* 4e éd. Paris (Masson).

GREPPIN, J. B. (1877): *Fossiles bajociens dans les mines de pyrites ferrugineuses du Val Ferret.* Act. Soc. Helv. Sc. nat., Bâle, *1876*.

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

HAUG, E. (1900): *Les géosynclinaux et les aires continentales.* Bull. Soc. géol. France (3), *28*.

– (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales.* Bull. Soc. géol. France (4), *25*.

JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden).* Eclogae geol. Helv. *34*/1.

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

JONGMANS, W. J. (1951): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz.* Eclogae geol. Helv. *43*/2 (1950).

KILIAN, W., & LORY, P. (1906): *Feuille du Grand-Saint-Bernard au 320 000e (Raccordement des unités stratigraphiques des zones intraalpines françaises de la Maurienne et de la Tarentaise avec les bandes analogues des Alpes valaisannes).* Bull. Carte géol. France *16*, C. R. Collaborateurs, 1905.

KILIAN, W., & PUSSENOT, CH. (1912): *Sur l'âge des schistes lustrés des Alpes franco-italiennes.* C. R. Ac. Sc. (Paris) *155*.

KOTANSKI, Z. J. (1955): *Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.* Acta Geol. Polonica *5*/3.

KRAUS, E. (1942): *Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch, Teil II.* N. Jb. Min., Geol., Pal., Bb. *87*, Abt. B.

KUENEN, PH. H. (1950): *Turbidity currents of high density.* Internat. Geol. Congr. Rep. 18th sess., Great Britain, 1948, *7*.

– (1953): *Graded bedding, with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain.* Verh. Kon. Nederl. Ak. Wet., Nat., I, *20*/3.

KUENEN, PH. H., & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps.* Jour. Geology *61*/4.

LOMBARD, AUG. (1943): *Compte-rendu des Excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. II. La mine de Chandoline près de Sion.* Eclogae geol. Helv. *35*/2 (1942).

– (1949): *La formation et la mise en place des anthracites du Valais.* Annales des Mines, *138*/3.

– (1956): *Géologie sédimentaire: Les séries marines.* Paris (Masson).

LOMBARD, AUG., & ANDRÉ (1946): *Découverte d'une lame cristalline à la base de la nappe du Niesen près du Hahnenmoos (Oberland Bernois).* Eclogae geol. Helv. *38*/2 (1945).

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

– (1918): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander.* Mat. Carte géol. Suisse [NS] *30*/3.

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

MACHATSCHEK, F., & STAUB, W. (1927): *Morphologische Untersuchungen im Wallis.* Eclogae geol. Helv. *20*/3.

NABHOLZ, W. (1944): *Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis.* Eclogae geol. Helv. *36*/2 (1943).

– (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental.* Eclogae geol. Helv. *38*/1.

NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur.* Diss. Univ. Zürich.

OULIANOFF, N. (1934a): *Quelques observations sur la région du Col Ferret.* Eclogae geol. Helv. *27*/1.

– (1934b): Excursion No 25: *Martigny–Orsières–Grand Saint Bernard–Val Ferret.* Geol. Führer Schweiz *7*.

– (1942a): *Plis, failles et morphologie.* Eclogae geol. Helv. *34*/2 (1941).

– (1942b): *Contribution à l'analyse du mouvement tectonique alpin dans la région du Val Ferret suisse.* Eclogae geol. Helv. *34*/2 (1941).

– (1943): *Compte-rendu des Excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. III. Région du Grand St-Bernard.* Eclogae geol. Helv. *35*/2 (1942).

– (1953): *Feldspaths néogènes dans les «schistes lustrés» du Val Ferret.* Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *65*.

– (1958): *La zone du Carbonifère entre Isérables et Bramois (Vallée du Rhône).* Eclogae geol. Helv. *50*/2 (1957).

PUSSENOT, CH. (1930): *La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés, entre l'Arc et le Guil.* Grenoble (Allier).

SANDBERG, C. G. S. (1905): *Études géologiques sur le Massif de la Pierre à Voir (Bas-Valais).* Paris.

DE SAUSSURE, H. B. (1779, 1786, 1795, 1796): *Voyages dans les Alpes.* Neuchâtel.

SCHÄFER, W. (1956): *Gesteinsbildung im Flachseebecken, am Beispiel der Jade.* Geol. Rdsch. *45*/1.

SCHARDT, H. (1898): *Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen.* Eclogae geol. Helv. *5*/5.

SCHMIDT, C. (1907): *Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen.* Eclogae geol. Helv. *9*/4.

SCHOELLER, H. (1927): *La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse* (Note préliminaire). Bull. Soc. géol. France (4), *27*.

– (1929): *La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère.* Bull. Carte géol. France *33*.

– (1947): *Sur la présence de Crétacé supérieur dans la zone des conglomérats de Tarentaise, au Nord de l'Isère.* C. R. Soc. géol. France *1947*/6.

STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *52.*
– (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. *69*/1.
– (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. I. Teil.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *82*/3, 4.
– (1939): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden.* Eclogae geol. Helv. *31*/2 (1938).
– (1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. II. Teil.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *87*/1, 2.
– (1943): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis.* Eclogae geol. Helv. *35*/2 (1942).
STELLA, A. (1901): *Rilevamento geologico delle Alpi nel 1899–1900.* Rel. biennale dell'Isp.-capo del R. Com. geol., Roma.
– (1902): *Sul giacimento piombo-baritico di regione «Trou des Romains» presso Courmayeur.* Rassegna Mineraria, 8, *16*/17.
STUDER, B. (1850): *Correspondenz aus Bern.* N. Jb. Min., Geogn., Geol., Petrefaktenkunde *1850.*
– (1851): *Geologie der Schweiz,* 1. Bern und Zürich.
TERCIER, J. (1948): *Le Flysch dans la sédimentation alpine.* Eclogae geol. Helv. *40*/2 (1947).
TERMIER, P. (1903): *Les montagnes entre Briançon et Vallouise.* Mém. Carte géol. France.
TRÜMPY, R. (1952): *Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi).* Eclogae geol. Helv. *44*/2 (1951).
– (1955a): *La zone de Sion–Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan.* Eclogae geol. Helv. *47*/2 (1954).
– (1955b): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines.* Bull. Soc. géol. France (6), *5.*
– (1955c): *Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *100*/4.
– (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine.* Bull. Soc. géol. France (6), *7.*
– (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps.* Geologie en Mijnbouw (Nw. Ser.), *20*/10.
VALLET, J. M. (1950): *Étude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais).* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *30*/2.
WEGMANN, W. (1923): *Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis).* Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. *47.*
WEHRLI, L. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen. I. Teil: Übersicht und Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917 mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis.* Beitr. Geol. Schweiz., Geotechn. Ser. *11*/1.
ZACCAGNA, D. (1888): *Sulla geologia delle Alpi Occidentali.* Boll. R. Com. geol. Italia, *1887*/11, 12.

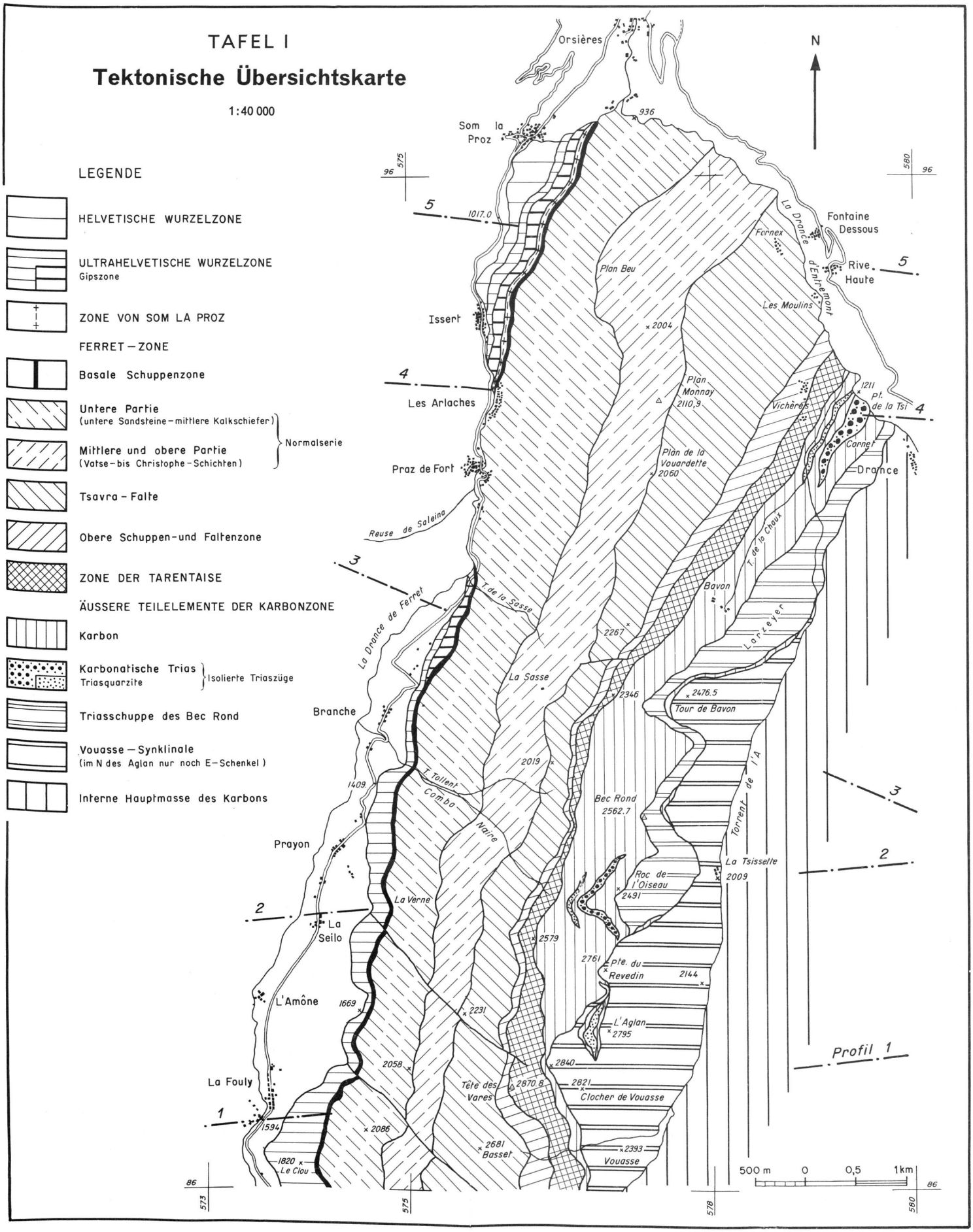
GEOLOGISCHE KARTEN

ARGAND, E. (1908): *Carte géologique du Massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale) 1:50000.* Carte spéc. *52,* Comm. géol. Soc. Helv. Sc. nat.
GEOLOGISCHE KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURF. GES. (1942): *Geologische Generalkarte der Schweiz, 1: 200 000,* Blatt 6: Sion.
GERLACH, H. (1869): *Karte der penninischen Alpen, 1: 200 000.* N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Natw. *23.*
HERMANN, F. (1937): *Carta geologica delle Alpi Nord-Occidentali 1: 200 000.* Milano.
OULIANOFF, N., & TRÜMPY, R. (1958): *Grand St-Bernard 1: 25 000.* Atlas géol. Suisse *33.*
STAUB, R. (1924–1926): *Tektonische Karte der Alpen. 1: 1 000 000, mit Längs- und Querprofilen.* Spez. Karten *105, 105* A, B und *C,* geol. Komm. schweiz. naturf. Ges.
STUDER, B., & ESCHER, A. (1853, 1869): *Geologische Karte der Schweiz 1: 380 000.* Winterthur.
WERENFELS, A. (1924): *Geologische Karte des Vispertales 1: 25 000.* Spez. Karte *106,* Geol. Komm. schweiz. naturf. Ges.

TAFEL I

Tektonische Übersichtskarte

1:40 000



TAFEL II

Geologische Profile

Helvetische und ultra-helvetische Wurzelzone

- Malm
- Callovo-Oxfordian
- Bajocian-Bathonian
- Aalenian
- Lias
- Gips
- Trias

Zone von Som la Proz

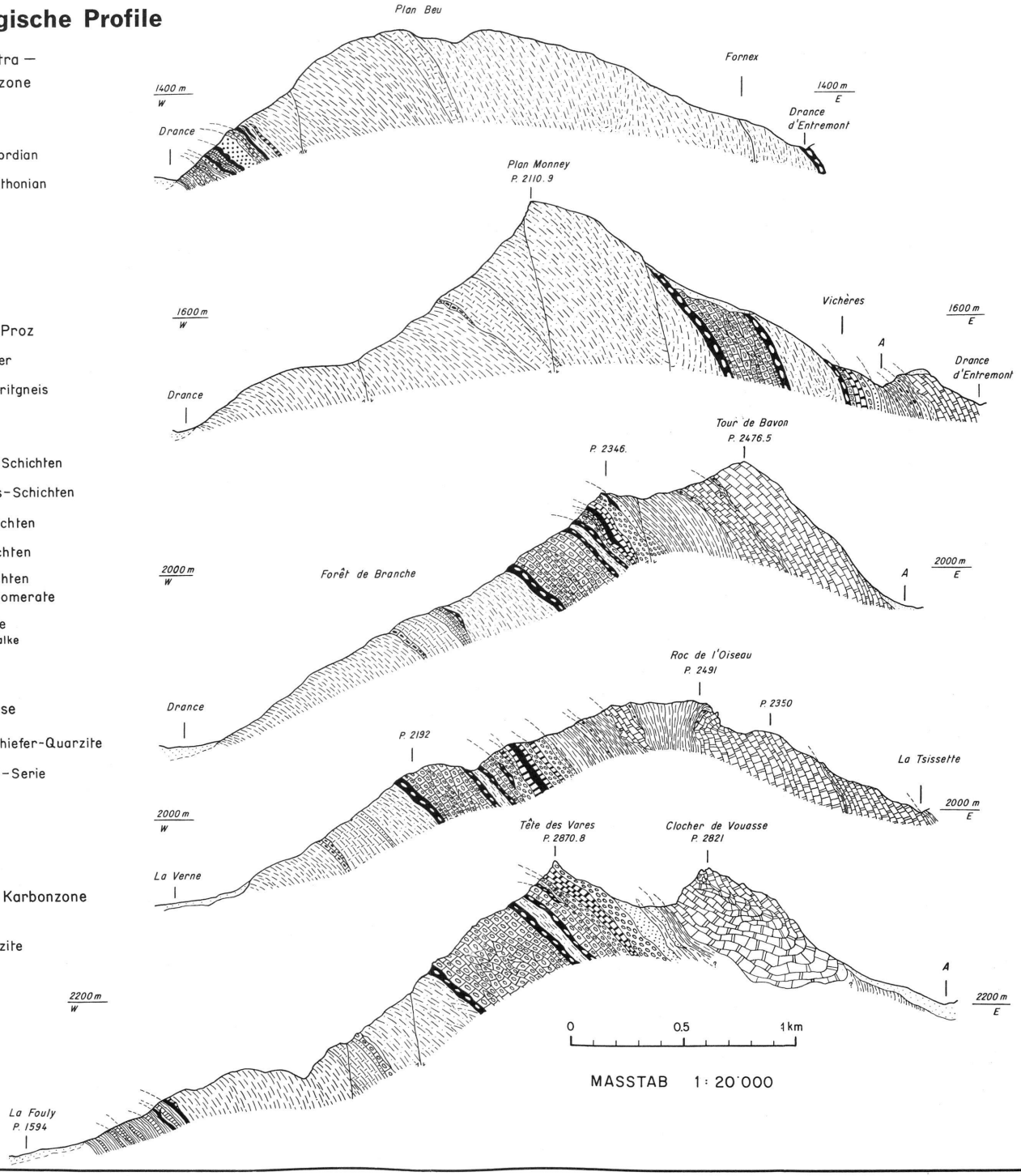
- Mergelschiefer
- Muskovitchloritgneis

Ferret-Zone

- Christophe-Schichten
- Marmontains-Schichten
- Aroley-Schichten
- Peula-Schichten
- Vatse-Schichten
- Vatse-Konglomerate
- Untere Partie
- Albitisierte Kalke
- Trias

Zone der Tarentaise

- Serie der Schiefer-Quarzite
- Konglomerat-Serie
- Lias
- Trias

Externe Partie der Karbonzone

- Trias
- Trias-Quarzite
- Karbon